

# ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

## GEOSPHERE RESEARCH

---

*Научный журнал*

---

**2019**

**№ 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.)

Томский государственный университет  
2019

**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

**Ревердатто 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

**Склярков 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

**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 Holymoore Consultansy, Честерфилд, Университета Глазго, Великобритания

**Гутierrez-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, Ларами, 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](mailto: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](mailto: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](mailto: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

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

**David Banks**, CGeol, Holymoore 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

---

---

### ТЕКТОНИКА, ПЕТРОЛОГИЯ

- Овсюченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Сугоракова А.М., Ларьков А.С., Мараханов А.В.**  
Исследования Каахемской системы активных разломов в Туве: сегментация  
и модель характерных землетрясений ..... 6

### ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Сазонов А.М., Звягина Е.А., Сильянов С.А., Лобанов К.В., Леонтьев С.И.,  
Калинин Ю.А., Савичев А.А., Тишин П.А.** Рудогенез месторождения золота Олимпиада  
(Енисейский край, Россия) ..... 17

### ГИДРОЛОГИЯ

- Маргарян В.Г.** Закономерности временных изменений стока многоводного периода рек  
бассейна реки Арпа в контексте устойчивого развития ..... 44

### ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

- Маликов Д.Г.** Новые материалы по ископаемому сурку Минусинской котловины  
и его распространению в регионе (Южная Сибирь) ..... 54
- Подобина В.М.** Биостратиграфия среднего мела по фораминиферам Западной Сибири  
(северный палеобиогеографический район) ..... 64

---

## CONTENTS

---

### TECTONICS, PETROLOGY

- Ovsyuchenko A.N., Butanayev Yu. V., Sugorakova A.M., Marahanov A.V., Lar'kov A.S.**  
Research of the Kaakhem system of active faults in Tuva: segmentation and model of specific earthquakes ..... 6

### GEOLOGY OF ORE DEPOSITES

- Sazonov A.M., Zvyagina Ye.A., Silyanov S.A., Lobanov K.V., Leontyev S.I., Kalinin Yu.A., Savichev A.A., Tishin P.A.** Ore genesis of the Olimpiada gold deposit (Yenisei Ridge, Russia) ..... 17

### GIDROLOGY

- Margaryan V.G.** The regularities of temporary changes in runoff in the high water period of the Arpa River basin in the context of stable development ..... 44

### PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY

- Malikov D.G.** New fossil marmot materials from Minusinsk depression and its distribution in the region (Southern Siberia) ..... 54
- Podobina V.M.** Middle Cretaceous biostratigraphy on foraminifera of Western Siberia (Northern Paleobiogeographical district) ..... 64

## ТЕКТОНИКА, ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 550.34

### ИССЛЕДОВАНИЯ КААХЕМСКОЙ СИСТЕМЫ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ В ТУВЕ: СЕГМЕНТАЦИЯ И МОДЕЛЬ ХАРАКТЕРНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

А.Н. Овсученко<sup>1</sup>, Ю.В. Бутанаев<sup>2</sup>, А.М. Сугоракова<sup>2</sup>, А.С. Ларьков<sup>1</sup>,  
А.В. Мараханов<sup>1</sup>



<sup>1</sup> Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

<sup>2</sup> Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

Рассмотрена сеймотектоническая сегментация Каахемской системы активных разломов в связи с тувинскими землетрясениями 2011–2012 гг. Очаги землетрясений вышли на поверхность в виде сейсморазрывов, которые четко вписались в пределы уже существовавших морфоструктур, обнаружив полное совпадение по размерам и долговременным тенденциям развития. Результаты изучения и радиоуглеродного датирования в нескольких канавах протяженного (30 км) Шуйского разрыва позволяют более уверенно использовать это положение на практике для оценки максимально возможного землетрясения. Сильные землетрясения на протяжении позднего голоцена происходили асинхронно, охватывая разные сегменты Каахемской системы.

**Ключевые слова:** Тувинские землетрясения, палеосейсмология, сейсморазрыв, зона разлома, Шуй.

#### Введение

Сеймотектонические исследования современных сильных землетрясений дают нам наглядные образцы тектонических деформаций. Эти образцы лежат в основе структурного анализа разломных зон в целом и изучения активных разломов в частности. В настоящее время считается, что землетрясения представляют собой подвижку по разлому, переводящую тектонические напряжения в деформации отдельными импульсами, которые разделены периодами покоя продолжительностью в сотни и тысячи лет. В случае выхода плоскости подвижки в очаге землетрясения на поверхность возникают сеймотектонические разрывы, отражающие основные тенденции современного тектонического развития того или иного региона. Более того, конкретные морфологические параметры сеймотектонических разрывов современности – длина, величина и кинематика смещений – лежат в основе оценки сейсмической опасности с использованием постоянно совершенствуемых методов тектонической геоморфологии и палеосейсмологии.

Одна из основных задач палеосейсмологических исследований – сегментация крупных сейсмогенерирующих структур, под которой подразумевается выделение индивидуальных сейсмических очагов с оценкой их сейсмического потенциала, размеров и кинематики подвижек [Палеосейсмология, 2011]. С появлением модели типичных (характерных) землетрясений в мировой практике оценки сейсмической опасности стала широко применяться гипотеза о том, что отдельные сегменты конечной длины генерируют землетрясения в узком диапазоне магнитуд,

близком к максимальному уровню или достигающим его [Schwartz, Coppersmith, 1984]. Один из вариантов применения модели характерных землетрясений на практике предполагает, что повторяемость характерных землетрясений может быть расшифрована в одном пункте каждого сегмента, поскольку каждое сильное палеоземлетрясение должно было охватывать сегмент на всю его длину.

Исследования Каахемской системы активных разломов (о Каахемской системе разломов см.: [Чернов, 1978, Аржанников, 1998; Сугоракова, Бутанаев, 2014]) были инициированы сразу после Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. и продолжены после, в течение нескольких полевых сезонов. Основной задачей полевых исследований, помимо изучения эпицентральной зоны землетрясений 2011–2012 гг., было установление и прослеживание одноактных и разновозрастных сеймотектонических уступов, рвов и валов в разновозрастных формах рельефа, включая проходку канав для изучения и датирования подвижек радиоуглеродным методом. Датирование выполнено в Лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН и Лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии СПбГУ. По результатам исследований выполнена сегментация Каахемской системы активных разломов (рис. 1). Оценка сейсмического потенциала основана на параметрах палеоземлетрясений – размерах очага и величине подвижки, напрямую отражающих магнитуду события. Размеры очага определялись по длине четко выраженного в рельефе сейсморазрыва.

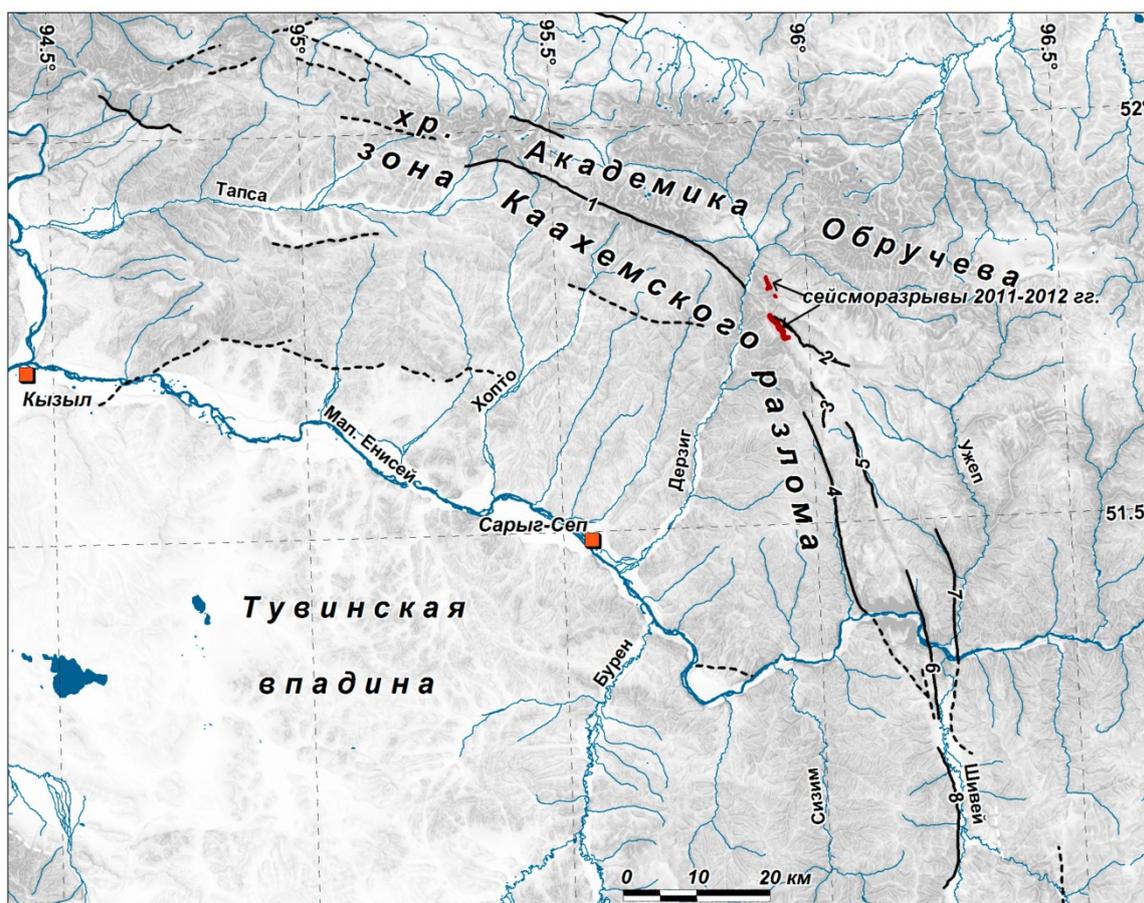


Рис. 1. Сегментация Каахемской системы активных разломов

1 – Хоптинский; 2 – Час-Тайгинский; 3 – Осерцовский; 4 – Шуйский; 5 – Чайминский; 6 – Усть-Шивейский; 7 – Ужепский; 8 – Шивейский. Пунктиром показаны предполагаемые активные разломы

Fig. 1. Segmentation of the Kaachem system of active faults

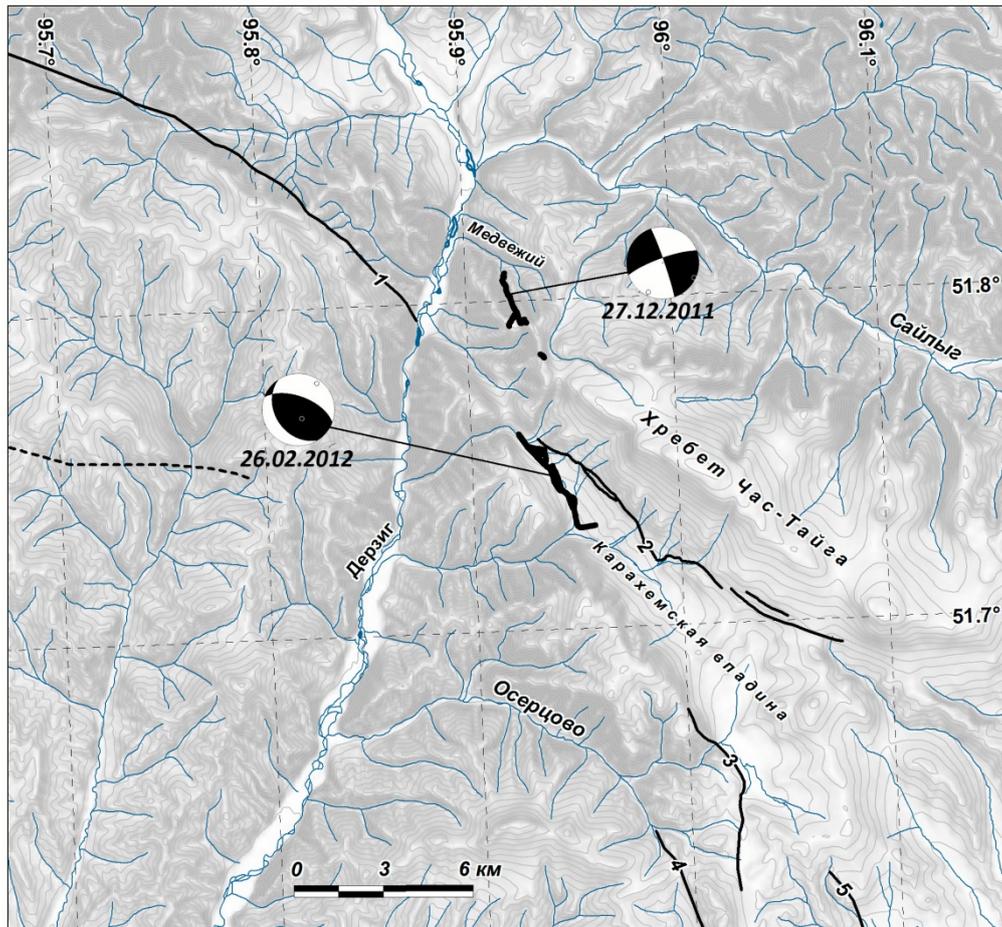
1 – Khoptinskiy; 2 – Chas-Tayginskiy; 3 – Osertsovskiy; 4 – Shuyskiy; 5 – Chayminskiy; 6 – Ust'-Shiveyskiy; 7 – Uzhepskiy; 8 – Shiveyskiy. The dotted line shows the estimated active faults

### Тувинские землетрясения 2011–2012 гг.

Оперативное сеймотектоническое и сейсмологическое изучение Тувинских землетрясений 27.12.2011 и 26.02.2012 с  $M = 6,7$  и  $6,8$  соответственно [Еманов и др., 2014] послужило отправной точкой в изучении основных черт строения сейсмических очагов Каахемской зоны. Согласно решениям механизмов ГС РАН подвижка при первом землетрясении имела преимущественно сдвиговую кинематику, при втором – преимущественно взбросовую с компонентой сдвига (рис. 2). Сейсморазрыв 1-го землетрясения устроен относительно просто и представлен правым сдвигом с величиной смещений на 50–60 см по плоскости субмеридионального простирания. При 2-м землетрясении общее простирание плоскости смещения отклонилось к субширотному направлению. При этом возникли отдельные системы разрывов как сдвиговой, так и взбросо-надвиговой кинематики. Они связаны между собой

постепенными переходами, в целом образуя закономерный взбросо-сдвиговой структурный ансамбль общей длиной немногим менее 4 км. Максимальная величина горизонтального сокращения по разрыву достигла 1 м, смещение в вертикальной плоскости – до 80 см, величина правого сдвига – до 50 см [Овсюченко и др., 2016].

Сейсморазрывы возникли на ограничениях мелких морфоструктур, существовавших до землетрясений. Правый сдвиг в очаге 1-го землетрясения возник в спрямленной долине ручья Медвежий, а в ее верховьях – на ограничениях грабена-седловины. При 2-м землетрясении разрывы возникли вдоль подножия валов-поднятий или вдоль бортов небольших депрессий в днище Каахемской приразломной впадины, отразив сжатие с правым сдвигом и подрастание хребта Час-Тайга. В целом смещения по разрывам продолжили тенденции развития морфоструктур, прослеживаемые на протяжении позднего плиоцена – голоцена.



**Рис. 2. Положение сейсморазрывов землетрясений 2011–2012 гг. (жирные линии) в Каахемской системе активных разломов**

Показаны механизмы очагов землетрясений по данным ГС РАН (<http://www.ceme.gsras.ru>). Горизонтالي рельефа проведены через 50 м. Номера активных разломов см. на рис. 1

**Fig. 2. The position of earthquakes seismic 2011-2012. (thick lines) in the Kaahem active fracture system**

The mechanisms of earthquake foci are shown according to the GS RAS (<http://www.ceme.gsras.ru>). The contours of the relief are drawn through 50 m. For active fault numbers, see fig. 1

Направленность развития морфоструктур заключена в сжатии и горизонтальном сокращении земной поверхности в зоне Каахемского разлома с сопоставимой праводвиговой компонентой смещений. Для Карахемской впадины получены оценки скорости позднеплейстоцен-голоценового горизонтального сокращения ее поверхности на участке с сейсморазрывом 2012 г. – 1,1–2,2 мм/г. [Овсяченко и др., 2017]. Таким образом, сейсморазрывы четко вписались в пределы уже существовавших морфоструктур, обнаружив совпадение по размерам и тенденции долговременного развития.

Взаимоотношения сейсморазрывов между собой позволяют заключить, что в рассматриваемом районе активные разломы разного простирания образуют сложный дизъюнктивный узел. Он расположен на стыке гораздо более протяженных сегментов Ка-

ахемской системы активных разломов разного простирания.

### Палеосейсмологические исследования

Для прояснения вопроса об одновозрастности и одноактности протяженных сегментов они были пересечены несколькими канавами на окончаниях и центральных флангах. Хоптинский разрыв, прослеженный на протяжении 43 км, был детально изучен четырьмя канавами, интерпретация которых опубликована ранее [Овсяченко и др., 2017].

Шуйский разрыв длиной около 30 км был изучен в пяти канавах (рис. 3).

В районе северного окончания Шуйский разрыв был изучен в канаве К-9 на водоразделе, в истоках рек Шуй и Осерцово (см. рис. 4, 5).

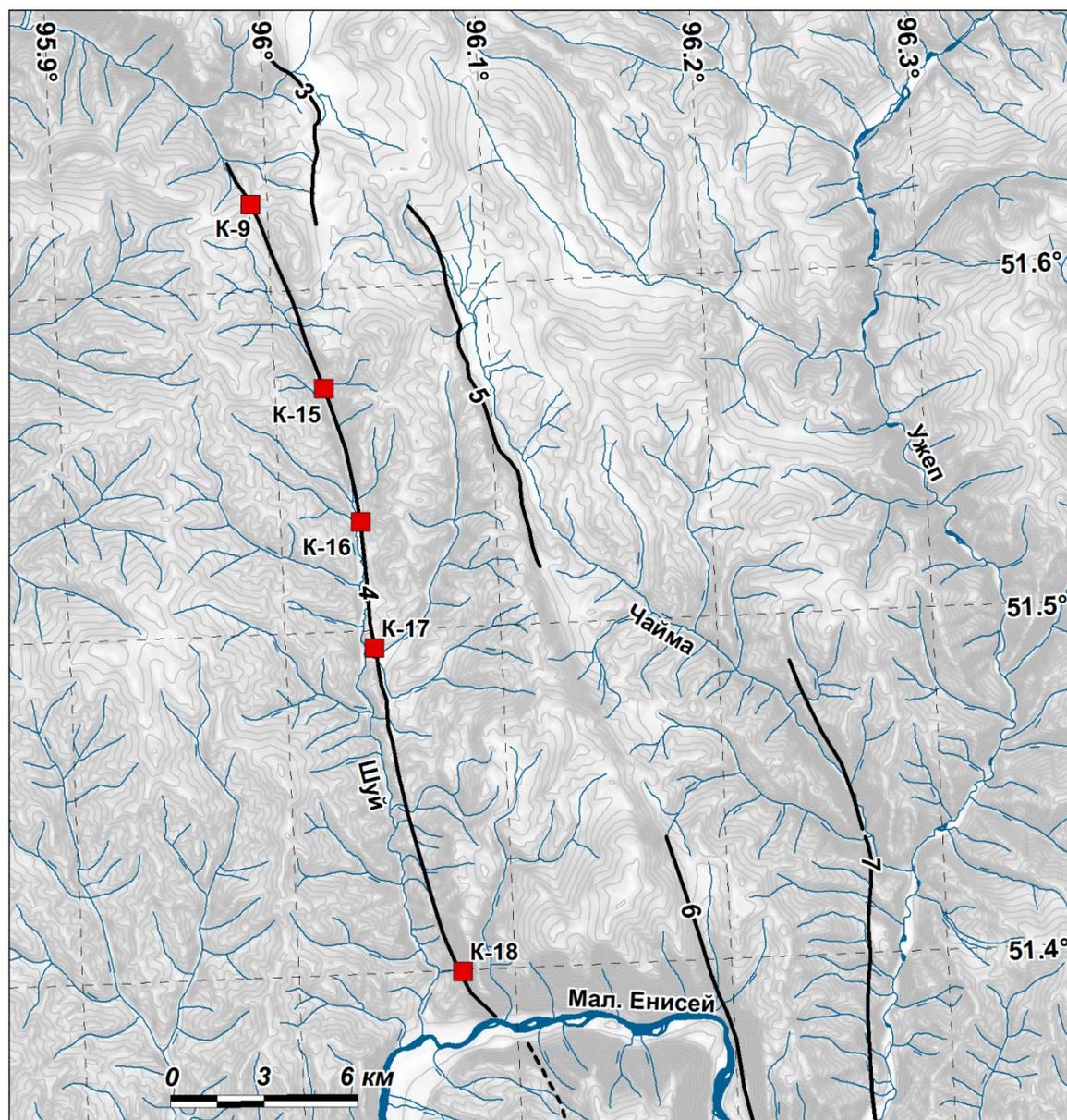


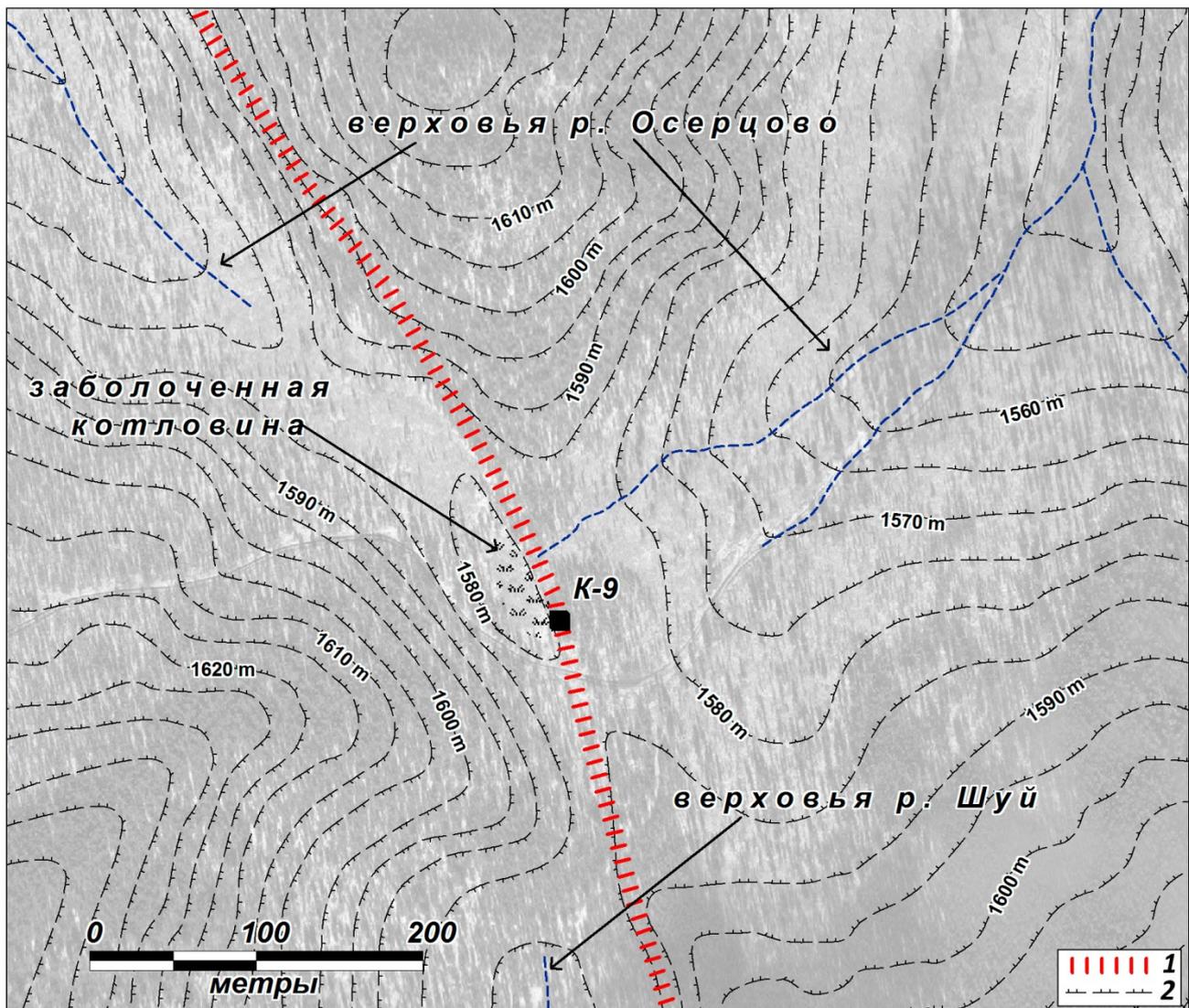
Рис. 3. Шуйский разрыв с положением пройденных канав (квадраты). Горизонтали рельефа проведены через 50 м. Остальные обозначения на рис. 1

Fig. 3. Shuy break with the position of the trenches passed (squares). The contours of the relief are drawn through 50 m. The remaining designations in Fig. 1

В истоке притока р. Осерцово линейный вал ССЗ простирания высотой до 1 м отсекает водосборную воронку ручья. Ручей прорезает вал и спускается из водосборной воронки, постепенно формируя зрелую долину. В разрезе канавы к основанию вала приурочен субвертикальный тектонический разрыв, по которому в результате нескольких голоценовых подвижек произошло соприкосновение осадков, накопившихся в различных условиях – грубообломочных склоновых и глинистых болотных. Склоновая

осыпь в результате правосторонних сдвиговых подвижек была перемещена в заболоченную водосборную воронку ручья, оказалась ниже по течению ручья относительно болотных глин и неоднократно подпруживала долину.

Самый представительный участок для изучения последовательности позднеголоценовых смещений по Шуйскому разрыву, где хорошо сохранились разновозрастные аккумулятивные формы рельефа, расположен в районе канавы К-15.



**Рис. 4.** Морфологическая схема района канавы К-9 в истоках рек Шуй и Осерцово. Основа – космоснимок с разрешением 0,6 м ([http://server.arcgisonline.com/ArcGIS/rest/services/World\\_Imagery/MapServer/tile/](http://server.arcgisonline.com/ArcGIS/rest/services/World_Imagery/MapServer/tile/))  
1 – тектонический разрыв; 2 – горизонтали рельефа через 5 м по данным цифровой модели рельефа SRTM и полевой съемки

**Fig. 4.** Morphological diagram of the K-9 ditch region in the headwaters of the Shui and Osertsovo rivers.

The basis is a space image with a resolution of 0.6 m

([http://server.arcgisonline.com/ArcGIS/rest/services/World\\_Imagery/MapServer/tile/](http://server.arcgisonline.com/ArcGIS/rest/services/World_Imagery/MapServer/tile/))

1 – tectonic gap; 2 – relief horizontals in 5 m according to the SRTM digital terrain model and field survey

Аккумулятивные поверхности рассечены молодым линейным рвом, который хорошо сохранился от нивелирующего воздействия экзогенных процессов. Участок расположен в приустьевой части небольшого ручья – левого притока реки, где узкое днище долины р. Шуй заполнено мощным конусом выноса, отложившимся в условиях осадконакопления, не соответствующих современным (см. рис. 6). В поверхность конуса врезаны две надпойменные террасы левого притока. Поверхность конуса и террасы рассечены прямолинейным рвом шириной до 5 м с поднятым восточным крылом. Вдоль рва наблюдаются правые сдвиги уступов всех террас,

за исключением пойменной. Величина правого сдвига увеличивается с 3–4 м (уступ I надпойменной террасы) до 6–7 м (уступ и тыловой шов II). Вторая величина (6–7 м), по всей видимости, накопилась в результате двух подвижек. Столь яркие проявления разрыва в рельефе не оставляли сомнений в его сеймотектонической природе. В связи с этим канава К-15 была пройдена с целью датирования отложений, заполнивших ров у его приподнятого борта. Ров пересечен канавой на поверхности конуса выноса притока р. Шуй – самой высокой и древней аккумулятивной формы рельефа на рассматриваемом участке (см. рис. 7).



**Рис. 5. Общий вид места проходки канавы К-9 (показана линией). Вид со стороны заболоченной котловины на отсекающий ее вал (на восток)**

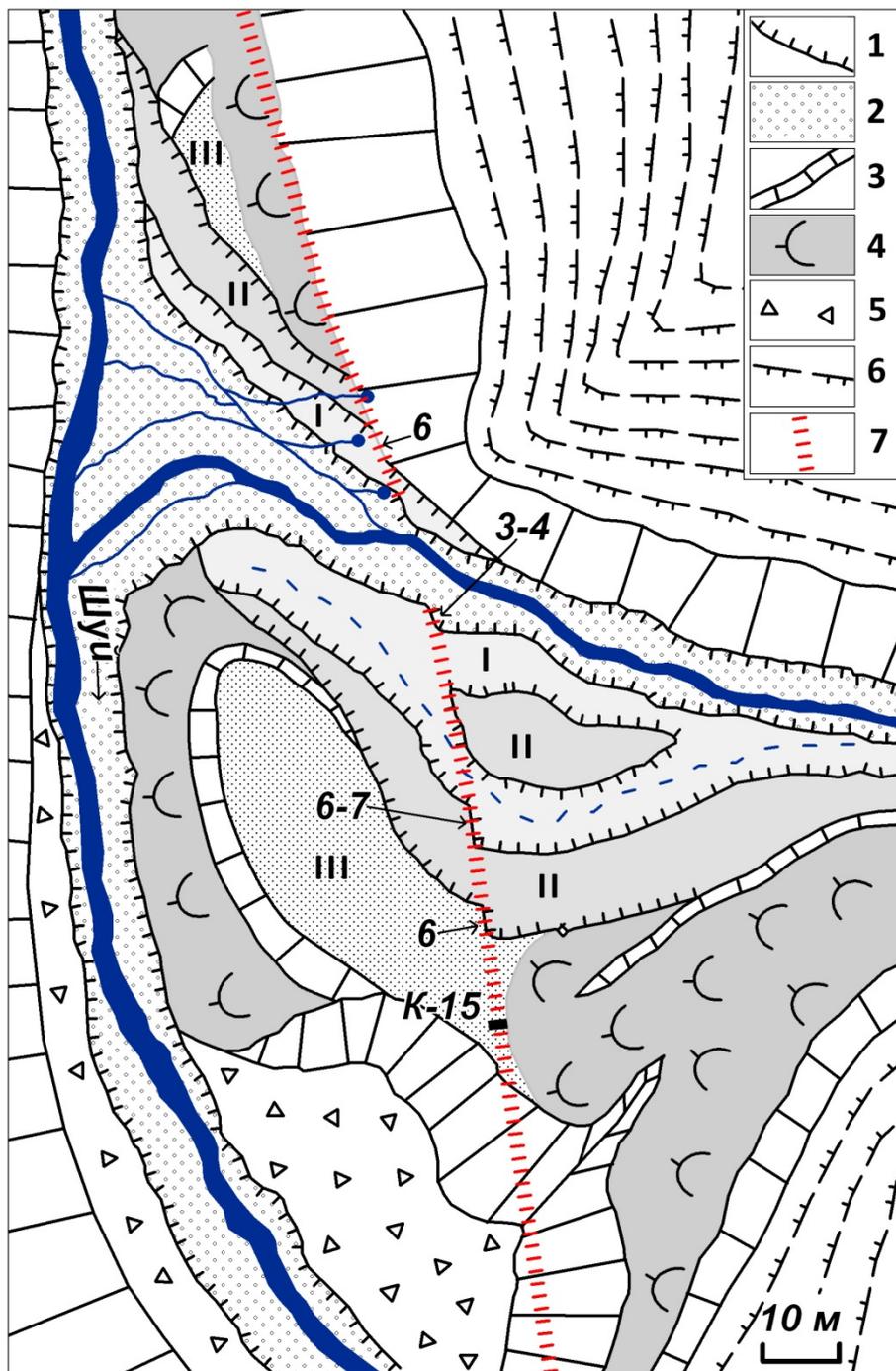
**Fig. 5. General view of the place of penetration of the ditch K-9 (shown in line). View from the marshy hollow at the shaft cutting off (east)**

По литолого-фациальным особенностям и условиям залегания в разрезе канавы К-15 можно выделить три разновозрастных комплекса. Они различаются составом, условиями осадконакопления и характером залегания. Нижний комплекс залегает с более крутым наклоном и представлен аллювиально-селевыми осадками конуса выноса, на которых сформировался маломощный почвенный покров (калиброванный возраст – 5780–6270 лет, обр. ЛУ-7431). Выше залегают горизонтально слоистые болотные оглеенные глины с примесью песка (средний комплекс). Они маркируют резкое изменение условий осадконакопления, связанное с заложением на поверхности конуса сейсмотектонического рва, в котором на слабобразованном молодом почвенном покрове начали накапливаться болотные глины. Первично горизонтальные слои в болотных глинах сохранились плохо – они сильно деформированы мелкой дисгармоничной складчатостью. В общих чертах слоистость испытала наклон, параллельный кровле подстилающих аллювиально-селевых осадков.

Эта деформация произошла во время болотного осадконакопления, на что указывают: конволюцион-

ный характер складчатости, возникшей в обводненных (жидких) глинистых осадках и отсутствие почвенного покрова на контакте среднего и верхнего комплексов. В результате второй подвижки слои нижнего комплекса претерпели перекося, оказались задраны в сторону высокого (восточного) борта рва и с размывом и угловым несогласием перекрыты более пологими слоями.

В основании верхнего комплекса залегает «базальный» галечно-гравийный горизонт, переотложенный с поднятого борта рва. Он отвечает наиболее опущенной части рва и выклинивается у его приподнятого восточного борта. Выше накопились буровато-коричневые, легкие, пористые суглинки (иллювиальный горизонт палеопочвы). В них залегает погребенный гумусовый горизонт палеопочвы с углями и переотложенными обломками в верхней части (калиброванный возраст по углю – 2970–3250 лет, по гуминовым кислотам – 2780–2920 лет, обр. ЛУ-7433). По-видимому, захоронение палеопочвы склоновым материалом произошло в результате резкого проседания рва при третьей подвижке, последней из зафиксированных в разрезе.



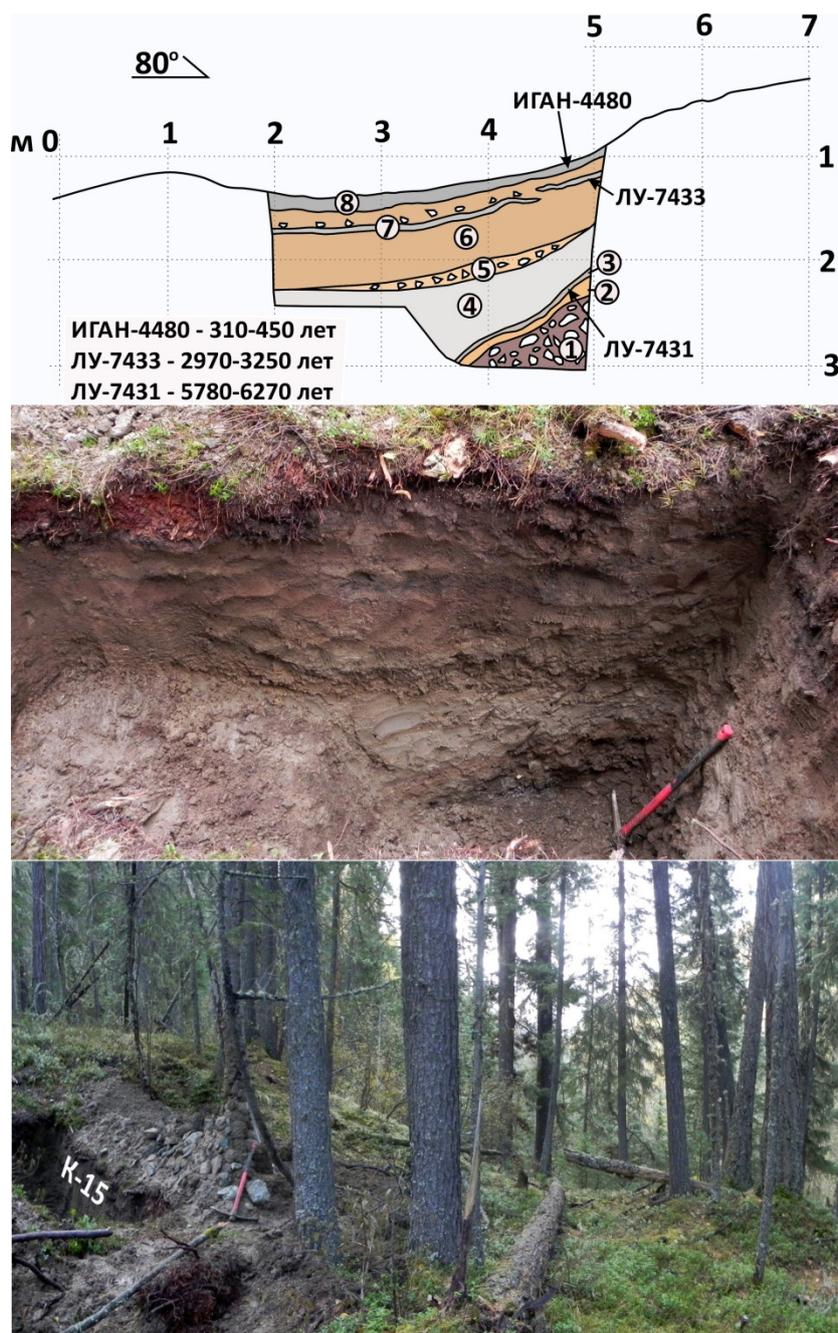
**Рис. 6. Геоморфологическая схема района канавы К-15 в верховьях долины р. Шуй.**

**Цифрами указаны амплитуды горизонтальных смещений тыловых швов террас, метры**

1 – тыловые швы террас (низкие эрозионные уступы); 2 – пойменный аллювий; 3 – высокие эрозионные уступы; 4 – склоновые (солифлюкционно-оползневые) суглинисто-обломочные накопления; 5 – обвал; 6 – условные горизонталы рельефа на горных склонах; 7 – тектонический разрыв

**Fig. 6. Geomorphological scheme of the K-15 ditch area in the headwaters of the r. Shui. The numbers indicate the amplitudes of the horizontal displacements of the rear seams of the terraces, meters**

1 – rear seams of the terraces (low erosion ledges); 2 – floodplain alluvium; 3 – high erosion ledges; 4 – slope (solifluction-landslide) loamy-detrital accumulations; 5 – collapse; 6 – conditional relief contours on the mountain slopes; 7 – tectonic gap



**Рис. 7. Зарисовка и фото канавы К-15, пройденной вкрест простирания рва (Шуйский разрыв)**

1 – галька, валуны с обколотыми краями, реже неокатанные обломки разнообразного состава (светло-серые, розовые гранитоиды, габброиды) с косослоистым песчано-гравийным заполнителем (аллювиально-селевые осадки конуса выноса); 2 – бурый песок с гравием (иллювиальный горизонт палеопочвы); 3 – гумусовый горизонт палеопочвы со следами переотложения дерна и мхов; 4 – светло-серые пылеватые оглеенные супеси с жилками льда, в верхней части горизонтально-слоистые (параллельно кровле слоя); 5 – бурый галечно-гравийный горизонт с тонкими прослоями супеси (выполнение рва выклинивается у его приподнятого восточного борта); 6 – буровато-коричневые, легкие, пористые суглинки (иллювиальный горизонт палеопочвы); 7 – гумусовый горизонт палеопочвы с углями и переотложенными обломками в верхней части; 8 – гумусовый горизонт современной почвы с подзолом

**Fig. 7. Sketch and photo of the K-15 ditch, traversed across the ditch's stretch (Shuysky gap)**

1 – pebbles, boulders with chipped edges, less often unrounded fragments of various composition (light gray, pink granitoids, gabbroids) with cross-stratified sand-gravel aggregate (alluvial-mud flow of the outflow cone); 2 – brown sand with gravel (illuvial horizon of paleosol); 3 – humus horizon of the paleosol with traces of re-deposition of turf and mosses; 4 – light gray silty gley sandy loam with veins of ice, horizontally layered in the upper part (parallel to the roof of the layer); 5 – brown pebble-gravel horizon with thin interlayers of sandy loam (making a ditch, pinned out at its elevated eastern side); 6 – brownish-brown, light, porous loams (illuvial horizon of paleosol); 7 – humus horizon of the paleosol with coal and redeposited debris in the upper part; 8 – humus horizon of modern soil with podzol.

Таким образом, в канаве К-15 изучены следы трех подвижек, произошедших примерно 5500–6000 л.н., между 5500–3250 и около 2800–3000 л.н. Принимая величины правого сдвига уступов надпойменных террас за амплитуду одноактного смещения 3–4 м, исходя из регрессионных соотношений [Wells, Coppersmith, 1994], получаем  $M_w = 7,2–7,5$ .

В среднем течении р. Шуй разрыв приобретает субмеридиональное простирание и существенную вертикальную компоненту смещений. На этом участке долина реки имеет облик тектонической впадины – широкое (до 250 м) днище долины почти полностью заполнено конусами выноса боковых притоков, среди которых меандрирует русло. Наиболее выраженный крутой уступ протягивается цепью эрозионно-тектонических фасет вдоль подножия правого борта долины р. Шуй. Он пересекает надпойменную террасу правых притоков, где имеет высоту 1,5–2,5 м. В канаве К-16 изучен уступ на поверхности 1-й надпойменной террасы р. Биче-Ары-Хем высотой 1,8 м. К востоку от уступа, во впадине

р. Шуй, терраса погружается под уровень поймы и покрыта заболоченным кочкарником, по которому меандрирует русло притока с песчаным, хорошо сортированным русловым аллювием. У подножия уступа, из кровли пойменной глины отобраны углефицированные растительные остатки (калиброванный возраст – 3420–3660 лет, обр. ЛУ-7434). Глина залегает на русловом, галечном аллювии и перекрыта комковатой бурой супесью, переотложенной с поднятого крыла разлома.

Близкий возраст получен по торфу (калиброванный возраст – 3394–3564 лет, обр. ИГАН-4461), захороненному в схожих условиях южнее, в районе устья р. Эзерлиг-Хем (К-17).

В низовьях долины р. Шуй разрыв вновь приобретает ССЗ простирание, постепенно отклоняясь в СЗ направлении в районе устья реки. Здесь он прослеживается вдоль левого борта долины, где смещает вправо долины всех ручьев – притоков. В районе канавы К-18 величина правого сдвига долины мелкого левого притока – 35–40 м, тылового шва пойменной террасы – 3–3,5 м (рис. 8).



Рис. 8. Правый сдвиг (между стрелками) в правом борту р. Шуй в районе К-18

Fig. 8. Right shift (between arrows) in the right side of the river. Shui in the K-18

Канавы К-18 пройдены на гребне водораздела – крутого и узкого отрога, также смещенного в результате последней подвижки (выраженной относительно свежими скальными обрывами) на 3–3,5 м. Здесь гребень нарушен рвом, заполненным рыхлым материалом, образующим ровную площадку на гребне у подножия крутого скального обрыва. Днище рва – ровное, шириной около 6 м, покрыто бурой лесной почвой и кедрово-лиственнично-березовой тайгой. В К-18 вскрыт разрез суглинисто-обломочных склоновых отложений, перемежаемых с двумя погребенными палеопочвами. Нижняя палеопочва – светло-серая, пылеватая с тонкими фрагментами и дернами и корнями степных трав (калиброванный возраст – 3690–4090 лет, обр. ЛУ-7437) – залегает на глубине 1–1,2 м на выветрелых до дресвы гранитоидах. Верхняя палеопочва с хорошо развитым каштановым гумусовым горизонтом (мощностью 20 см) залегает на глубине 0,5–0,7 м (калиброванный возраст – 2850–3170 лет, обр. ЛУ-7435). Оба горизонта захоронены дресвяно-щебнистыми отложениями, постепенно переходящими в суглинистый иллювиальный горизонт. Вероятнее всего, они были захоронены в результате сейсмостектонического опускания днища рва примерно 3600–3500 и 2500–2800 лет назад. Последняя дата близка к датировке последнего события в верховьях р. Шуй (К-15).

### Заключение

На основании собранных материалов можно полагать, что землетрясение с  $M_w = 7,2–7,5$  около 2500–2800 лет назад охватило весь или почти весь Шуйский разрыв. Следы землетрясения 3400–3600 лет назад продатированы в среднем и нижнем течениях р. Шуй (К-16, К-17, К-18). Можно предположить, что именно это событие зафиксировано в верховьях р. Шуй (К-15) в интервале между 5500–3250 лет назад. В таком случае, событие 3400–3600 лет назад также можно считать катастрофическим ( $M_w = 7,2–7,5$ ) и охватывавшим весь или почти весь Шуйский разрыв. Следы самого

древнего землетрясения (5500–6000 лет назад) обнаружены только в одном месте – в верховьях р. Шуй (К-15). Скорее всего, в других местах изучения следы этого события либо не были вскрыты, либо уничтожены экзогенными процессами. В связи с этим магнитуду события определить не удалось.

Степень изученности сейсмической истории Каахемской системы в целом более всего представительна для последних 3–4 тыс. лет. Выявлены следы четырех мощных сейсмических активизаций из нескольких сильнейших для этой зоны землетрясений. Катастрофическими были четыре землетрясения, произошедшие 800–1000, 1800–2100 лет назад (Хоптинский разрыв) [Овсяченко и др., 2017], 2500–2800 и 3400–3600 лет назад (Шуйский разрыв). Величина одноактных смещений достигает 4 м, а длина сегментов – 40 км. Это говорит о том, что магнитуда землетрясений достигала  $M = 7,5$ . В эти эпохи сейсмических активизаций происходили и более слабые землетрясения с  $M = 6,5–7,0$ , рассмотрение которых – отдельный вопрос. Такие события при каждой сейсмической активизации охватывали разные сегменты, т.е. происходили в разных участках Каахемской системы разломов, отстоящих друг от друга на расстоянии до 100 км.

Последние землетрясения в Каахемской системе разломов произошли в 2011–2012 гг. Сейсморазрывы в очагах этих землетрясений возникли на ограничениях мелких морфоструктур. Смещения по разрывам продолжили направленность развития этих морфоструктур в течение очень длительного времени. Кроме того, сейсморазрывы четко вписались в пределы уже существовавших морфоструктур, показывая необходимость и адекватность использования морфоструктурного анализа при оценке сейсмической опасности в Алтае-Саянском сейсмоактивном регионе.

*Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект «Комплексные научные исследования влияния природных катастрофических процессов на историко-культурное развитие Тувы в долгосрочном аспекте», грант 17-45-170568 p\_a).*

### ЛИТЕРАТУРА

- Аржанников С.Г. Сейсмостектоника Восточно-Тувинского нагорья : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Иркутск : ИЗК СО РАН, 1998. 16 с.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Лескова Е.В., Селезнев В.С., Фатеев А.В. Тувинские землетрясения 27.12.2011 г.,  $M_L = 6.7$  и 26.02.2012 г.,  $M_L = 6.8$  и их афтершоки // ДАН. 2014. Т. 456, № 2. С. 223–226.
- Овсяченко А.Н., Рогожин Е.А., Мараханов А.В., Ларьков А.С., Новиков С.С., Кужугет К.С., Бутанаев Ю.В. Геологические исследования Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. Т. 43, № 1. С. 5–29.
- Овсяченко А.Н., Бутанаев Ю.В., Мараханов А.В., Ларьков А.С., Новиков С.С., Кужугет К.С. О повторяемости сильных сейсмических событий в районе Тувинских землетрясений 2011–2012 гг. по данным палеосейсмологических исследований // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 11. С. 1784–1793. DOI: 10.15372/GIG20171112
- Палеосейсмология : в 2 т. / ред. Дж.П. Мак-Калпин. М. : Научный мир, 2011.
- Сугорокова А.М., Бутанаев Ю.В. Каа-Хемская рифтогенная зона (история заложения и развития) // Тувинские землетрясения 2011–2012 гг. Кызыл : ТувИКОПР СО РАН, 2014. С. 83–85. URL: [http://ipc-publisher.ru/collections\\_1.aspx?id\\_sb=11](http://ipc-publisher.ru/collections_1.aspx?id_sb=11)
- Чернов Г.А. К изучению сейсмогеологии и неотектоники Алтае-Саянской горной области // Сейсмогеология восточной части Алтае-Саянской горной области. Новосибирск : Наука, 1978. С. 6–27.
- Schwartz D.P., Coppersmith K.J. Fault behavior and characteristic earthquakes – Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones // J. Geophys. Res. 1984. № 89. P. 5681–5698.

Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seis. Soc. Am.* 1994. V. 84, № 4. P. 974–1002.

#### Авторы:

**Овсученко Александр Николаевич**, кандидат геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия. E-mail: ovs@ifz.ru

**Буганаев Юрий Владимирович**, младший научный сотрудник, Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия. E-mail: jyra3@mail.ru

**Сугорокова Амина Мидхатовна**, кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия. E-mail: samina51@inbox.ru

**Мараханов Александр Владимирович**, старший научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия. E-mail: marahanov@ifz.ru

**Ларьков Александр Сергеевич**, научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия. E-mail: LaS119@yandex.ru

*Geosphere Research*, 2019, 1, 6–16. DOI: 10.17223/25421379/10/1

A.N. Ovsyuchenko<sup>1</sup>, Yu.V. Butanayev<sup>2</sup>, A.M. Sugorakova<sup>2</sup>, A.V. Marahanov<sup>1</sup>, A.S. Lar'kov<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources, SB of the RAS, Kyzyl, Russia*

#### RESEARCH OF THE KAAKHEM SYSTEM OF ACTIVE FAULTS IN TUVA: SEGMENTATION AND MODEL OF SPECIFIC EARTHQUAKES

The marks of four powerful seismic activations from several strongest earthquakes for this zone are considered. Four earthquakes that occurred 800–1000, 1800–2100 (the Koptinsky fault), 2500–2800 and 3400–3600 (the Shuysky fault) years ago were catastrophic. The value of one-act displacements reaches 4 m, and the length of the segments is 40 km. This suggests that the magnitude of earthquakes reached  $M = 7.5$ . Weaker earthquakes with  $M = 6.5–7.0$  also occurred during the periods of seismic activations but this is the other issue for considering. Such events at each seismic activation included different segments, i.e. occurred in different parts of the Kaakhem fault system located about 100 km apart.

The last earthquakes in the Kaakhem fault system occurred in 2011–2012. Seismic fractures in these earthquake centers occurred within small morphostructures. Displacements along the fractures furthered the direction of these morphostructures for a long time. Further seismic fractures clearly fit into the existing morphostructures which points the relevance of morphostructural analysis use in seismic hazard rating within the Altai-Sayan seismically active region.

**Keywords:** Tuva earthquakes, paleoseismology, seismic fault, fault zone, Shui.

#### References

Arzhannikov S.G. *Sejsmotektonika Vostochno-Tuvinskogo nagor'ja* [Seismotectonics of the East Tuva Highlands]. Avtoref. diss. kand. geol.-min.nauk. Irkutsk, IZK SO RAN, 1998. 16 p. In Russian

Emanov, A.F., Emanov, A.A., Leskova, E.V., Seleznev, V.S., Fateev, A.V.. The Tuva earthquakes of December 27, 2011,  $ML = 6.7$ , and February 26, 2012,  $ML = 6.8$ , and their aftershocks. // *Doklady Earth Science*. 2014. 456 (1), pp. 594–597.

Ovsyuchenko A.N., Rogozhin E.A., Marahanov A.V., Lar'kov A.S., Novikov S.S., Kuzhuget K.S., Butanayev Ju.V. *Geologicheskoe issledovanie Tuvinskih zemletrjasenij 2011–2012 gg.* [Geological studies of Tuva earthquakes, 2011–2012.] // *Voprosy inzhenernoj sejsmologii*. 2016. Vol.43, № 1. pp. 5-29. In Russian

Ovsyuchenko A.N., Butanayev Ju.V., Marahanov A.V., Lar'kov A.S., Novikov S.S., Kuzhuget K.S. Recurrence of strong seismic events in the area of the 2011–2012 Tuva earthquakes according to paleoseismological data// *Russian Geology and Geophysics*. 2017. 58. pp.1417–1425

*Paleoseismologija*. [Paleoseismology] V 2-h tomah. / Red. Dzh.P. Mak-Kalpin. Moscow: Nauchnyj Mir, 2011. In Russian

Sugorakova A.M. Butanayev Ju.V. *Kaa-Hemskaja riftogennaja zona (istorija zalozhenija i razvitiya)* [Kaa-Khem rift zone (history of development and development)]// *Tuvinskie zemletrjasenija 2011–2012 gg.* Kyzyl: TuvIKOPR SO RAN, 2014. pp. 83–85. In Russian

Chernov G.A. *K izucheniju sejsmogeologii i neotektoniki Altae-Sajanskoj gornoj oblasti* [To the study of seismogeology and neotectonics of the Altai-Sayan mountain region] // *Sejsmogeologija vostochnoj chasti Altae-Sajanskoj gornoj oblasti*. Novosibirsk: Nauka, 1978. pp. 6–27. In Russian

Schwartz D.P., Coppersmith K.J. Fault behavior and characteristic earthquakes – Examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. // *J. Geophys. Res.* 1984. No. 89. pp. 5681–5698.

Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. // *Bull. Seis. Soc. Am.* 1994. V. 84, No. 4. pp. 974–1002.

#### Authors:

**Ovsyuchenko Alexander N.**, Cand. Sci.(Geol.-Miner), Leading Researcher, the Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Moscow, Russia. E-mail: ovs@ifz.ru

**Butanayev Yury V.**, Junior Researcher, Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources, SB of the RAS, Kyzyl, Russia. E-mail: jyra3@mail.ru

**Sugorakova Amina M.**, Cand. Sci.(Geol.-Miner), Leading Researcher, Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources, SB of the RAS, Kyzyl, Russia. E-mail: samina51@inbox.ru

**Marahanov Aleksandr V.**, Senior Researcher, the Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Moscow, Russia. E-mail: marahanov@ifz.ru

**Lar'kov Aleksandr S.**, Researcher, the Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Moscow, Russia. E-mail: LaS119@yandex.ru

## ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.411

### РУДОГЕНЕЗ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ОЛИМПИАДА (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, РОССИЯ)



А.М. Сазонов<sup>1</sup>, Е.А. Звягина<sup>1</sup>, С.А. Сильянов<sup>1</sup>, К.В. Лобанов<sup>1</sup>, С.И. Леонтьев<sup>1</sup>,  
Ю.А. Калинин<sup>2</sup>, А.А. Савичев<sup>3,4</sup>, П.А. Тишин<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

<sup>3</sup> Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

<sup>4</sup> ООО «Норильскгеология», Санкт-Петербург, Россия

<sup>5</sup> Томский государственный университет, Томск, Россия

Золото-сульфидное месторождение Олимпиада в Енисейском кряже по результатам доразведки последних лет подтвердило свою уникальность по запасам (1560 т) и протяженности руд на глубину (более 1500 м). Причем признаков выклинивания и изменения параметров оруденения на глубину не отмечено. В верхней части месторождения, до глубины 400 м, были развиты окисленные руды, которые к настоящему времени отработаны. Из них добыто около 200 т металла. Месторождение приурочено к силикатно-карбонатной пачке терригенной толщи кординской свиты нижнего риффея. В окружении месторождения распространены гранитоиды, удаленные от него на 1,5 и более км. Внедрение интрузий в Татарско-Ишимбинской тектонической зоне способствовало формированию компенсационных синформных депрессий (Иннокентьевская и Чиримбинская синклинали) в приконтактных областях интрузий, объединенных антиформным блоком пород (Медвежинская антиклиналь). Эти сопряженные структурные элементы, имеющие W-образный вид, представляют структуру рудного поля. Субгоризонтальные подвижки в регионе придали собственно магматогенной структуре вид сопряженных синклинали-антиклинальных складок тектонического сжатия. Рудные тела концентрируются в замках складок и перегибах пород на крыльях. Наиболее богат рудной массой северо-восточный замок Медвежинской антиклинали, где рудные залежи северного и юго-восточного крыльев Медвежинской антиформы соприкасаются и представляют единое рудное тело, склоняющееся на юго-восток. Слюдяно-кварц-карбонатная матрица сульфидно-вкрапленных руд разлинзована, милонитизирована и собрана в мелкие складки вплоть до плейчатости. Главные рудообразующие элементы – Au, Ag, Fe и Sb – образуют вкрапленность самородных минералов, сульфидов, сульфосолей и теллуридов. По минералого-геохимическому составу руды делятся на золото-мышьяковые и золото-мышьяк-сурьмяные, которые пространственно разобщены. Золото-мышьяк-сурьмяные руды с геохимической примесью ртути и теллура приурочены к северо-восточной залежи рудного тела. Метаморфизм в тектонометаморфической зоне месторождения проходил при температуре 400–420°C и давлении 3–4 кбар в зонах хлорита и биотита, а в зоне граната и маргарита – при 580–605°C и давлении 7,2–7,5 кбар. Метасоматоз силикатно-карбонатных пород с образованием скарноидов (Акт+КЦо+Гр+Сф) осуществлялся при 320–480°C и давлении 1,3–1,5 кбар, а кислотных метасоматитов (окварцованных и серицитизированных пород) – при  $T = 290\text{--}380^\circ\text{C}$  и  $P = 1,0\text{--}3,0$  кбар. Полистадийный гидротермальный кварцево-золото-сульфидный процесс формирования агрегатов осуществлялся в интервале 460–110°C. Возраст главных стадий рудообразования лежит в интервале 817–660 млн лет. Промышленные руды золото-мышьякового состава имеют возраст 758–803 млн лет, а золото-мышьяк-сурьмяные – 660–795 млн лет. Изотопно-геохимические исследования свидетельствуют об участии в образовании месторождения корового и мантийного вещества. В транспортировке рудного вещества принимали участие водно-хлоридно-углекислые растворы, насыщенные углеводородами.

**Ключевые слова:** Енисейский кряж, месторождение золота Олимпиада, вмещающие породы, структура, состав руд, генезис.

#### Общие сведения о месторождении

Месторождение Олимпиада открытое в 1974 г., одно из крупнейших в России. Эксплуатация богатых окисленных руд карьером началась в 1985 г. В первые годы производство золота из окисленных руд составляло 230 (1986 г.) – 520 кг (1987 г.), которое выросло до 50 т (2017 г.) из коренных руд благодаря созданию современного горно-обогательного комбината собственником месторождения компанией «Полюс». В настоящее время глубина

эксплуатационного карьера около 500 м, проектная глубина карьерной отработки – 650 м. Добыто руды около 105 млн т; произведено металла ~ 580 т, в том числе из окисленных руд ~ 200 т (при  $X_{\text{Cr,Au}} = 11,1$  г/т). Общие запасы золота на 01.01.2018 – 1560 т ( $X_{\text{Cr,Au}} = 4\text{--}4,6$  г/т). Рудные подсечения зафиксированы на горизонте –850 м, протяженность рудного тела на глубину 1,5 км, без признаков выклинивания. Выявленные запасы золота обеспечивают работу Олимпиадинского ГОКа еще на 25 лет без снижения уровня производства металла. С горизонта –50 м

предусматривается подземная отработка по борту 3 г/т. Добывающая компания планирует в ближайшее время попутное извлечение сурьмы с годовой производительностью около 15% от общероссийского.

Различным вопросам геологии месторождения посвящены многочисленные работы [Звягина, 1989; Новожилов и др., 1986; Сазонов, 1998; Ли, 2003; Савичев, Гавриленко, 2003; Савичев и др., 2006; Сазонов и др., 2010; Совмен и др., 2009; Новожилов и др., 2014]. Данная статья основана на многолетних авторских исследованиях геологии месторождений региона, в том числе и месторождения Олимпиада. Большая часть фактического и аналитического материала, использованного при написании статьи, получена авторами в результате доразведки глубоких горизонтов месторождения (2008–2017 гг.).

### Результаты и обсуждение исследований

*Геологическое положение месторождения.* Месторождение Олимпиада расположено практически в центре Северо-Енисейского рудного района, от месторождения Советского на севере до месторождения Ведуга на юге (рис. 1). Рудный район является наиболее продуктивным в восточном золотоносном поясе Енисейского кряжа. Стратифицированные отложения рудного района представлены тейской серией нижнего протерозоя и сухопитской серией рифея [Легенда... 2002; Стороженко и др., 2002].

Коренные золотоносные объекты расположены в поле развития нижней части сухопитской серии (кординская, горбилоская и удерейская свиты). Наиболее продуктивной по локализации месторождений является кординская свита, в пределах которой локализованы месторождения Благодатное, Титимухта, Олимпиада, Панимба, в которых сосредоточено более 95% учтенных запасов коренного золота рудного района. В составе свиты выделяются следующие осадочно-метаморфические подразделения (снизу вверх):

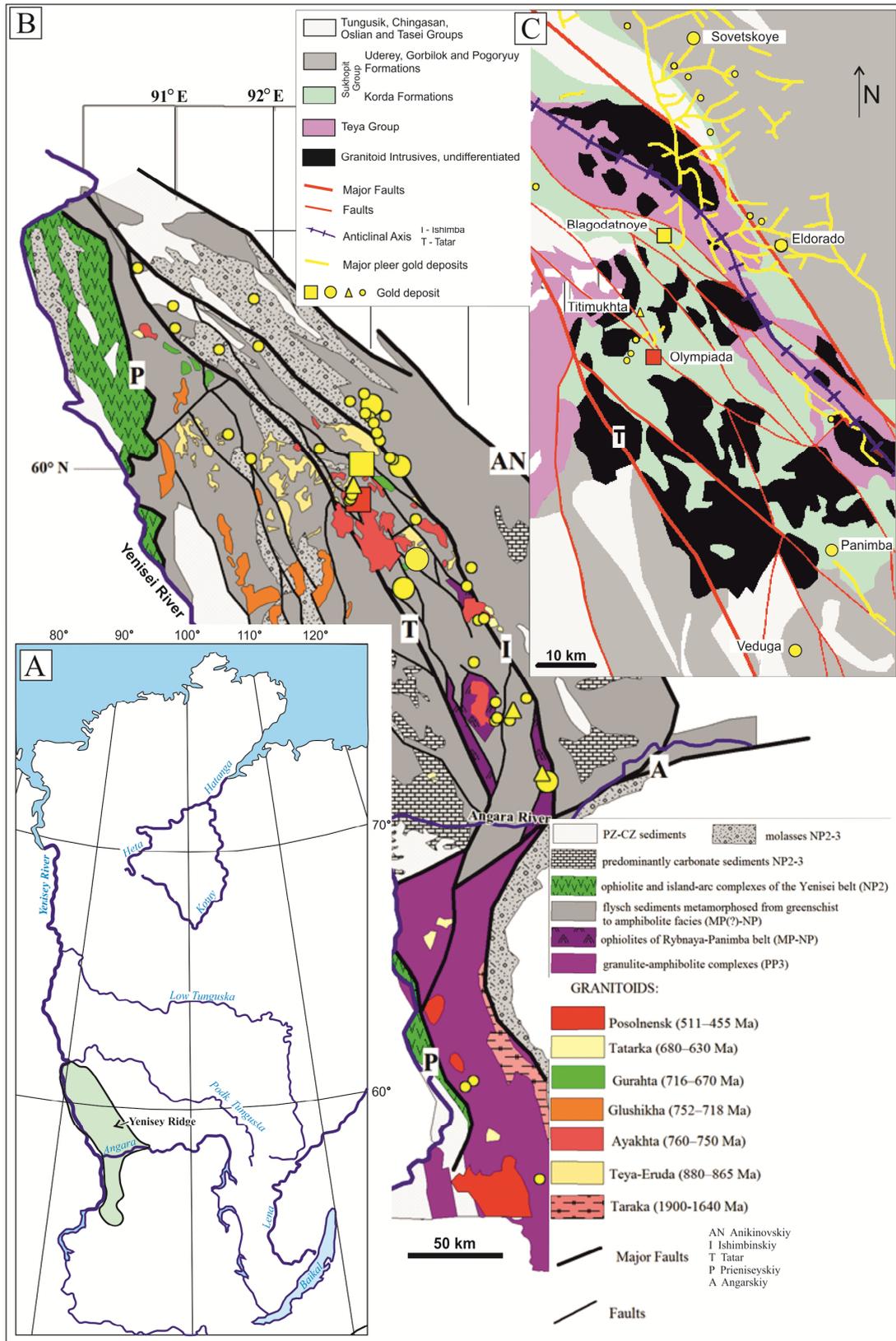
1. Полимиктовые метагравелиты, слюдяные кварциты – до 20 м.
2. Кварцитовидные биотитовые и двуслюдяные сланцы – 380–500 м.
3. Двуслюдяные кварц-карбонатные сланцы, линзы мраморов (до 40 м) – 120–140 м.
4. Углеродистые двуслюдяные, иногда с хлоритом и гранатом сланцы – 80–140 м.
5. Гранат-ставролитовые (иногда с андалузитом) двуслюдяные сланцы – ~500 м.
6. Кварцитовидные двуслюдяные сланцы. Кварциты полевошпатовые – 200–220 м.

Главными рудовмещающими горизонтами являются двуслюдяные кварц-карбонатные (месторождение Олимпиада) и гранат-ставролитовые двуслюдяные сланцы (месторождение Благодатное) кор-

динской свиты. Месторождения Перевальнинского рудного поля (Эльдорадо, Первенец, Ударный, Ольгинское) локализованы в сланцевой толще горбилоской свиты. Общие запасы в настоящее время еще неопределенны, но, по предварительной оценке, они составляют около 100 т. В советский период основная коренная золотодобыча в районе проводилась на месторождении Советском. Вмещающая толща месторождения представлена углеродистыми филлитами удерейской свиты. За время эксплуатации месторождения Советского с 1906 по 2013 г. добыто золота около 120 т. В 90-х гг. прошлого века в южной части рудного района в поле развития удерейской свиты открыто месторождение Ведуга золото-сульфидного типа с запасами около 100 т. В пределах развития отложений погорюйской и аладинской свит сухопитской серии и вышележащих толщ тунгусикской серии промышленно значимых золоторудных проявлений не установлено.

Магматизм в золотоносном поясе представлен от ультраосновных до кислых, включая щелочные их разновидности. Преобладающим развитием пользуются гранитоиды. В настоящее время среди интрузий гранитоидного состава выделено шесть комплексов, сформировавшихся в интервале 455–880 млн лет (рис. 1, В, С). Оценка пространственной связи золоторудения свидетельствует о дву-modalном распределении удаленности золоторудных объектов от массивов гранитов. Наиболее продуктивные (уникальные) золоторудные объекты (Олимпиада, Благодатное) концентрируются на удалении от интрузий 1,5–5 км, а крупные, средние (Эльдорадо, Ведуга, Советское) и мелкие по запасам месторождения – на удалении 11,5–17 км [Сазонов и др., 2010].

В структурном плане золотоносный пояс региона приурочен к крыльям Панимбинского антиклинория, в зоне влияния Татарского и Ишимбинского региональных разломов (рис. 1, В). Повышенная концентрация золоторудных очагов приурочена к гранито-сланцевым куполам, осложняющим осевую зону антиклинория [Сараев, Сазонов, 1978]. Примечательно то, что месторождения золото-сульфидного типа (Олимпиадинское, Благодатное, Ведуга, Панимба) располагаются в складчатой толще сухопитской серии на юго-западном крыле антиклинория в тектоническом блоке между Татарским и Ишимбинским разломами. Месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации (Эльдорадо, Советское) и другие более мелкие золоторудные объекты приурочены к северо-восточному крылу антиклинория на внешнем фланге Ишимбинского разлома, в поле развития горбилоской и удерейской свит [Сазонов и др., 2010]. Территория северо-восточного блока золотоносного пояса характеризуется богатейшими россыпями золота, отработанными в большей мере в XIX–XX столетиях (рис. 1, С).



**Рис. 1. Положение месторождений золота Енисейского кряжа в региональных структурах**  
 А – географическое положение месторождения; В – схематическая геологическая карта Енисейского кряжа [Верниковский, Верниковская, 2006; Likhanov et al., 2013]; С – схема геологического строения Северо-Енисейского рудного района

**Fig. 1. Position of gold deposits of Yenisei Ridge in regional structures**  
 А – Geographic position of deposit; В – Schematic geological map of Yenisei Ridge [Vernikovskiy, Vernikovskaya, 2006; Likhanov et al., 2013]; С – Layout of geological structure of Severo-Yeniseiskiy ore district

До настоящего времени на разных участках техногенных месторождений ведется старательская золотодобыча. В месторождениях Олимпиада и Ведуга кроме собственно золотосодержащих руд развиты золото-сурьмяные руды.

### Геологическое строение месторождения

Олимпиадинское рудное поле располагается в пределах близ-изометричного структурного блока, ограниченного с СВ и ЮЗ крупными разломами СЗ

простираения, входящими в систему Татарского глубинного разлома и относящимися к крутопадающим сбросо-сдвигам. С Ю-ЮВ и СЗ рудное поле зажато между Чиримбинским и Тырадинским гранитными массивами (рис. 2). Предполагалось, что рудное поле локализовано над провесом кровли крупного батолита, поверхностным выражением которого являются упомянутые массивы и их спутники [Ли, 2003; Сердюк и др., 2010]. Геолого-разведочными работами 2008–2018 гг. гранитоиды, предполагаемые геофизиками на глубине 1 км, на глубине 2 км не установлены.

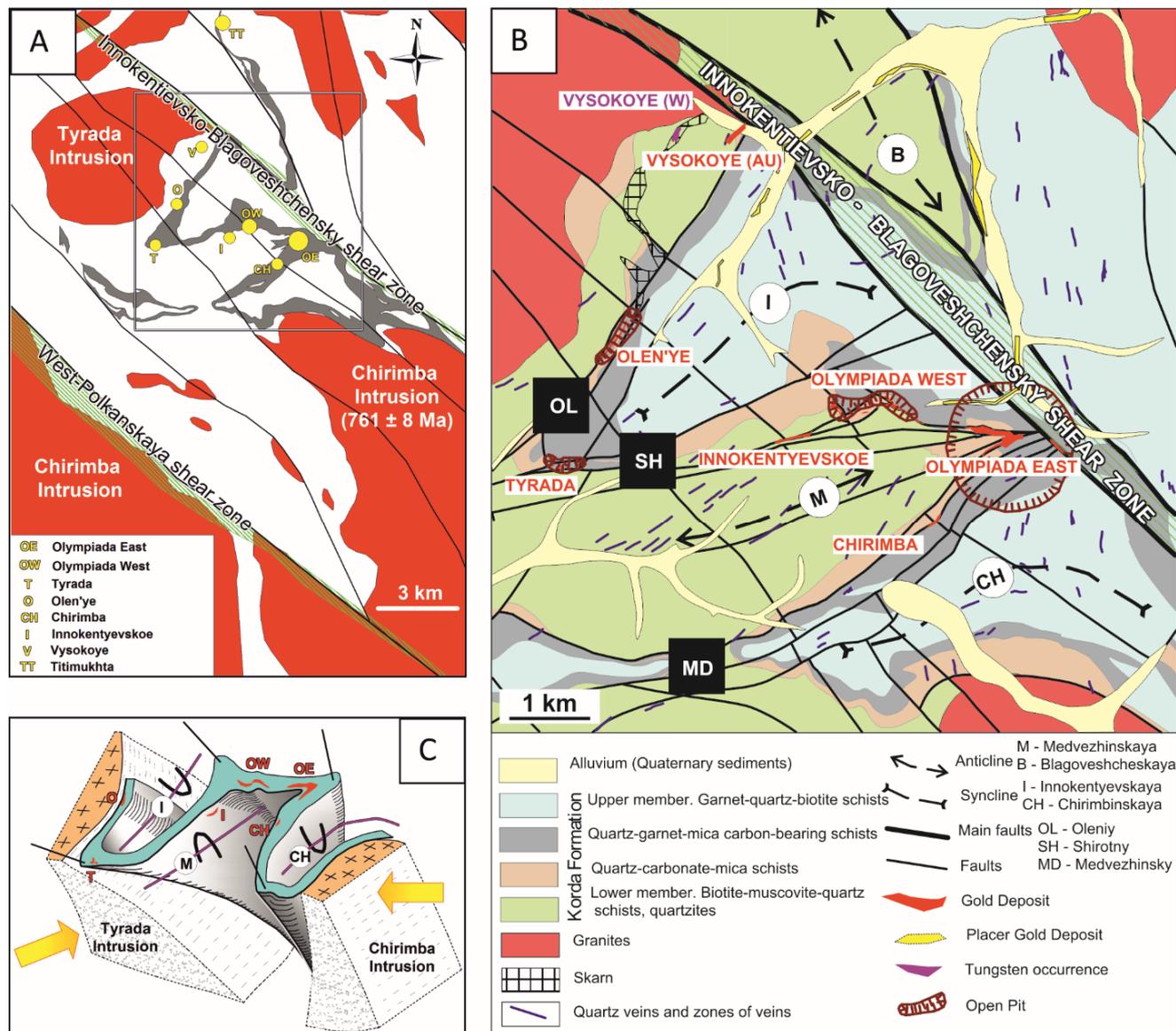


Рис. 2. Олимпиадинское рудное поле

А – положение месторождений относительно рудовмещающей пачки (серый цвет), интрузивных массивов и основных разрывных нарушений Татарской зоны разломов; В – схематическая геологическая карта Олимпиадинского рудного поля; С – модель формирования складчатой структуры в результате динамического воздействия гранитоидных интрузий [Журавлев, 2016]

Fig. 2. Olimpiada ore field

A – position of deposits in relation to ore hosting band (gray color), intrusive massifs and main faults of Tatar fault zone; B – Schematic geological map of Olimpiada ore field; C – model of formation of folded structure as the result of dynamic impact of granitoid intrusions [Zhuravlev, 2016]

*Направленность развития морфоструктур.* Структура Олимпиадинского рудного поля определяется тремя сопряженными складками: Иннокентьевской и Чиримбинской синклиналими и расположенной между ними Медвежинской антиклиналью (см. рис. 2, В). Они имеют протяженность 4–5 км и размах крыльев 1–2 км. Осевые поверхности этих складок ориентированы в ВСВ направлении, их шарниры погружаются на ВЮВ под углами от 25–30° до 50–80° [Ли, 2003; Журавлев, 2016]. В совокупности эти три складки образуют незамкнутую структуру W-образной формы (рис. 2). Косое (60°) положение их шарниров к СЗ простиранию региональных разломов дает основание предполагать их образование в связи с меняющимися смещениями по крупным СЗ разломам [Ли, 2003]. По нашему мнению, Иннокентьевская и Чиримбинская синклинали являются компенсационными структурами проседания в связи с внедрением гранитоидов, а Медвежинская антиклиналь – граничным выступом между компенсационными депрессиями. Поздние субгоризонтальные перемещения по разнонаправленным дизъюнктивам придали структуре вид типичных сопряженных складок сжатия.

В районе Олимпиадинского месторождения известны месторождения рудного и россыпного золота, а также железа, полиметаллов, вольфрама и лития [Сердюк и др., 2010]. Однако, главной особенностью этого района, помимо уникальной золотой продуктивности, является наличие в его пределах

золото-сульфидного оруденения Au-Sb, Au-W и Au-Sb-W геохимического типов, а также Au-Bi оруденения (месторождение Титимухта), что отличает его от других золоторудных районов Енисейского края, в которых типовым является оруденение золото-кварцевого типа. Золото-сульфидный тип оруденения, помимо собственно Олимпиадинского месторождения, представлен Тырадинским, Оленьим и Высоким (Au) месторождениями, а также Иннокентьевским и Чиримбинским проявлениями, которые в совокупности образуют Олимпиадинское рудное поле (табл. 1).

**Характеристика вмещающих пород и руд**

В разделе представлены авторские материалы исследования, которые дополняют и уточняют ранее полученные результаты [Новожилов и др., 1986; Звягина, 1989; Ли, 2003].

*Петрография стратифицированных пород и руд.* Вмещающие породы на месторождениях представлены метаморфизованными стратифицированными отложениями кординской свиты (сверху вниз): углеродистые кварц-слюдистые сланцы, сланцеватые мраморы, двуслюдяные кварц-кальцитовые и кварц-гранат-двуслюдяные сланцы (рис. 3).

Химический состав пород изменяется практически непрерывно от собственно глиноземистых (А) до карбонатных (С), в узком интервале ферро-магнезиальности (FM) (см. рис. 4).

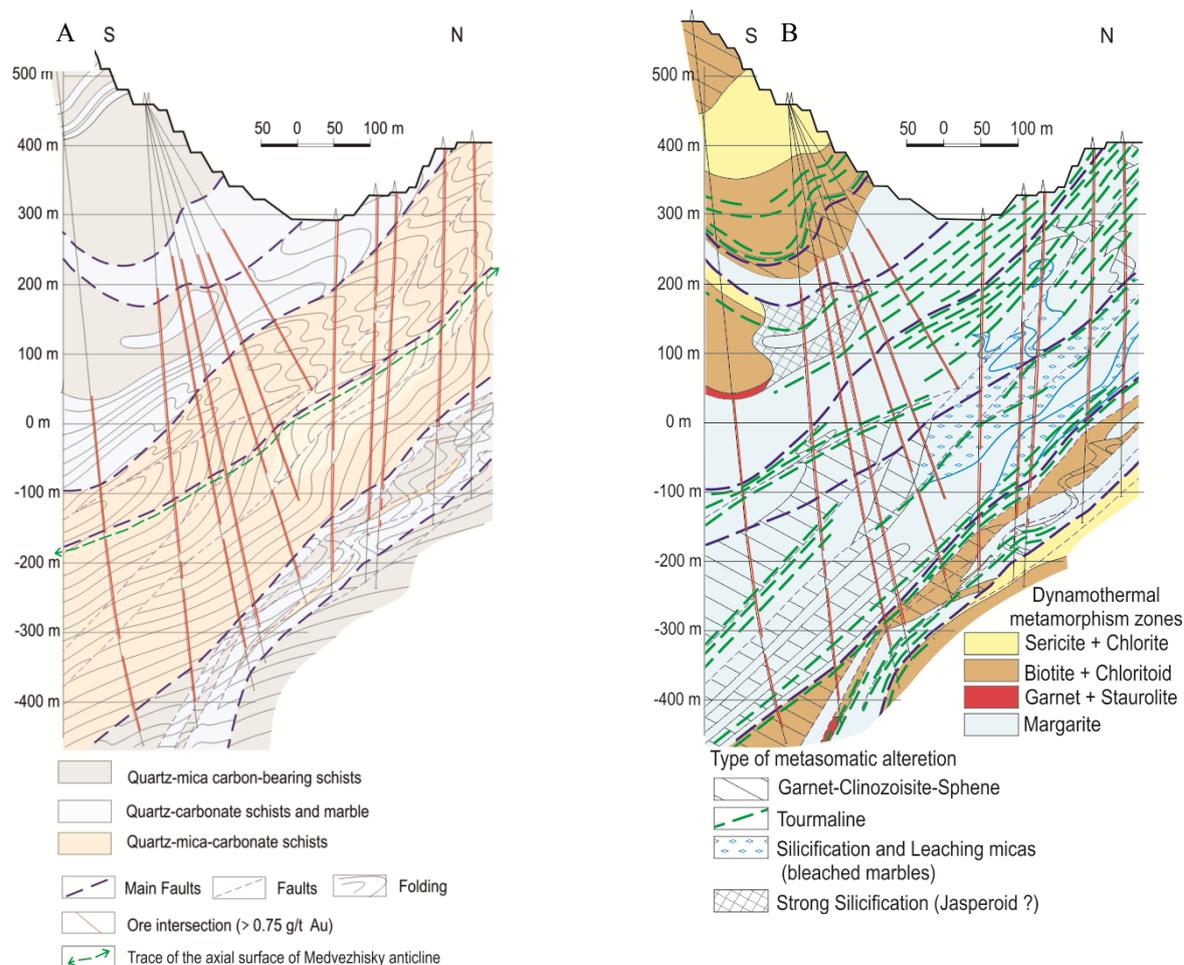
**Краткая характеристика золоторудных объектов Олимпиадинского рудного поля**

Таблица 1

Table 1

**Brief characteristics of gold-ore projects of Olimpiada ore field**

Рудные объекты	Содержание золота в руде, г/т	Запасы золота, т	Вмещающие породы	Минеральный состав руд	
				Главные	Второстепенные
Золото-сульфидно-вкрапленные (Au-As-Sb)					
Олимпиада	4,4	1564	Силикатно-карбонатные, углеродистые сланцы; скарноиды, джаспероиды	Пирротин, арсениопирит, стибнит, бертьерит, золото самородное	Пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, сульфиды Co-Ni, самородная сурьма, ауристит, теллуриды Bi, Hg, Pb, шеелит, вольфрамит
Чиримбинское	4,4	0,4			
Иннокентьевское	3,1	1,2			
Тырада	5,8	12,1			
Высокое	4,6	9,3			
Золото-скарновое (Au-W-As)					
Олень	6,5	8,7	Силикатно-карбонатные, углеродистые сланцы; скарноиды, окварцевание в карбонатных толщах	Пирротин, арсениопирит, золото, шеелит	Пирит, стибнит, бертьерит, сульфиды полиметаллов, висмутин, теллуриды Bi
Штокверковое (Au-Bi-кварцевое)					
Титимухта	3,0	76,7	Ороговикованные двуслюдяные сланцы, окварцевание хлоритизация турмалинизация	Пирротин, пирит, висмутин, самородные висмут и золото	Хедлейит и другие теллуриды Bi, сульфиды полиметаллов, арсениопирит, молибденит, пенгландит



**Рис. 3. Геологический разрез по РЛ-25.5**

А – Литолого-структурное строение; В – схема метаморфической и гидротермальной зональности

**Fig. 3. Geological section along exploration line 25.5**

A – Lithological and structural settings; B – metamorphic and hydrothermal zoning layout

Породы в разной степени милонитизированы, гидротермально изменены и содержат сульфидную минерализацию. Среди них рудовмещающими являются кварц-слюдяно-карбонатные (двуслюдяные кварц-кальцитовые) сланцы и существенно карбонатные породы (мраморы). В подстилающих кварц-двуслюдяных (кварц-гранат-двуслюдяных) и перекрывающих кварц-слюдяно-углеродистых (углеродистых силикатных) сланцах оруденение отмечается только вблизи их контакта с карбонатсодержащими и карбонатными породами.

Углеродистые силикатные (углеродистые кварц-серицитовые и углеродистые биотит-хлоритоидные) сланцы имеют черный цвет, линзовидную сланцеватость и представляют собой бластомилониты (см. рис. 5, а-с). Обломочные фрагменты породы размером первые миллиметры, округлой формы, пигментированные пылеватым графитом, закатываются по поверхностям кливажа. Они состоят из серицитомусковита (20–50%), кварца (25–40%), графита (5–

10%) и хлоритоида (5–25%). В качестве примеси (до 10%) постоянно присутствуют турмалин, ильменит, рутил, пирит и пирротин. В единичных случаях отмечены ставролит, гранат, биотит, плагиоклаз и кальцит.

В участках переслаивания углеродистых пород с кварцсодержащими мраморами развиты клиноцоизитовые углеродистые метасоматиты (скарноиды), при этом клиноцоизит занимает от 10 до 30% от объема породы. Его размеры достигают 0,5 мм по удлинению, и он приобретает промежуточное положение между минералами основной ткани и порфиробластами.

Углеродистые двуслюдяные хлоритоидные бластомилониты вблизи разломов часто интенсивно окварцованы, импрегнированы золотосодержащей арсенопиритовой и сурьмяной минерализацией. Золото-сульфидная минерализация сопровождается рекристаллизацией кварца и очень незначительной хлоритизацией биотита.

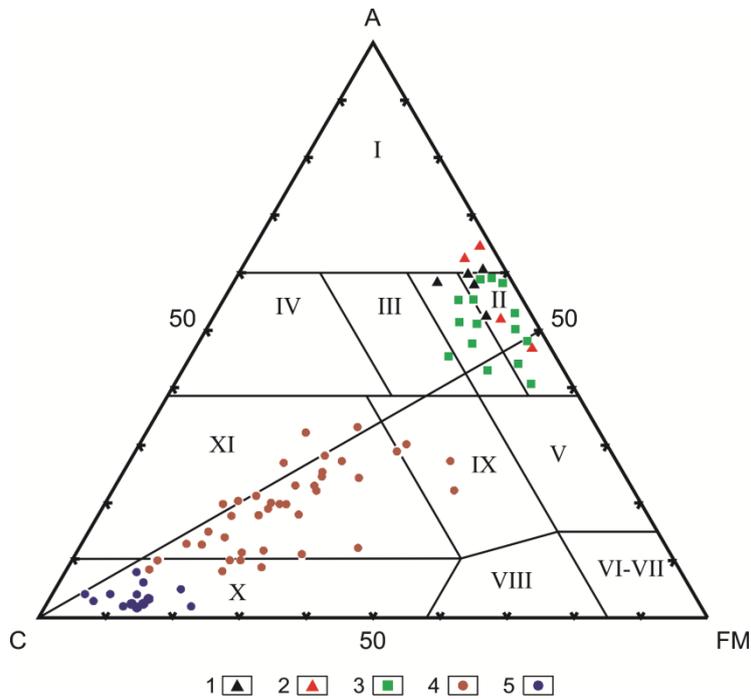
Сланцеватые мраморы – серые, синевато-серые породы с широкой и средней полосчатостью, проявляю-

щейся по интенсивности окраски (см. рис. 5, *d-f*). Структура пород равномерно-мелкозернистая (0,2 × 0,07 мм). В их составе существенно преобладает кальцит. Кварц, мусковит, хлорит, маргарит и пылеватый графит занимает не более 5–10%. Постоянно присутствуют пирротин и в меньшем количестве пирит. В рудных интервалах наряду с сульфидизацией увеличивается содержание гранобластического кварца до 15–30%, который образует линзы с примесью слюд. Сульфидная минерализация развита в виде весьма тонкозернистой вкрапленности и гнездово-прожилковых образований. Наиболее крупные зерна сульфидов, как правило, не превышают десятых долей миллиметра.

Двуслюдяные кварц-кальцитовые сланцы имеют светло-серо-зеленую окраску, иногда с коричневатым оттенком. Породы обладают тонкой (0,5–2 см), средней (5–10 см) и широкой (50–80 см) полосчатостью (рис. 5, *g-i*). Сланцеватость средняя и слабовыраженная. Минеральный состав: кальцит (15–40%), кварц

(10–40%), плагиоклаз (5–20%), мусковит (5–25%), биотит (5–35%), маргарит (до 1%), турмалин (1–3%), рутил (3–5%), сульфиды (3–10%). Особенности строения пород являются линзовидно-пятнистое распределение минералов и псевдоморфные структуры. Выделение рудной минерализации сопровождается укрупнением зерен кальцита, кварца, повышением концентраций рутила крупных разностей.

Близко по времени (возможно, на заключительных стадиях метаморфизма) проявился кальциевый метасоматоз скарнового типа с кристаллизацией граната, клиноцоизита, титанита, альбита, калишпата. Более позднее (внутрирудное) окварцевание привело к нарушению структуры минерального сообщества, растворению и частичному переотложению клиноцоизита, титанита и граната, кристаллизации лабрадор-анортита, перекристаллизации кварца (с привнесом незначительного количества SiO<sub>2</sub>), кальцита, появлению доломита и образованию кальцит-серичитовых псевдоморфоз по андезину.

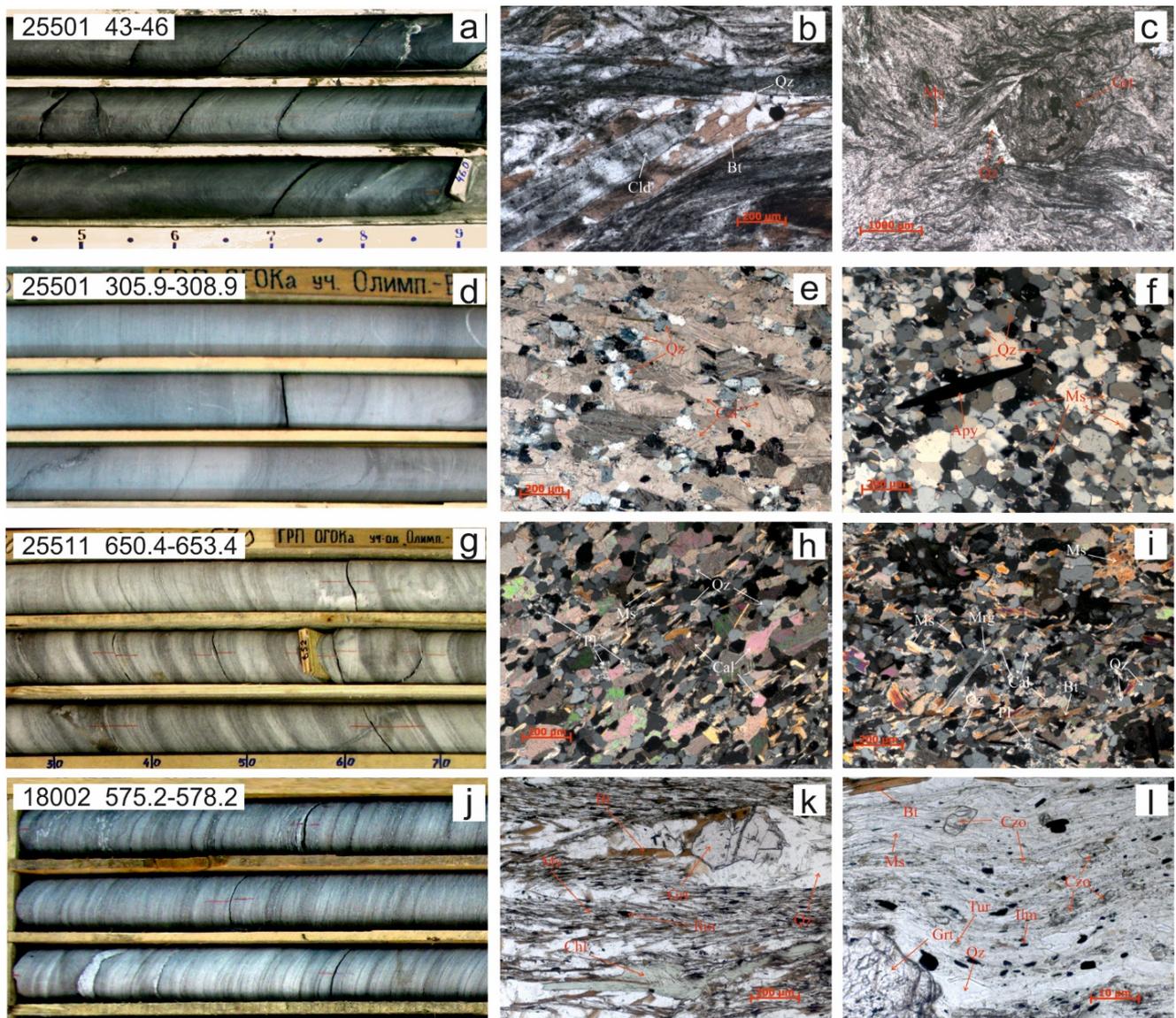


**Рис. 4. Состав метаморфических пород Олимпиадинского месторождения**

A – коэффициент глиноземистости =  $(Al_2O_3 \cdot 100) / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2Fe_2O_3 + 2FeO)$ ; M – коэффициент магнезиальности, C – коэффициент известковистости, F – коэффициент железистости. Поля пород: I – собственно алюмосиликатных; II – железисто-магнезиально-алюмосиликатных; III – щелочноземельно-алюмосиликатных; IV – известково-алюмосиликатных; V – глиноземисто-магнезиально-железистых; VI – железисто-кремнистых; VII – магнезиальных; VIII – щелочноземельно-малоглиноземистых; IX – щелочноземельно-глиноземистых; X – известково-карбонатных; XI – глиноземисто-известковых. 1–5 – фигуративные точки составов пород на диаграмме: 1 – углеродистые кварц-серичитовые сланцы; 2 – углеродистые биотит-хлоритоидные сланцы; 3 – кварц-гранат-двуслюдяные сланцы; 4 – двуслюдяные кварц-кальцитовые сланцы; 5 – сланцеватые мраморы

**Fig. 4. Composition of metamorphic rocks of Olimpiada field**

A – alumina coefficient =  $(Al_2O_3 \cdot 100) / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2Fe_2O_3 + 2FeO)$ ; M – magnesia coefficient, C – calcareousness coefficient, F – ferruginosity coefficient. Rock fields: I – properly alumosilicate; II – ferruginous-magnesia-alumosilicate; III – alkali-earth-alumosilicate; IV – calcareous-alumosilicate; V – alumina-magnesia-ferruginous; VI – ferruginous-siliceous; VII – magnesia; VIII – alkali-earth-low-alumina; IX – alkali-earth-alumina; X – calcareous-carbonate; XI – alumina-calcareous. 1-5 – figurative points of rock compositions on diagram: 1 – carboniferous quartz-sericite slates; 2 – carboniferous biotite-chloritoid slates; 3 – quartz-garnet-two-mica slates; 4 – two-mica quartz-calcite slates; 5 – schistose marbles



**Рис. 5. Главные типы пород месторождения**

Керн и шлифы: а–с – углеродистый бластомилонит: а (кern) – линзовидная механическая сланцеватость породы, б (шлиф) – биотит-хлоритоидный углеродистый бластомилонит с линзовидной механической сланцеватостью, с (шлиф) – гранат-хлоритоид-мусковитовый углеродистый бластомилонит. Структура «снежного кома» в гранате. Микроплойчатая структура мусковит-кварцевой основной ткани; d–f – сланцеватые мраморы: d (кern) – широкая полосчатость породы, e (шлиф) – гранобластическая микроструктура кварц-кальцитового агрегата безрудной породы, f (шлиф) – апокарбонатный кварцит рудного интервала. В центральной части игольчатый кристалл арсенопирита в сотовом агрегате кварца; g–i – двуслюдяной кварц-кальцитовый сланец: g (кern) – полосчатая, мелкокладчатая текстура породы, h (шлиф) – лепидогранобластовая микроструктура сланца, i (шлиф) – окварцованный слюдистый кварц-карбонатный сланец. Беспорядочная ориентировка слюдов в породе рудного интервала; j–l – гранат-двуслюдяно-кварцевый сланец: j (кern) – механическая полосчатость сланца, k (шлиф) – порфиробласты граната в лепидобластовой основной ткани. Кварц образует линзы гранобластического агрегата, l (шлиф) – клинозоизит, мусковит, турмалин в измененном сланце. Цифры на фото: номер скважины, глубина интервала керна (м)

**Fig. 5. Main types of rocks of deposit**

Core and thin sections: a–c – carboniferous blastomylonite: a (core) – lens-shaped mechanical rock schistosity, b (thin section) – biotite-chloritoid carboniferous blastomylonite with lens-shaped mechanical schistosity, c (thin section) – garnet-chloritoid-muscovite carboniferous blastomylonite. “Snowball” structure in garnet. Micropleated structure of muscovite-quartz main tissue; d–f – schistose marbles: d (core) – wide rock banding; e (thin section) – granoblastic microstructure of quartz-calcite aggregate of barren rock, f (thin section) – apocarbonate quartzite of ore interval. In the central part needle-like arsenopyrite crystal in cellular quartz aggregate; g–i – two-mica quartz-calcite slate: g (core) – banded micro-folded rock texture, h (thin section) – lepidogranoblastic microstructure of slate, i (thin section) – silicified micaceous quartz-carbonate slate. Disorderly orientation of micas in rock of ore interval; j–l – garnet-two-mica-quartz slate: j (core) – mechanical slate banding, k (thin section) – garnet porphyroblasts in lepidoblastic main tissue. Quartz forms lenses of granoblastic aggregate, l (thin section) – clinozoisite, muscovite, tourmaline in altered slate. Digits in the photo: drillhole number, core interval depth (m)

Участки с повышенным содержанием мусковита (до 25%) характеризуются развитием крупночешуйчатых псевдоморфоз минерала по биотиту. Отдельные пакеты биотита в псевдоморфозах сохранились от полного замещения. В псевдоморфозах и окружающем межзерновом пространстве развивается обильная тонкая вкрапленность рутила. Процесс формирования пород завершился сульфидизацией – отложением раннего пирротина и пирита, импрегнацией игольчатого арсенопирита, незначительным образованием сурьмяной минерализации. Арсенопирит очень часто прорастает биотит, но тяготения арсенопиритовой вкрапленности к биотитовым полоскам не отмечено.

В породах осевой части Медвежинской антиклинали среди двуслюдяных кварц-кальцитовых сланцев выделяются параллельные линзы окварцованных и сульфидизированных мраморов, которые хорошо отличаются по своей белой окраске. В них развита реликтовая полосчатость в виде вкрапленности сульфидов по поверхностям раздела полос. Структура пород мелкозернистая, сахаровидная, размер минеральных зерен 0,1–0,2 мм. В их составе преобладающую роль играют перекристаллизованные и неравномерно распределенные кварц и кальцит, при этом кварц образует линзочки среди существенно кальцитовой ткани. Количество мусковита, реликтовых плагиоклаза, хлорита и маргарита обычно не превышает 10%. Постоянно присутствует субмикроскопический рутил (менее 0,007 мм), редко – бледно-зеленый турмалин и апатит. В разрезе тел «обеленных» метасоматитов отмечаются существенно кальцитовые (около 50% объема), кварц-кальцитовые (~10%) и кварцевые (~40%) обособления, при этом последние сопровождают сульфидные образования в виде пятен мощностью от сантиметров до первых десятков сантиметров.

Кварц-гранат-двуслюдяные сланцы слагают нижнюю часть разреза стратифицированной толщи месторождения и распространены в ядрах лежащих складок, осложняющих северное крыло Медвежинской антиклинали. Они характеризуются серо-зеленой окраской обычно с коричневатым оттенком. В разрезе толщи силикатных сланцев проявлена нитевидная (0,1 см), тонкая (0,5–1 см) и широкая (>10 см) полосчатость, обусловленная изменением цветовых оттенков в полосках (рис. 5, *j-l*). Границы между полосками постепенные. Около 50% разреза толщи сланцев собрано в мелкую складчатость. Чуть меньше по объему в толще гранат-двуслюдяных сланцев занимают будинированные и милонитизированные породы. Практически всегда в породах толщи проявлен кливаж и в сочетании с ним – микроплойчатость или микроразлинзование.

Минеральный состав основной массы кварц-гранат-двуслюдяных сланцев представлен биотитом

(15–35%), мусковитом (5–40%), кварцем (20–40%). На фоне тонкозернистой (0,05–0,005 мм) основной массы выделяются микропорфириобласты сиреневого альмандина (0,5–1,3 мм) и зеленого хлорита (1–1,5 мм). Распределение граната в породе равномерное, редко превышающее 3–5%. Хлорит-рипидолит обычно имеет овальную форму, располагается цепочками одиночных чешуек в трещинках кливажа, секущих полосчатость. Количество порфириобласт хлорита чуть более или равно содержанию граната. В замках мелких складок и в линзах скольжения количество кварца возрастает, вплоть до мономинеральности. В светлоокрашенной части породы наряду с кварцем присутствует серицитизированный плагиоклаз № 28–35 (5–30%, редко более). В незначительных количествах в сланцах присутствует метасоматический карбонат (до 5%). Акцессорные минералы представлены турмалином (менее 2%), апатитом (менее 1%), пиритом и пирротинном. В пределах рудных тел гранат-двуслюдяные сланцы мусковитизированы и окварцованы, однако макроскопически они незначительно отличаются от безрудных пород. В этих интервалах отмечаются более крупная зернистость с обильным мусковитом и сульфидной минерализацией. Для измененных пород характерна примесь карбоната в основной массе и в прожилках. Гранат редко сохраняется в неизменном виде и замещается хлоритом. Количество биотита обычно уменьшается вплоть до полного исчезновения, а содержание мусковита увеличивается до 60–70%. В мусковитизированной рудной толще отмечаются гнезда окварцованных пород, в которых количество мусковита резко подчинено кварцу. Характерной особенностью пород является присутствие пойкилобластов титанита. Минерал имеет ситовидное строение с обильными включениями кварца, иногда клиноцоизита и карбоната. Титанит часто ассоциирует с пирротинном в виде сростаний и включений мельчайших зерен пирротина. В некоторых случаях отмечаются субмикроскопические жилки пирротина секущие пойкилобласты титанита. Редко в сфене встречаются идиобласты игольчатого арсенопирита. Как правило, кварц-гранат-двуслюдяные сланцы редко содержат промышленное оруденение.

*Метаморфизм и гидротермальные изменения.* Осадочные породы района месторождения метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма андалузитового типа (зона граната) [Звягина, 1989; Likhanov et al., 2013]. Региональные метаморфические преобразования представлены гранат-мусковит-биотитовыми минеральными комплексами по первично алевропелитовым осадочным породам. На фоне регионального метаморфизма в пределах Олимпиадинского рудного поля развита локальная зона динамотермального метаморфизма и метасоматоза со своеобразной

зональностью. Пространственно она ограничена рамками долгоживущей подвижной зоны вдоль рудоносного горизонта, сложенного химически активными карбонатными породами и пластичными угле-

родистыми сланцами. В целом она повторяет контур складчатой структуры, при этом ее границы параллельны литологическим, однако обычно не совпадают с ними (рис. 3, 6).

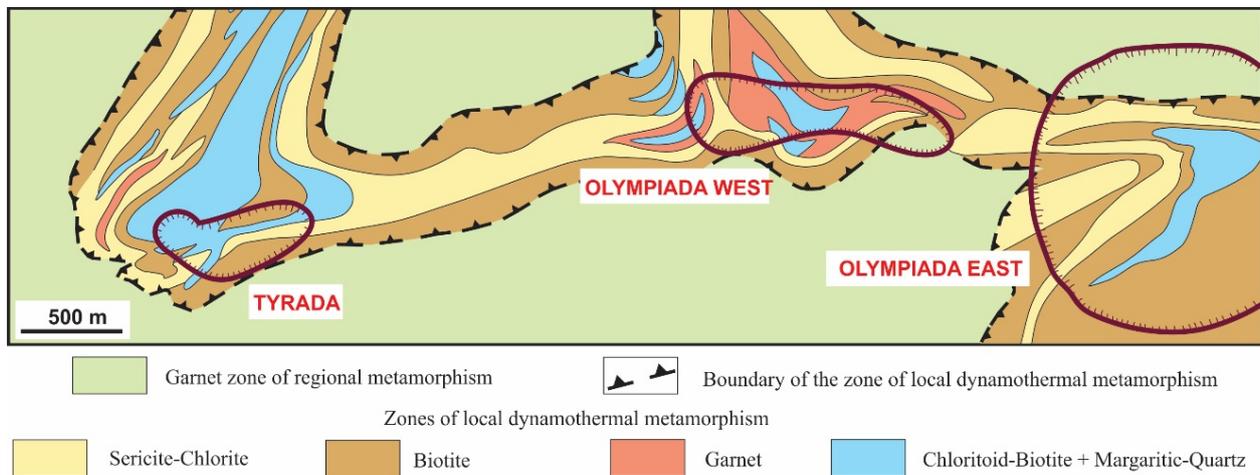


Рис. 6. Схематическая карта метаморфической зональности южной части Олимпиадинского рудного поля [Звягина, 1989]

Fig. 6. Schematic map of metamorphic zoning in southern part of Olimpiada ore field [Zvyagina, 1989]

Крылья складок сложены преимущественно ассоциациями зеленосланцевой фации (зоны серицит+хлорит и биотита,  $T = 400\text{--}420^\circ\text{C}$ ,  $P = 3\text{--}4$  кбар), которые расположены симметрично относительно оси подвижной зоны. Зона серицита и хлорита контролируется положением зон межпластового скольжения. Температура метаморфизма в зоне биотита, определенная по содержанию титана в биотите [Henry, Guidotti, Thomson, 2005], –  $420\text{--}450^\circ\text{C}$ . К осевой части подвижной зоны и к замкам складок тяготеют парагенезисы эпидот-амфиболитовой фации. Степень метаморфизма в пределах зоны возрастает по мере приближения к зонам эпидот-амфиболитовой фации как регионального, так и локального метаморфизма. Наиболее высокотемпературные ассоциации метапелитов в тектонической пластине соответствуют зоне граната (гранат + кварц + биотит  $\pm$  плагиоклаз), эпизодически в их составе отмечаются фибролит-силлиманит и кианит. Повышенные давления, соответствующие кианитовому типу метаморфизма, определяются по минеральным ассоциациям в метапелитах – хлоритоид + биотит  $\pm$  гранат, а в метамергелях – маргарит + кварц. Температуры, определенные по гранат-биотитовому термометру [Holdaway, 2000] –  $580\text{--}605^\circ\text{C}$ ; по биотитовому термометру [Henry, Guidotti, Thomson, 2005] –  $590\text{--}595^\circ\text{C}$ . Абсолютные значения давления, определенные по гранат-биотит-плагиоклаз-кварцевому барометру [Wu, Zhang, Ren, 2004] составили  $7,2\text{--}7,5$  кбар.

Наиболее типичными гидротермальными изменениями пород рудоносной минерализованной зоны яв-

ляются производные кальциевых и кремнистых метасоматитов, иногда с обильной рутилизацией, турмалинизацией, графитизацией (битумизацией) и сульфидизацией (см. рис. 3). Особенно тесная пространственная связь золота установлена с сульфидами.

Широким развитием в рудном поле пользуются предрудные кальциевые метасоматиты. Они приурочены к участкам милонитизации и переслаивания химически неоднородных литологических пачек углеродистых, карбонатных, силикатно-карбонатных и силикатных пород. Макроскопически эти метасоматиты практически неотличимы от неизмененных пород – в них сохраняются реликтовая полосчатость, цвет, зернистость, при этом отмечаются новообразования клиноцоизита, цоизита, сфена, граната, калишпата и альбита. Кислотный метасоматоз кремнистого типа проявлен повсеместно в поле развития рудных тел. В результате этого процесса в карбонатных и карбонатсодержащих породах развиваются зоны пятнистого окремнения (окварцевания), которые образуют незначительные по мощности тела и редко прослеживаются выдержанными горизонтами в соседних скважинах. Среди кислотных метасоматитов в пределах рудных тел отмечаются существенно кальцитовые породы, вероятно, образовавшиеся в результате отгонки извести на фланги окварцованных пород. Участками развиты обеленные окварцованные мраморы, представляющие продукты кислотного выщелачивания железомagneзиальных породообразующих минералов. Время проявления кислотного (кремнистого) метасоматоза внут-

рирудное, после образования вкрапленности игольчатого арсенипирита – в интервале между арсенипиритовой и галенит-сфалеритовой стадиями рудного процесса. В целом кислотные метасоматиты, развитые на месторождении, имеют много общего с джаспероидами, однако процесс окремнения (окварцевания) карбонатной матрицы проявлен не в полной мере. В породах рудного поля в повышенных концентрациях отмечается турмалин, который образует слабо выраженные полосы вдоль зон рассланцевания, дизъюнктивных и пликвативных нарушений в сланцевой толще рудной зоны. Он представлен изоморфной смесью дравита, увита и шерла, образует идиоморфные кристаллы с беспорядочной ориентировкой относительно сланцеватости либо полосчатости размером 0,01–0,08 мм. Судя по нашим наблюдениям, боровый метасоматоз развивался в предрудный этап и прямой корреляции с промышленной золотоносностью не имеет.

Главная роль в формировании Олимпиадинского месторождения принадлежит сульфидизации, при этом образование сульфидной вкрапленности осуществлялось метасоматическим путем и выполнением микротрещин. Минеральный состав метасоматитов, несущих золото-сульфидное оруденение, в подавляющем большинстве случаев имеет мусковит-кварц-кальцитовый состав со значительными вариациями содержаний этих минералов. Сульфидная минерализация по видовому составу и взаимоотношениям минералов практически идентична на всех участках рудного поля. Основным концентратором золота является тонкоигольчатый арсенипирит. Этот минерал может присутствовать в скарноидах, кварц-карбонатных с клиноцоизитом, существенно кварцевых и существенно карбонатных метасоматитах, в то же время устойчивой корреляции между содержаниями метасоматических минералов и арсенипирита не наблюдается.

Метасоматические ассоциации (клиноцоизит + титанит) в метапелитах и (гранат + клиноцоизит + актинолит + титанит) в метамергелях [Винклер, 1979] формировались в интервале температур 320–480°C и давлений 1,3–3,5 кбар. Температура образования мусковита из кварц-мусковит-карбонатных метасоматитов рудных тел, определенная по парагонит-фенгитовому геотермобарометру [Добрецов, 1977], составила 290–380°C, давление – 1,0–3,5 кбар.

До конца не выяснена роль в рудообразующем процессе углеводородов – метановых, нафтеновых, ароматических, смол, асфальтенов, которые обнаружены методом люминесцентной микроскопии в ассоциации с сульфидами продуктивных комплексов Восточной Олимпиады в концентрациях 0,02–0,06%. Во флюидных включениях в жильном кварце и кварце рудных метасоматитов методом газовой хромато-масс-спектрометрии выявлены алифатические, циклические, кислородсодержащие и гетероциклические углеводороды.

Продуктами самого позднего низкотемпературного метасоматоза, проходившего при существенном участии флюидов поверхностного происхождения, являются рыхлые гидрослюдисто-кварцевые образования, локализованные в наиболее тектонизированной части месторождения Олимпиада. Вероятно, в этом случае имело место пространственное совмещение гипергенного корообразования и низкотемпературной гидротермальной аргиллизации. Такие образования аномально обогащены Au, W, Pb и традиционно рассматриваются как образования коры выветривания. По данным [Стороженко и др., 2002], в зоне окисления на Олимпиадинском месторождении на глубине 5–28 м обнаружены палеоген-четвертичные спорово-пыльцевые спектры, постепенно сменяющиеся на глубине 30–60 м спектрами мезозойского, а с 50–110 м – палеозойского (верхний девон, карбон, пермь) облика.

*Характеристика руд.* Гипогенные (первичные сульфидные) и гипергенные (окисленные) руды Олимпиадинского месторождения имеют существенные отличия в вещественном составе и, как следствие, в технологических свойствах [Генкин и др., 1994; Бернатонис, 1999; Ли, 2003; Совмен и др., 2009].

*Первичные сульфидные руды* слагают основные запасы месторождения. Они распространены в карбонатной и силикатно-карбонатной пачках. Главными минералами руд являются: карбонаты (кальцит, анкерит) – 35–40%, кварц – 30–43%, слюды (мусковит – 8–10%, биотит – 10–15%) и хлорит (магнезиальный) –  $n \times 1\%$ . Роль других минералов незначительна, за исключением клиноцоизита, содержание которого на отдельных участках достигает 7,5 вес.%. Содержание сульфидов изменяется от 2 до 5–7%. Химический состав сульфидных руд отражает минеральный и характеризуется ведущей ролью SiO<sub>2</sub>, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub>, MgO и Fe<sub>общ</sub> (табл. 2) [Совмен и др., 2009]. Пределы колебаний этих компонентов довольно широкие, как и As и Sb, количество которых варьирует в зависимости от развитой в рудах соответствующей минеральной ассоциации. Главным ценным элементом руд является Au с сопутствующими Ag и Sb.

Золото в первичных сульфидных рудах имеет довольно широкое распространение. В основном оно тонкое, пылевидное. В измельченной до –0,074 мм руде свободного золота около 15%. Большая часть металла (до 45%) присутствует в цианируемой форме в сростках с минералами руды. Микронные частицы самородного золота распространены во включениях в кварце (35%), арсенипирите (35%), пирите и марказите (15%), пирротине (5%), бертьерите и антимоните (5%), карбонатах (5%), гудмундите (ед. з.), халькопирите (ед. з.), тетраэдрите (ед. з.), гудмундит-пирротинном симплектите (ед. з.) и мусковите (ед. з.) (рис. 7).

## Химический состав сульфидных Au-As руд Олимпиадинского месторождения

## Chemical composition of sulfide Au-As ores of Olimpiada deposit

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>общ</sub>	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S <sub>общ</sub>	S <sub>сульф</sub>	CO <sub>2</sub>	C <sub>орг</sub>	As	Sb	Au, г/т
50,48	0,54	12,82	5,88	0,32	3,14	16,44	1,76	0,05	0,11	0,53	0,46	8,16	0,18	0,19	0,05	5,0

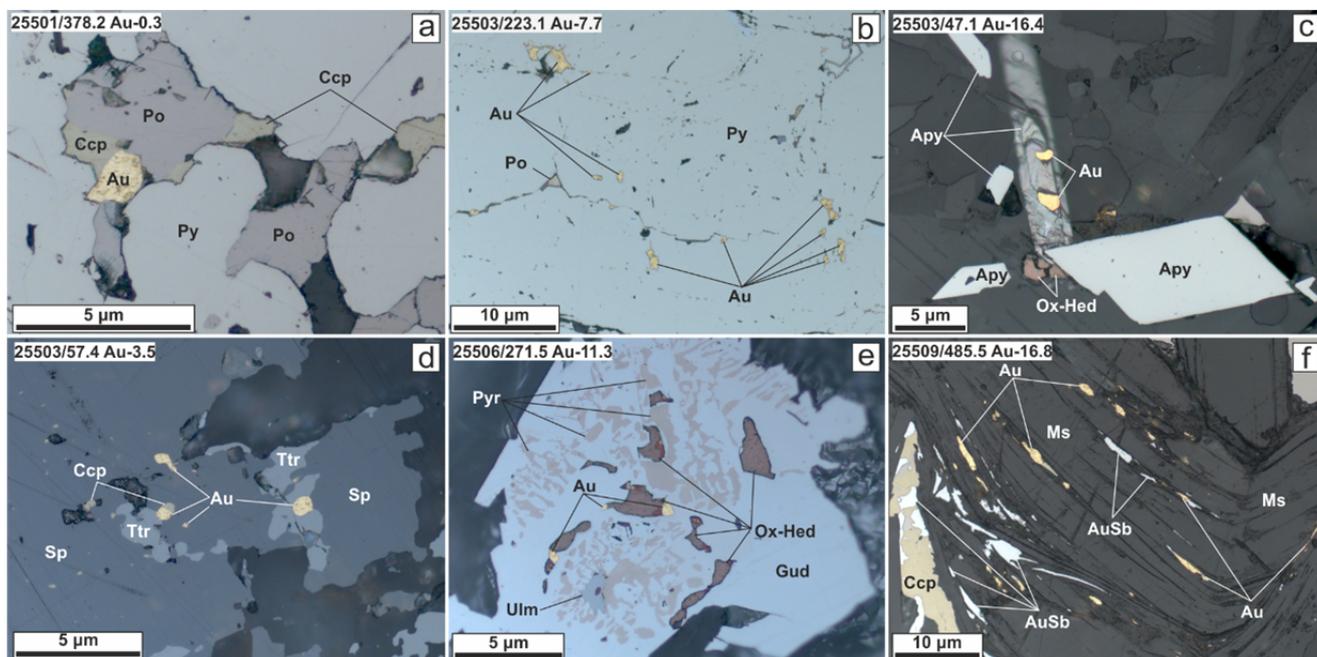


Рис. 7. Ассоциации золотой минерализации

a–d – ранние сульфиды золото-мышьяковой ассоциации; e–i – ассоциации минералов сурьмяной стадии. 25509/485.5 Au – 16,8 – номер образца (скважина / глубина), содержание Au г/т. Сокращения названий минералов: Apy – арсенопирит, Au – золото, AuSb – ауристибит, Po – пирротин, Py – пирит, Ccp – халькопирит, Ox-Hed – окисленный хедлейит, Ttr – тетраэдрит, Sp – сфалерит, Ulm – ульманит, Ms – мусковит

Fig. 7. Gold mineralization associations

a–d – early sulfides of gold-arsenic association; e–i – associations of minerals of antimony stage. 25509/485.5 Au-16.8 – specimen number (drillhole/depth), Au grade, g/t. Mineral acronyms: Apy – arsenopyrite, Au – gold, AuSb – aurostibite, Po – pyrrhotite, Py – pyrite, Ccp – chalcopyrite, Ox-Hed – oxidized hedleyite, Ttr – tetrahedrite, Sp – sphalerite, Ulm – ulmanite, Ms – muscovite

Количество упорного, неизвлекаемого цианированием, золота в сульфидных рудах достигает 39–60%. Оно извлекается с использованием технологии биоокисления [Совмен и др., 2009].

Концентрации серебра в рудах (до 2–3 г/т) связаны с наличием в рудах самородного серебра, землистого аргентита и электрума [Бернатонис, 1999]. Контуры золотого и серебряного оруденения пространственно не совпадают. Повышенные содержания серебра отмечены в пирротине и прожилках кальцита. Большая часть серебра связана с минералами полисульфидной и антимонит-бертьеритовой ассоциаций.

*Минеральные комплексы первичных руд.* Устойчивые минеральные комплексы стадийного образования минералов объединяются в последовательный ряд, разделенный тектоническими перерывами в отложении минералов (табл. 3).

Ранний вкрапленный сульфидный комплекс золото-мышьяковых руд состоит из арсенопирита, пирита, пирротина, сульфидов полиметаллов и самородного золота. Он распространен в окварцованных и мусковитизированных метасоматитах, двуслюдяно-кварц-карбонатных сланцах.

Поздний вкрапленно-прожилковый золото-сурьмяный (бертьерит-стибнитовый) комплекс с более крупным, редко с видимым самородным золотом и ауристибитом проявлен с наложением на минеральные ассоциации раннего продуктивного комплекса, но развит преимущественно в юго-восточном блоке Восточной Олимпиады в зоне влияния Медвежьего разлома. Участки совмещения отличаются высокими продуктивными содержаниями золота. С этим же комплексом предположительно ассоциирована основная часть шеелита.

Таблица 3

Схема последовательности рудного минералообразования на Олимпиадинском месторождении (по А.М. Сазонову)

Table 3

Ore mineral formation sequence map for the Olimpiada deposit (as per A.M. Sazonov)

Mineral	Assemblage	Early sulphides	Polymetallic sulphides	Late sulphides	Post-ore minerals
Rutile		=====			
Muscovite		=====			
Biotite		=====			
Graphite		=====			
Quartz		=====	=====	-----	
Carbonate			=====	=====	
Fluorite					=====
Pyrrhotite Fe <sub>1-x</sub> S		=====	-----	-----	
Arsenopyrite FeAsS		=====	-----	-----	
Native gold		=====	-----	-----	
Pyrite FeS <sub>2</sub>		=====	=====	=====	
Chalcopyrite CuFeS <sub>2</sub>		=====	=====	=====	
Sphalerite ZnS			=====	-----	
Galena PbS			=====		
Cubanite CuFe <sub>2</sub> S <sub>3</sub>			=====		
Bornite Cu <sub>5</sub> FeS <sub>4</sub>			=====		
Berthierite FeSb <sub>2</sub> S <sub>4</sub>				=====	
Stibnite Sb <sub>2</sub> S <sub>3</sub>				=====	
Cobaltite CoAsS				=====	
Coloradoite HgTe				=====	
Plagionite Pb <sub>2</sub> Sb <sub>2</sub> S <sub>17</sub>				=====	
Hedleyite Bi <sub>2</sub> Te <sub>3</sub>				=====	
Altaite PbTe				=====	
Ullmannite NiSbS				=====	
Gersdorffite NiAsS				=====	
Native antimony				=====	
Marcasite FeS <sub>2</sub>				=====	
Breithauptite NiSb				=====	
Mackinawite (Fe,Ni) <sub>8</sub> S <sub>8</sub>				=====	
Willyamite (Co,Ni)SbS				=====	
Aurostibite AuSb <sub>2</sub>				=====	
Tetrahedrite (Cu,Fe) <sub>12</sub> Sb <sub>2</sub> S <sub>13</sub>				=====	
Gudmundite FeSbS				=====	
Jamesonite Pb <sub>2</sub> FeSb <sub>2</sub> S <sub>14</sub>				=====	

Примечание: сплошными линиями показано первичное образование минералов, пунктирными – их перекристаллизация.

Note: solid lines show the primary formation of minerals, dotted - their recrystallization.

Послерудный прожилковый флюорит-карбонатный минеральный комплекс отмечается повсеместно в пределах рудного поля при общей слабой интенсивности его развития. Возможно, с ним связана экзотическая для месторождения ртутная минерализация в тектонитах южной части Восточной Олимпиады.

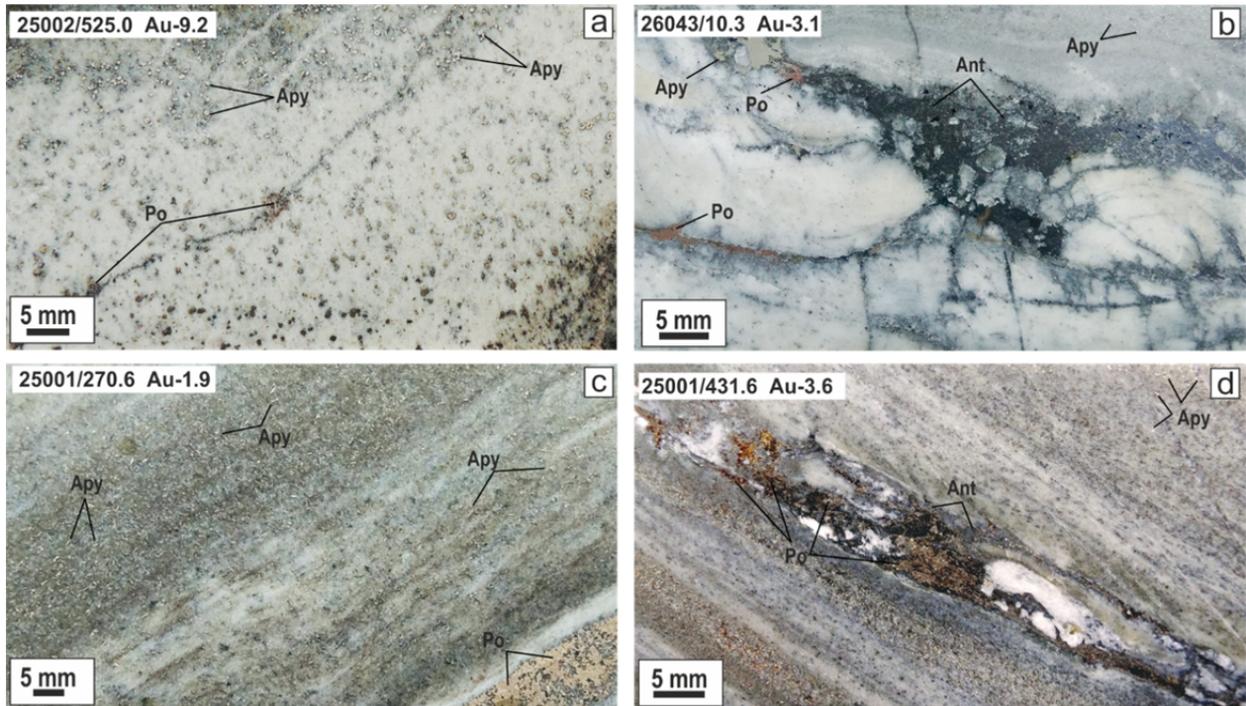
Рудные минералы формируют полосчатую вкрапленность зернистых агрегатов вдоль трещин кливажа, механической сланцеватости и полосчатости пород, прожилки и гнезда мощностью от первых миллиметров до первых сантиметров (рис. 8).

Структуры руд в основном тонкозернистые метакристаллические с элементами перекристаллизации и укрупненно-зернистыми гнездово-агрегатными

скоплениями вблизи разлинзованно-будинированного жильного кварца в шовных тектонических межслоевых зонах. Золотосодержащая минерализация концентрируется в пликтивных и дизъюнктивных дислокациях, сопровождающих основные разрывные нарушения межпластового типа. Рудные тела выделяются по появлению концентрированных агрегатов арсенопирита, пирита, пирротина и стибнита, но границы рудных тел определяются опробованием. Руды делятся на арсенопиритовые, сурьмяные и совмещенные сурьмяно-арсенопиритовые. В качестве минералов-примесей, не представляющих практического интереса, присутствуют рутил, титанит, вольфрамит, шеелит, образующие тонкую

вкрапленность среди основной массы метасоматически измененных пород. Фрагмент пространственного распределения типов руд и золотоносность ос-

новных минеральных комплексов, оцененная по картированию минеральных ассоциаций на участке Восточной Олимпиады, приведены на рис. 9 и в табл. 4.

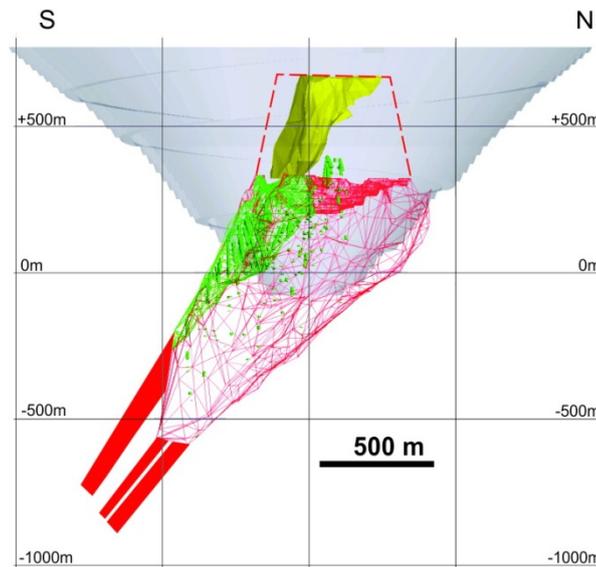


**Рис. 8. Текстуры и структуры руд Олимпиадинского месторождения**

25001/431.6 Au-3.6 – номер образца (скважина / глубина), содержание Au г/т

**Fig. 8. Textures and structures of ores of Olimpiada deposit**

25001/431.6 Au-3.6 – specimen number (drillhole / depth), Au grade, ppm



**Рис. 9. Распределение типов руд (Восточная Олимпиада)**

Желтым – окисленные руды (отработаны), зеленым – Sb > 0,4%, красным (каркас) – рудные тела по борту Au +0,75 г/т, красным (заливка) – рудные тела по данным глубокого бурения по борту +3 г/т, красным (пунктир) – контур отработанных на 01.01.2018 запасов, серым – контур Project Super Pit

**Fig. 9. Distribution of types of ores (Eastern Olimpiada)**

Yellow – oxidized ores (mined out), green – Sb > 0.4%, red (frame) – ore body, Au cut-off grade +0.75 g/t, red (filling) – ore bodies as per deep drilling data, cut-off grade +3 g/t, red (dotted line) – outline of reserves mined out as of 01.01.2018, gray – Project Super Pit outline

Таблица 4

Золотоносность минералогических типов руд

Table 4

Gold content of mineralogical ore types

Минеральные ассоциации в рудном интервале	Длина инт., м	Содержание золота, г/т
Рудное тело в изученном интервале в целом	260	4,8
Руды, содержащие арсенопиритовую минерализацию и сульфиды полиметаллов	110	3,9
Руды, содержащие минерализацию всех стадий	116	5,4
Руды, содержащие ассоциацию стибнит + бертьерит	34	2,9

**Золото-мышьяковые руды.** В интервалах рудного тела с ранними сульфидами (пирит + пирротин + арсенопирит + сульфиды полиметаллов) среднее содержание золота – 3,9 г/т. Сульфидная минерализация в рудах характеризуется ограниченным набором минералов, главными являются игольчатый и тонкопризматический арсенопирит, пирротин и пирит. Второстепенными являются халькопирит, сфалерит, борнит, кубанит (рис. 10, *a–d*).

Арсенопирит в этом типе руд представлен рассеянной тонкой вкрапленностью среди основной слюдяно-кварц-кальцитово-массы руды. Содержание минерала варьирует в пределах 0,1–5%, в среднем ~1–1,5%. Форма выделений арсенопирита иди-

оморфная тонко призматическая. Размер индивидуальных кристаллов от первых мкм до 1,5 мм по удлинению. Наиболее распространенными являются срастания с пирротинном, где арсенопирит образует многочисленные скелетные метакристаллы либо является футлярообразным носителем пирротина. Химический состав арсенопирита соответствует уровням содержания 32,19–35,63% Fe, 40,70–47,79% As, 18,75–23,07% S. Температура кристаллизации арсенопирита, определенная по диаграмме S/As-S+As/Fe [Сазонов и др., 2016] и геотермометру [Kretschmar, Scott, 1976; Scott, 1983], изменялась в интервале 300–460°C, при  $\log a_{S_2} = -14,6 \dots -5,9$ .

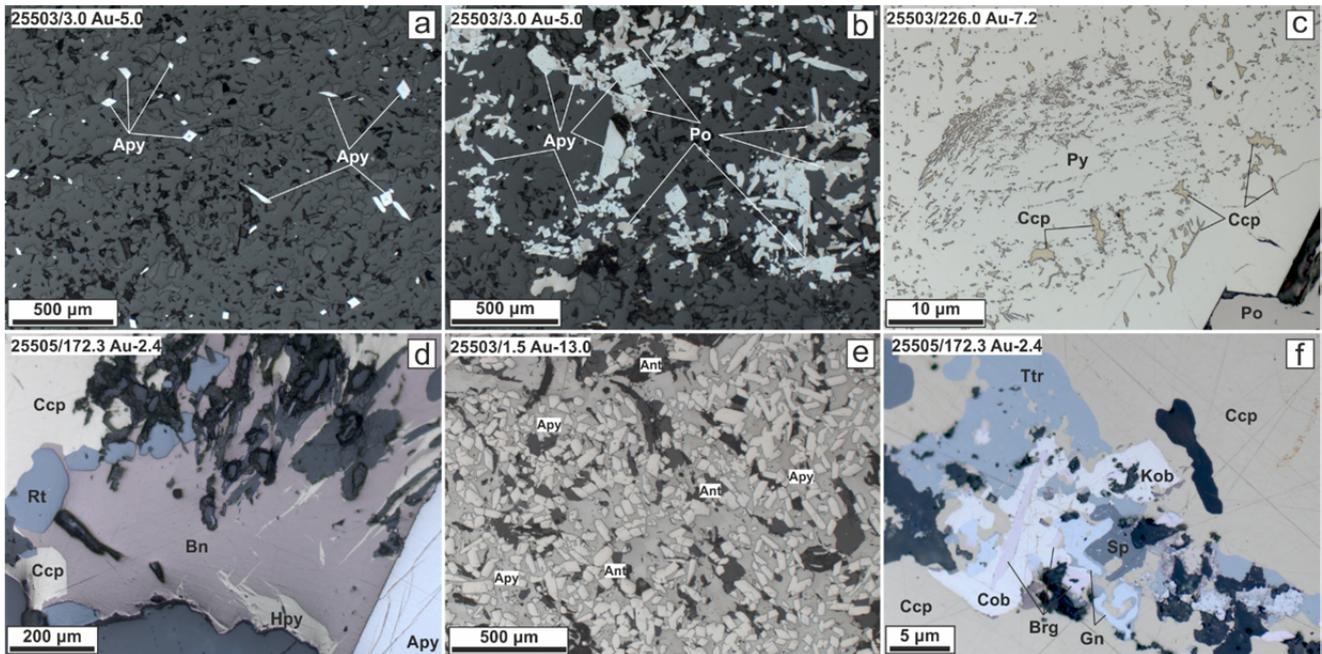


Рис. 10. Ассоциации рудных минералов

*a–b* – ранние сульфиды; *c–d* – сульфиды полиметаллов; *e–f* – сурьмяные минералы. 25509/485.5 Au-3.8 – номер образца (скважина / глубина), содержание Au г/т. Минералы: Apy – арсенопирит, Po – пирротин, Py – пирит, Ccp – халькопирит, Bn – борнит, Rt – рутил, Ant – антимонит, Gud – гудмундит, Ttr – тетраэдрит, Cob – кобальтин, Sp – сфалерит, Brg – брейтгауптит, Gn – галенит, Ber – бертьерит

Fig. 10. Associations of ore minerals

*a–b* – early sulfides; *c–d* – polymetal sulfides; *e–f* – antimony minerals. 25509/485.5 Au-3.8 – specimen number (drillhole/depth), Au grade, g/t. Minerals: Apy – arsenopyrite, Po – pyrrhotite, Py – pyrite, Ccp – chalcopyrite, Bn – bornite, Rt – rutile, Ant – antimonite, Gud – gudmundite, Ttr – tetrahedrite, Cob – cobaltine, Sp – sphalerite, Brg – breithauptite, Gn – galena, Ber – berthierite

Пирротин в рядовых и особенно бедных рудах заметно преобладает над арсенопиритом. Широко распространен он и за пределами рудоносных участков, практически по всему маркирующему рудовмещающему горизонту с более интенсивным развитием в углеродсодержащих сланцах, очень редок в подстилающих, гранат-двуслюдяно-кварцевых сланцах. Наряду с мелко- и тонко вкрапленными выделениями пирротин нередко сегрегируется в полосы шириной от первых миллиметров до 7–8 см с более крупнозернистыми структурами агрегатов, а также образует сплошные грубозернистые скопления в краевых частях постоянно линзовидных обособлений крупнокристаллического кварца. Среднее содержание пирротина в рудах составляет 1,5–3,0%. Пирротин представлен в большинстве случаев сростаниями магнитной, моноклинной и немагнитной, гексагональной модификаций. Пирротин корродируется и замещается ассоциирующим с ним арсенопиритом, в котором часто сохраняются многочисленные реликтовые его микровключения. Кристаллизация главной массы пирротина осуществлялась при температуре 420–500°C и фугитивности серы  $\log \alpha_{S_2} = -11,7 \dots -2,8$  рассчитаны по [Toulmin, Barton, 1964; Lambert, Simvich, Walker, 1998].

Микроскопические частицы золота встречены в единичных случаях при совмещении пирит-пирротин-арсенопиритовой минерализации и сульфидов полиметаллов. Они отмечаются в виде микронных включений в пирите, пирротине, арсенопирите, агрегатов размерами до 10–30 микрон в трещинах и на поверхностях зерен. Наиболее золотоносным является арсенопирит, до 4,7 кг/т. Распределение концентраций невидимого золота в арсенопирите – неравномерное как в пределах зерна, так и в соседних зернах. Помимо микровыделений золота предполагается наличие атомов внедрения золота в структуре минерала [Генкин и др., 1994; Генкин и др., 2002; Сазонов и др., 2016]. Повышение концентраций металла отмечается в сернистых разновидностях арсенопирита, кристаллизующегося при температуре 370–410°C при  $\log \alpha_{S_2} = -7,9 \dots -7,1$ . Золото, встречающееся совместно с пирротинном в виде микронных выделений в центральных частях зерен арсенопирита, располагается либо на контакте минералов, либо в полях пирротина, где нередко сопровождается реликтами карбонатов, слюд и кварца. Частицы золота характеризуются высокой пробой 940–1000‰. Примеси представлены серебром, медью и ртутью (0,2–5,9%).

*Золото-мышьяк-сурьмяные руды.* В рудных интервалах, содержащих минерализацию всех стадий концентрация золота – 5,4 г/т. В этих рудах сульфидная минерализация чрезвычайно разнообразная, образующая тесные сростания минералов систем Co-As-S, Ni-As-S, Ni-Sb-S, Pb-Sb-S, Cu-Sb-S, Co-Sb-S,

Hg-Te, Bi-Te, ассоциирующие с антимонитом, арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом, золотом, аурустибитом с образованием симплектитовых, реакционных, каемочных структур (см. рис. 10, e–f). В рудах, содержащих стибнит и бертьерит, в незначительных количествах пирит, марказит, пирротин и в единичных зернах самородную сурьму, тетраэдрит, халькопирит, джемсонит, содержание золота снижается до 2,9 г/т. Отсутствие в рудах арсенопирита и других мышьяковых минералов коррелирует со снижением в них содержания золота.

Арсенопирит в ассоциации с минералами сурьмы имеет псевдо-дипирамидальную или короткопризматическую морфологию, которые при сростании имеют «звездчатые» (радиально лучистые) агрегаты. Размеры кристаллов достигают 5 мм в поперечнике. В составе минерала повышены концентрации: до 1,02% Sb; до 2,96% Co; до 0,74% Ni; до 0,07% Hg. Очень редко среди арсенопиритовых агрегатов появляется данаит. Температура рекристаллизации арсенопирита в минеральных ассоциациях золото-сурьмяных руд 330–290°C, пирротина – 280–200°C. Руды этого типа характеризуются наиболее частой встречаемостью частиц золота под микроскопом и макроскопически видимых агрегатов золота в трещинах и гнездах совместно с минералами сурьмы и теллуридами. Макроскопически видимые обособления золота встречаются исключительно редко. Среди богатых руд поздней ассоциации сульфоантимонидов самородное золото и аурустибит образуют сростания и включения в антимоните, бертьерите, тетраэдрите, ульманните, халькопирите, карбонатах, слюдах; встречаются тонкие сростания с минералами никеля, кобальта и теллуридами висмута и ртути. Форма выделений золота и аурустибита – ксеноморфная, каемочная, каплевидная, пластинчатая, размеры выделений – от долей микрон до 70×120 мкм. Золото в этой ассоциации ярко-желтое до соломенно-желтого, красновато- и розовато-желтое. В подчиненном количестве в рудах установлено присутствие аурустибита, образующего выделения преимущественно в ассоциации со стибнитом, бертьеритом, сульфоантимонидами, карбонатами и поздним кварцем. В большинстве случаев золото этого типа высокопробное – 995–1000‰. При замещении аурустибита образуется петельчатое («горчичное») химически чистое золото с пленками гидроксидов сурьмы. Микрорентгеноспектральным анализом в отдельных золотилах установлены высокие концентрации меди (до 41%, что близко к стехиометрии аурикуприта  $AuCu_3$ ), ртути (до 37%, что соответствует составу вейшанита  $(Au,Ag)_3Hg_2$ ). Особо следует отметить примесь никеля в самородном золоте (0,8–8,9%) и аурустибите (3,5–6,5%). В единичной золотине определена примесь Pt – 1,57 мас.%. Частицы золота с примесями ртути, меди, никеля

обычно имеют неоднородный состав с колебаниями концентраций этих элементов в пределах одного зерна. Золото с повышенной концентрацией ртути приурочено к подошве и кровле рудного тела мышьяк-сурьмяных руд.

Особое внимание привлекает устанавливаемая только на микроуровне тесная Au-Sb-Hg-Bi-Te-Ni-Cu-(Pt) ассоциация металлов и интерметаллидов в мышьяк-сурьмяных рудах: никелистые самородное золото и аурустибит AuSb<sub>2</sub>, изоструктурный ему нисбит NiSb<sub>2</sub>, а также брейтгауптит NiSb, амальгама золота, аурикуприт AuCu<sub>3</sub>, самородные ртуть, сурьма, колорадоит HgTe, цумоит BiTe и хедлейит Bi<sub>7</sub>Te<sub>3</sub>. Это указывает на восстановленность позднего флюида.

Окисленные руды были представлены окрашенными в различные тона бурого, красного, темно-серого, оранжевого цвета, контрастно обособленными породами (рис. 11) [Яблокова, Коновалова, Сандомирская, 1986; Бернатонис, 1999]. К настоящему

времени окисленные руды на Восточном участке полностью отработаны.

Гранулометрический состав рыхлых окисленных руд по фракциям: дресвяная ~ 10%, песчаная ~ 10%, алевритовая ~ 16%, глинистая ~ 64%. Главные минералы руд: кварц (5–35%); гидрослюда (40–70%); гидроокислы железа (1–36%); каолинит (до 14%); хлорит (до 10%). Второстепенные и редкие минералы: эпидот, кальцит, биотит, актинолит, хлоритоид, клиноцоизит, гранат, плагиоклаз, ставролит, силлиманит, циркон, рутил, анатаз, брукит, сфен. Рудные минералы: золото, вольфрамит, шеелит, киноварь, арсенопирит, магнетит, антимонит, пирит, пирротин. Гипергенные минералы: вольфрамовые – тунгстит, гидротунгстит; мышьяковые – скородит и гидроксиды железа; сурьмяные: сервантит, валентинит, гидроромеит, скуокрицит, биндгеймит, стибиоконит. Сульфаты кальция и бария – гипс и барит. Химический состав окисленных руд изменчив и определяется составом окисляемых руд (табл. 5).



**Рис. 11. Типичные окисленные золото-сульфидные руды Олимпиадинского рудного поля (месторождение Тырада)**

Различная окраска окисленных руд обусловлена литологией, тектонической нарушенностью и минеральным составом первичных руд

**Fig. 11. Typical oxidized gold-sulfide ores of Olimpiada ore field (Tyrada deposit)**

Different coloring of oxidized ores is preconditioned by lithology, tectonic faulting and mineral composition of primary ores

**Химический состав окисленных руд Олимпиадинского месторождения, мас.%**

Таблица 5

Table 5

**Chemical composition of oxidized ores of Olimpiada deposit, wt.%**

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п
70,73–94,05	0,08–0,09	1,74–14,21	0,68–6,55	0,25–0,57	0,02–0,85	0,19–1,01	0,28–0,32	0,38–3,68	0,04–0,21	0,13–0,21	0,48–2,81

Среднее содержание золота в окисленных рудах превышает концентрацию золота в первичных рудах в 2,3 раза, при изменении их плотности в 1,7 раза. Доля золота, связанного с глинистой фракцией

(в % от руды) – 38–62%. В глинистой фракции преобладают частицы размером 9 мкм.

Золото отмечается в виде свободных частиц, в сростании с кварцем, гидроксидами Fe, Mn, Sb, As и

в виде тонкодисперсных выделений во вторичных и реликтовых первичных минералах. Преобладают частицы золота с чистой поверхностью, частиц с пленками гидроксидов – около 20%. Преобладающий размер частиц золота – 0,071 мкм (40–60%), более крупное золото (0,1–0,25 мкм) составляет в окисленных рудах 5–10%, единичные частицы – 1–2,5 мкм. Генетические типы золота представлены остаточным, гипергенным и сорбированным формами. Воднорастворимой и сорбированной форм золота, извлекаемых водным раствором роданида калия, ~6%, сульфидной и теллуридной, извлекаемых водным раствором азотной кислоты ~30%, самородной ~64%. Свободное золото из окисленных руд имеет пробы 790–1000‰, в среднем 950‰. Оно обеднено всеми элементами-примесями, особенно серебром. Доля гипергенного золота в окисленных рудах 1–2%. Морфологически это нитевидные, петельчатые, глобулярные, колломорфно-губчатые и ветвисто-дрозовые частицы. Вторичное («горчичное») золото было образовано за счет разложения тонкоигльчатого арсенопирита и аурустибита. Реже наблюдается пленочное золото, в метакolloидах оксидов и гидроксидов Fe, Mn и Sb. Остаточное мелкое золото сорбируется на поверхности чешуек гидрослюда. В целом участие гипергенного золота в обогащении окисленных руд представляется достаточно очевидным, но масштабы этого обогащения являются, по-видимому, не столь значительными [Ли, 2003].

Кроме золота в окисленных рудах присутствует вольфрамовая минерализация, которая в первичных рудах слабо проявлена [Новожилов и др., 1986]. Содержание  $WO_3$  достигало 0,2–0,4%, он наблюдался в виде тонкодисперсного шеелита и гидротунгусита в ассоциации с оксидами железа и марганца. Окисленные руды аномально обогащены ртутью, золотом, сурьмой, вольфрамом и свинцом. Эндемичными для них являются окисные минералы с тесными взаимными изоморфными замещениями между сурьмой и вольфрамом, а также свинцом и ртутью, свидетельствующие о значительном перераспределении компонентов при формировании таких руд.

*Распределение рудогенных элементов.* Золоторудные тела Олимпиадинского месторождения сопровождаются эндогенными геохимическими ореолами, которые распространены в стороны и вверх от рудных тел на  $n \times 10$  и  $n \times 100$  метров. Они имеют линейно-вытянутую полосовидную и удлиненно-овальную форму, подчиненную складчатой структуре вмещающей толщи пород и продольным межпластовым разрывным нарушениям. Кроме золота контрастные ореолы образуют лишь три элемента – As, Sb, W. Выделяются геохимические ореолы Ag, Pb, Co, Ni, Mn и Zn, но их аномалии не всегда четко выражены и значительно уступают основным спутни-

кам золота по размерам. Интенсивность и размер ореолов во многом зависят от литологических и физико-химических свойств вмещающих пород и структурно-тектонических условий. Наиболее яркие и значительные по масштабам ореолы на Олимпиадинском месторождении сопровождаются рудными телами в кварц-сланцево-карбонатных сланцах и мраморизованных известняках, которые отличаются повышенной химической активностью и проницаемостью, а также в зоне их тектонически нарушенного контакта с перекрывающими кварц-сланцево-углеродистыми сланцами. С удалением от зоны контакта и переходом в слабопроницаемые углеродистые сланцы интенсивность и размеры ореолов заметно уменьшаются. То же самое наблюдается и в подстилающих карбонатные породы кварц-гранат-сланцевых сланцах.

В первичных ореолах Западной Олимпиады поперечная зональность (от висячего бока рудного тела к лежащему) выражается следующим рядом: As-Sb, Mn, Au-W-Co-Ni-Pb-Mn. Последовательный ряд осевой геохимической зональности (в направлении к корневым частям) для этой части месторождения выглядит следующим образом: Au-As-Sb, W-(Co, Ni, Zn, Mn).

На Восточной Олимпиаде в поперечной зональности хорошо проявлено ассиметричное строение первичных геохимических ореолов [Ли, 2003], которое находит свое выражение и в минеральном составе главных рудных ассоциаций. В висячем боку рудной залежи (юго-восточный блок Восточного рудного тела) ведущую роль играют Sb, As и Mn. В лежащем (северный блок) наблюдается заметно меньшая роль Sb, при этом увеличивается относительное количество W, Co, Ni и Pb. Осевая геохимическая зональность по падению рудного тела на протяжении 700 м в интервале от –400 м до +100 м имеет следующий вид (снизу вверх): Au-As-Mo-Bi-W-Zn-Sn-(Ni, Co)-(Ti, Cu)-Sb-Ag.

Геохимические поля в окисленных рудах отражают отмеченную выше зональность минерально-геохимических парагенезисов и характеризуются высококонтрастными геохимическими ассоциациями элементов: Au (Sb, W, As, Pb, Ag); Au, W, Sb (As, Pb, Cu); Sb, Au (W, As).

### Генезис месторождения

Образование месторождения обсуждается с позиции трех главных концепций: первично осадочной [Петров, 1974; Григоров, 2003 и др.], магматогенно-гидротермальной, в связи с гранитоидным или основным магматизмом [Ли и др., 1984; Новожилов, Гаврилов, 1999; Ли, 2003; Кучеренко, 2007; Коробейников и др., 2013 и др.], метаморфогенно-гидротермальной [Буряк, 1982; Сердюк и др., 2010;

Сазонов, 1998; Сазонов и др., 2010 и др.]. Золоторудный комплекс месторождений сформировался в позднепротерозойское время, в период мощного проявления гранитообразования в регионе. В рудном поле месторождения Олимпиада геохимическую связь с золотом имеют мышьяк, полиметаллы, сурьма, ртуть, висмут и вольфрам.

*Возраст* вмещающих оруденение карбонатно-терригенных пород кординской свиты составляет порядка  $1450 \pm 50$  млн лет, при этом изотопные параметры Sm-Nd системы ( $\epsilon_{Nd} -6.1$ , TDM-2st2422Ma) свидетельствуют о поступлении в бассейн осадконакопления переработанного в коре выветривания корового материала палеопротерозойских зеленокаменных поясов [Ножкин и др., 2008]. Детритовые цирконы из пород этой свиты имеют возраст более 1580 Ма [Савичев и др., 2006], а K-Ar возраст глауконита из песчаников перекрывающей погорюйской свиты составляет 1115 млн лет [Шенфильд, 1991].

В районе Олимпиадинского месторождения в неопротерозое проявился достаточно широкий спектр магматических пород, относящихся к разным магматическим комплексам. Выделяются несколько этапов их формирования: около 900 млн лет (тейско-ерудинский комплекс), 760–718 млн лет (аяхтинский и глушихинский) и 710–650 млн лет (гурахтинский, захребетинский комплексы) [Легенда... 2002]. Породы магматических комплексов являются производными преимущественно коровых расплавов с некоторой долей мантийных источников [Верниковский, Верниковская, 2006; Верниковский и др., 2016]. Гурахтинский и особенно захребетинский комплексы формировались преимущественно из мантийных магм в той или иной степени контаминированных коровым материалом [Ножкин, Борисенко, Неволько, 2011; Врублевский и др., 2017 и др.].

В пределах Олимпиадинского рудного поля гранитоиды представлены Тырадинским, Чиримбинским массивами и серией мелких образований, объединенных в группы Коноваловских и Енашиминских интрузий. Дайки щелочных сиенитов мощностью первых десятков сантиметров в районе распространены крайне ограниченно. Интерес представляет возраст интрузий щелочных фельдшпатоидных пород Заангарского массива, проявившихся в период активного золоторудогенеза в регионе [Сазонов и др., 2007; Федорова, Сазонов, 2012]. Результаты наших изотопно-геохронологических исследований приведены ниже.

1. Гранито-гнейс Тейского комплекса (U-Pb)	947,1±7,4 млн лет
2. Гранодиорит Среднетырадинский (U-Pb)	857 млн лет
3. Гранит Енашиминской группы интрузий:	
(Ar-Ar)	753±5,2 млн лет
(U-Pb)	767±3 млн лет

4. Щелочные сиениты Захребетинского комплекса (Ar-Ar)	696±8,5 млн лет
5. Нефелиновые сиениты, ийолиты, мусковитовые сиениты:	
Среднетатарского (Заангарского) массива (Rb-Sr и Sm-Nd)	680–610 млн лет
Фойяиты	675±5,8 млн лет
Мусковитовые сиениты	630=/-4,5 млн лет
Ийолиты	611±7,2 млн лет

По представлениям И.И. Лиханова и А.Д. Ножкина [Лиханов, Ревердатто, Вершинин, 2006; Лиханов и др., 2014; Ножкин и др., 2008; Ножкин, Борисенко, Неволько, 2011] метаморфические события в регионе проявились на рубеже мезо- и неопротерозоя (1050–850 млн лет) в связи с гренвильской орогенцией. В результате сформировались зональные метаморфические комплексы низких давлений ( $dT/dH = 20-30^\circ\text{C}/\text{км}$ ). В позднем рифее (801–793 млн лет) эти породы подверглись коллизионному метаморфизму кианит-силлиманитового типа умеренных давлений ( $dT/dH \leq 10^\circ\text{C}/\text{км}$ ). Завершающим явился синэкзгумационный метаморфизм с возрастом 785–776 млн лет ( $dT/dH \leq 12^\circ\text{C}/\text{км}$ ).

Наши исследования изотопно-геохронологических систем метаморфогенно-метасоматических образований в районе месторождения приведены ниже.

Региональный метаморфизм (район мест-я Благодатное)	
1. Гранат-ставролитовый сланец (биотит, мусковит Rb-Sr и Sm-Nd)	1,05 млрд лет
Олимпиадинское рудное поле (тектоно-метаморфическая зона):	
2. Филлитовидный биотитовый сланец (5 определений, биотит, K-Ar)	792–856 млн лет
3. Цоизитовый скарноид (биотит, K-Ar)	847 млн лет
4. Кислотные метасоматиты (мусковит, K-Ar)	771–877 млн лет

За все время изучения Олимпиадинского месторождения выполнено более 50 определений абсолютного возраста рудной минерализации K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и Re-Os методами, показавшими разброс датировок более 400 Ма (921–510 Ма) [Сазонов, 1998; Новожилов, Гаврилов, 1999; Ли, 2003; Савичев, 2004; Полева, Сазонов, 2012; Borisenko et al., 2014; Yakubchuk, Stein, Wilde, 2014]. Наши исследования геохронологии рудных образований месторождения, полученные в последние годы, приведены ниже [Гибшер и др., 2019].

1. Кварцевые жилы (3 определения, мусковит, Ar-Ar)	808–817 млн лет
2. Au-Apy-Po руды (8 определений, мусковит, Ar-Ar)	758–803 млн лет
3. Au-Apy-Sb руды (5 определений, мусковит, Ar-Ar)	660–795 млн лет

*Термодинамические параметры* метаморфогенно-метасоматического преобразования пород и рудообразования месторождения, полученные по исследованиям флюидных включений и минералогическим термоба-

рометрам [Toulmin, Barton, 1964; Kretschmar, Scott, 1976; Scott, 1983; Lambert, Simkovich, Walker, 1998; Сазонов и др., 2016; Гибшер и др., 2019].

Метаморфизм в тектонической зоне месторождения:	
Зеленосланцевая фация (зона хлорита и биотита)	400–420°C (до 420–450°C); 3,0–4,0 кбар
Зона граната	580–605°C; 7,2–7,5 кбар
Предрудный и внутрирудный метасоматоз:	
Основные метасоматиты (скарноиды)	320–480°C; 1,3–3,5 кбар
Кислотные метасоматиты (окварцевание и серицитизация)	290–380°C; 1,0–3,5 кбар
Рудообразование:	
Au-As руды:	
Кварц предрудных метасоматитов (незолотоносные кварц-слюдисто-сульфидные ассоциации)	220–325°C; 10,0–16,0 мас.% (NaCl-экв.); 0,6–2,2 кбар
Кварц рудного этапа (Qz-Au-Ars-Py-Pyr ассоциация)	260–470°C; 9,5–20,0 мас.% (NaCl-экв.); 1,1–2,5 кбар
Пирротин	420–500°C; Log $\alpha_{S_2}$ –11,7...–2,8
Арсенопирит	300–460°C; Log $\alpha_{S_2}$ –14,6...–5,9
Золотоносный арсенопирит	370–410°C; Log $\alpha_{S_2}$ –7,9...–7,1
Au-As-Sb руды:	
Кварц рудного этапа (Qz-Au-Sb ассоциация)	240–300°C; 5,5–8,0 мас.% (NaCl-экв.); 1,8–2,1 кбар
Пирротин (рекристаллизованный)	200–280°C
Арсенопирит	290–330°C
Пострудный кварц (кварц-карбонатные прожилки)	110–180°C; 0,5–3,0 мас.% (NaCl-экв.)

Исследование распределения редкоземельных элементов в сульфидах (арсенопирит, пирит, пирротин)

и самородном золоте Олимпиадинского месторождения показало, что они имеют различные тренды концентрирования РЗЭ по отношению к составу неизменных пород кординской свиты. Форма спектров большинства рассмотренных образцов (как сульфидов, так и золота) в целом сходна с распределением РЗЭ в породах кординской свиты (рис. 12, 1), что говорит о выносе металлов из пород при рудообразовании [Афанасьева и др., 1997; Kun et al., 2014].

На флюид метаморфогенного происхождения указывают форма этих спектров с преобладанием LREE и аномалиями Ce и Eu [Горячев и др., 2008] и интервал изменения отношений Y/No, который соответствует разбросу значений для регионально-метаморфизованных пород [Волков, Мурашков, Сидоров, 2016]. Часть рассматриваемых образцов (арсенопирит, пирит, золото) характеризуется формой спектров, сильно отличной от таковых для вмещающих пород (рис. 12, 2), что указывает на возможное участие флюида другого происхождения при рудообразовании. О глубинной природе этого флюида говорят обратная корреляция значений  $\Sigma$ REE и Eu/Eu\* [Знаменский и др., 2014], наличие слабо выраженных тетрадных эффектов фракционирования РЗЭ [Monecke et al., 2002] и высокие Co/Ni отношения [Kun et al., 2014]. Наши исследования дополняют сведения об источниках вещества руд месторождения, полученные ранее по распределению изотопов Pb в главных сульфидах, S и O – в жильном кальците [Савичев и др., 2006], серы сульфидной [Заири и др., 1986; Кряжев, 2017], Os и Ne – в сульфидах [Naumov et al., 2015].

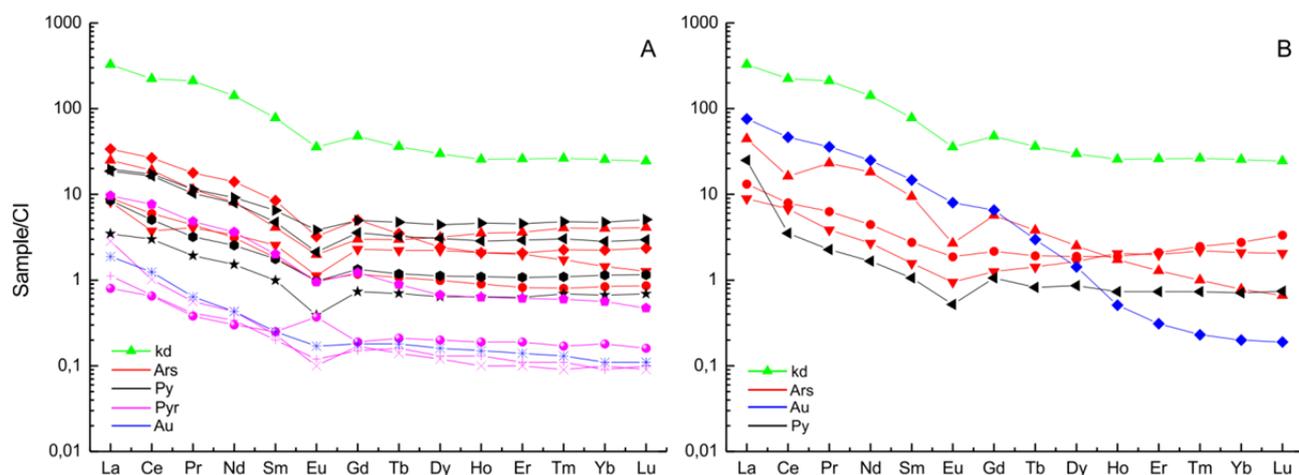


Рис. 12. Графики распределения REE в изученных образцах арсенопирита (Ars), пирита (Py), пирротина (Pyr) и самородного золота (Au)

1 – образцы со сходным для вмещающих пород распределением РЗЭ; 2 – образцы, распределение РЗЭ в которых отличается от вмещающих пород. Зеленая линия с подписью «kd» на всех графиках соответствует составу пород кординской свиты (данные взяты из [Лиханов и др., 2006])

Fig. 12. Diagrams of REE distribution in studied arsenopyrite (Ars), pyrite (Py), pyrrhotite (Pyr) and native gold (Au) specimens

1 – specimens with REE distribution similar to hosting rocks; 2 – specimens, REE distribution in which differs from distribution in hosting rocks. The green line with the kd label in all diagrams corresponds to the Kordinskaya suite rock composition (data collected from the work of [Likhonov et al., 2006])

Таким образом, полигенность источников рудного вещества и рудообразующих флюидов Олимпиадинского месторождения проявлена в результатах геохимических и изотопно-геохимических исследований. Согласно им источниками вещества для золото-арсенипиритового, золото-полисульфидного и золото-сурьмяного парагенезисов являются разные изотопные резервуары: мантийный магматический и заимствованный коровый.

*Углеводороды в рудах и флюидных включениях.* В агрегатах сульфидов, ассоциирующих с золотом, нами обнаружены смолистые битумоиды и асфальтены. Во флюидных включениях в жильном кварце, сульфидах и золоте методом газовой хромато-масс-спектрометрии выявлены алифатические, циклические, кислородсодержащие и гетероциклические углеводороды. В самородном золоте преобладают углеводороды и углекислота. Повышенные содержания  $\text{CO}_2$  и углеводородов во флюидных включениях самородного золота согласуются с экспериментальными и расчетными данными, где показано, что углеводороды транспортируются богатыми  $\text{CO}_2$  флюидами [Gizè, 1999]. А.А. Томиленко и Н.А. Гибшер с соавторами [Томиленко, Гибшер, 2001; Томиленко и др., 2008; Гибшер и др., 2011; Гибшер и др., 2017; Гибшер и др., 2019; Tomilenko et al., 2010] предполагают, что транспорт золота осуществляется преимущественно углеводородсодержащими флюидами, которые представляют собой рудный флюид. На это же указывают проведенные опыты по переносу Au, Zn, U углеводородами [Migdisov, Guo, Xu, 2017]. В ряде работ отечественных геологов, изучавших золоторудные месторождения [Николаева, 1954; Рябчиков, Новгородова, 1981; Петровская, 1973], отмечалось, что золото транспортируется сухими газоконденсатными восстановленными потоками, предположительно водород-углеводородного состава.

Недоизученная роль углеводородов в формировании месторождения подтверждается проявлением современной углеводородной дегазации на месторождении. Так, 25 июня 2018 г. при проходке разведочной скважины на Восточном карьере с глубины 260 м от устья скважины, из затрубного пространства между буровым снарядом и обсадной колонной, начался самопроизвольный излив промывочной жидкости, сопровождаемый пузырьками газа, имеющего запах бытового. По данным службы ВГСЧ рудника, состав газа – углеводороды (9,5–18%), угарный газ (до 934 г/т). Активная дегазация продолжалась в течении двух дней, полностью прекратилась через два месяца. Природа явления дегазации изучается. Одной из версий проявления газовой дегазации – вскрытие газово-жидких водород-углеводородных включений в минералах руд в результате

техногенных перемещений в глубинных тектонических блоках месторождения. В последние годы в карьере наблюдаются оползневые явления. Не исключается пульсирующее углеводородное «дыхание» глубинного заложения по разрывным структурам месторождения.

*Авторы благодарят геологов компании «Полюс» Некрасова А.Ю., Поперекова В.А., Бородушкина А.Б., Шарипова Р.Г., Ильина С.С., Фоминых М.Н., Журавлева В.В., Попова А.Л., Лихмана А.М., Приданникова А.В., Логачева А.Н. за помощь в организации исследований на месторождении, в получении графических материалов по геологии месторождения, уточнении статистической и исторической информации о добыче золота в районе. Авторы обязаны им массой сэкономленного времени, за что выражают свою признательность.*

*Авторы выражают уважение профессионализму геологов Северной геолого-разведочной экспедиции Аверченкову А.И. и Бордоносову В.П., инициаторовавших в 1960-х гг. поисковые работы в Енашиминском районе, а также Курилину А.Я., являющемуся, вместе с Кругловым Г.П. и Ли Л.В., одним из первооткрывателей Олимпиадинского месторождения. В значительной степени благодаря работе коллектива геологов ПГО «Красноярскгеология» (Лопатина В.А., Арефьевой В.И., Неволлина В.А. и др.) удалось уже на начальной стадии изучения Олимпиадинского месторождения установить уникальность этого нового для Енисейского края типа месторождения.*

*Необходимо отметить плодотворную роль специалистов ЦНИГРИ (Новожилова Ю.И., Гаврилова Н.Ф. и др.), института цветных металлов им. М.И. Калинина (Михеева В.Г., Звягиной Е.А.), которые одними из первых начали научно-исследовательские работы на месторождении и сыграли важную роль в изучении минералогии руд, петрографии месторождения и разработке технологии обогащения упорных сульфидных руд методом биоокисления.*

*Значительный вклад в организацию промышленного освоения месторождения внесли первый руководитель геологической службы компании «Полюс» Ю.М. Страгис, а также геологи А.А. Плеханов и С.И. Савушкина. Большая заслуга в создании в кратчайшие сроки в сложных природно-климатических и инфраструктурных условиях Енисейского края крупнейшего золотодобычного предприятия принадлежит организатору и первому руководителю компании «Полюс» Х.М. Совмену. Во многом благодаря В.К. Совмену был запущен комплекс биоокисления и начата планомерная разведка глубоких горизонтов Олимпиады.*

## ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьева З.Б., Иванова Г.Ф., Румбо Л., Миклишанский А.З.** Геохимия РЗЭ в породах и минералах шеелитсодержащего золото-сульфидного месторождения Олимпиада (Енисейский край) // Геохимия. 1997. № 2. С. 189–201.
- Бернагонис П.В.** Зона окисления Олимпиадинского прожилково-вкрапленного золото-сульфидного месторождения : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1999. 19 с.
- Буряк В.А.** Метаморфизм и рудообразование: М. : Недра, 1982. 256 с.
- Верниковский В.А., Верниковская А.Е.** Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского края // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 35–52.
- Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Матушкин Н.Ю., Казанский А.Ю., Кадильников П.И., Романова И.В., Вингейт М.Т.Д., Ларионов А.Н., Родионов Н.В.** Неопротерозойская тектоническая структура Енисейского края и формирование западной окраины Сибирского кратона на основе новых геологических, палеомагнитных и геохронологических данных // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 63–90.
- Винклер Г.** Генезис метаморфических пород. М. : Недра, 1979. 327 с.
- Волков А.В., Мурашов К.Ю., Сидоров А.А.** Геохимические особенности руд месторождения золота Наталкинское – крупнейшего на северо-востоке России // Доклады академии наук. 2016. Т. 466, № 5. С. 574–577.
- Врублевский В.В., Никитин Р.Н., Тишин П.А., Травин А.В.** Метабазитовые породы среднего Заангарья, Енисейский край: E-MORB реликты неопротерозойской литосферы // Литосфера. 2017. Т. 17, № 5. С. 67–84.
- Генкин А.Д., Лопатин В.А., Савельев Р.А., Сафонов Ю.Г., Сергеев Н.Б., Керзин А.Л., Цепин А.И., Амштутц Х., Афанасьева З.Б., Вагнер Ф., Иванова Г.Ф.** Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский край, Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 2. С. 111–136.
- Генкин А.Д., Вагнер Ф.Е., Крылова Т.Л., Цепин А.И.** Золотоносный арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга (Енисейский край, Сибирь) // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 1. С. 59–76.
- Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Рябуха М.А., Тимкина А.Л.** Золоторудное месторождение Герфед: характеристика флюидов и РТ-условия образования кварцевых жил (Енисейский край, Россия) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 11. С. 1851–1867.
- Гибшер Н.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Бульбак Т.А., Рябуха М.А., Сильянов С.А., Некрасова Н.А., Хоменко М.О., Шапаренко Е.О.** Олимпиадинское золоторудное месторождение (Енисейский край): температура, давление, состав рудообразующих флюидов,  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов,  $3\text{He}/4\text{He}$  флюидов, Ag-Ag возраст и продолжительность формирования // Геология и геофизика. 2019 (принята в печать).
- Гибшер Н.А., Рябуха М.А., Томиленко А.А., Сазонов А.М., Хоменко М.О., Бульбак Т.А., Некрасова Н.А.** Характеристика металллоносных флюидов и возраст формирования золоторудного месторождения Панимба (Енисейский край, Россия) // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 11. С. 1721–1741.
- Григоров В.Т.** Крупнейшие золоторудные месторождения Енисейского края и Кузнецкого Алатау и их экономическая оценка с позиции стратиформного рудообразования. М. : Научный Мир, 2003. 168 с.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В.** Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (северо-восток России) // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50, № 5. С. 414–444.
- Добрецов Н.Л.** Метаморфизм мезозойских и кайнозойских складчатых областей. Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск : Наука, 1977. 221 с.
- Журавлев В.В.** Положение шарниров складок в структуре Олимпиадинского рудного поля и их рудоконтролирующее значение // Разведка и охрана недр. 2016. № 4. С. 21–26.
- Заири Н.М., Глухов А.П., Палкин И.И., Звягина Е.А.** Изотопно-геохимические характеристики зон золоторудной минерализации вкрапленного типа в карбонатных породах // ДАН СССР. 1986. Т. 290, № 4. С. 956–960.
- Звягина Е.А.** Метаморфизм и золотоносность Верхне-Енашименского рудного узла : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Красноярск, 1989. 275 с.
- Знаменский С.Е., Мичурин С.В., Велівецкая Т.А., Знаменская** Структурные условия формирования и возможные источники рудного вещества Ганеевского месторождения золота (Южный Урал) // Литосфера. 2014. № 6. С. 118–131.
- Коробейников А.Ф., Апаньев Ю.С., Гусев А.И., Ворошилов В.Г., Номоконова Г.Г., Пшеничкин А.Я., Тимкин Т.В.** Рудно-метасоматическая и геохимическая зональность золоторудных полей и месторождений складчатых поясов Сибири. Томск, 2013. 458 с.
- Кряжев С.Г.** Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2017. 288 с.
- Кучеренко И.В.** Петролого-геохимические свидетельства геолого-генетической однородности гидротермальных месторождений золота, образованных в черносланцевом и несланцевом субстрате // Известия Томского политехнического университета. 2007. Т. 311, № 1. С. 25–35.
- Ли Л.В., Круглов Г.П. и др.** Роль литологических и структурных факторов в локализации прожилково-вкрапленного оруднения в надинтрузивной зоне // Геология рудных месторождений. 1984. № 1. С. 83–88.
- Ли Л.В.** Олимпиадинское месторождение вкрапленных золото-сульфидных руд. Красноярск, КНИИГиМС, 2003. 120 с.
- 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.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Геохимические свидетельства природы протолита железисто-глиноземистых метапелитов кузнецкого Алатау и Енисейского края // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 119–131.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** Гренвилльские тектонические события и эволюция Енисейского края, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48, № 5. С. 116–137.
- Николаева Л.А.** Газовые включения в самородном золоте // Записки ВМО. 1954. Т. 83, № 4. С. 401–402.
- Новожиллов Ю.И., Стороженко А.А., Гаврилов А.М., Яблокова С.В., Варгунина Н.П., Шерман М.Л., Лопатин В.А., Арефьева В.И.** Олимпиадинское месторождение. Золоторудные месторождения СССР. М., 1986. Т. 3. С. 126–146.

- Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М.** Золото-сульфидные месторождения в углеродисто-терригенных толщах. Месторождение Олимпиадинское. М. : ЦНИГРИ, 1999. 175 с.
- Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М., Яблокова С.В., Арефьева В.И.** Уникальное промышленное золото-сульфидное месторождение Олимпиада в верхнепротерозойских терригенных отложениях // Руды и металлы. 2014. № 3. С. 51–64.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л.** Sm-Nd-изотопная систематика метapelитов докембрия Енисейского края и вариации возраста источников сноса // Докл. РАН. 2008. Т. 423, № 6. С. 795–800.
- Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.** Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского края // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 158–181.
- Петров В.Г.** Условия золотоносности северной части Енисейского края. Новосибирск : Наука, 1974. 140 с.
- Петровская Н.В.** Самородное золото. М. : Наука, 1973. 331 с.
- Полева Т.В., Сазонов А.М.** Геология золоторудного месторождения Благодатное в Енисейском крае. М. : Экономическая газета, 2012. 290 с.
- Рябчиков И.Д., Новгородова М.Н.** Восстановленные флюиды в гидротермальном рудообразовании // ДАН СССР. 1981. Т. 258, № 6. С. 1453–1456.
- Савичев А.А., Гавриленко В.В.** Золото-сульфидное оруденение Северо-Енисейского района (Сибирь) и условия его формирования // Зап. ВМО. 2003. № 2. С. 15–32.
- Савичев А.А.** Минералого-геохимическая зональность и условия формирования Au-Sb-W минерализации Верхне-Енашиминского рудного узла (Енисейский край) : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2004. 44 с.
- Савичев А.А., Шевченко С.С., Розинов М.И. и др.** Изотопно-геохимическая характеристика золото-сульфидного месторождения Олимпиада и его сателлитов (Енисейский край) // Региональная геология и металлогения. 2006. № 26. С. 122–143.
- Сазонов А.М.** Геохимия золота в метаморфических толщах. Томск : ТПУ, 1998. 166 с.
- Сазонов А.М., Ананьев А.А., Полева Т.В., Хохлов А.Н., Власов В.С., Звягина Е.А., Федорова А.В., Тишин П.А., Леонтьев С.И.** Золоторудная металлогения Енисейского края: геолого-структурная позиция, структурные типы рудных полей // Журнал Сибирского федерального университета. Сер. Техника и технологии. 2010. Т. 3, № 4. С. 371–395.
- Сазонов А.М., Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Федорова А.В., Гавриленко В.В., Звягина Е.А., Леонтьев С.И.** Заангарский щелочной интрузив, Енисейский край: Rb-Sr-, Sm-Nd-изотопный возраст пород и источники фельдшпатоидных магм в позднем докембрии // Доклады академии наук. 2007. Т. 413. № 6. С. 798–802.
- Сазонов А.М., Кирик С.Д., Сильянов С.А., Баюков О.А., Тишин П.А.** Типоморфизм арсенопирита золоторудных месторождений Благодатное и Олимпиада (Енисейский край) // Минералогия. 2016. № 3. С. 53–70.
- Сараев В.А., Сазонов А.М.** Вихревая система Енисейского края. ВИНТИ № 2150-78, ДЕП.
- Сердюк С.С., Коморовский Ю.Е., Зверев А.И., Оябрь В.К., Власов В.С., Бабушкин В.Е., Кириленко В.А., Землянский С.А.** Модели месторождений золота Енисейской Сибири. Красноярск : Изд-во СФУ, Институт горного дела, геологии и геотехнологий (ИГДГиГ), 2010. 582 с.
- Совмен В.К., Страгис Ю.М., Плеханов А.А., Бибики С.М., Кривякова Л.П., Савушкина С.И., Лохмаков В.А., Звездин И.Г., Логачев В.С.** Геологическое строение золоторудных месторождений и опыт геологического обслуживания сырьевой базы Компании «Полус» в Красноярском крае. Красноярск : Версо, 2009. 208 с.
- Стороженко А.А., Васильев Н.Ф., Динер А.Э. и др.** Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Сер. Енисейская. Лист О-46-III. Объяснительная записка. Москва (Санкт-Петербург), 2002.
- Томиленко А.А., Гибшер Н.А.** Особенности состава флюидов в рудных и безрудных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения (по данным изучения флюидных включений) // Геохимия. 2001. № 2. С. 167–177.
- Томиленко А.А., Гибшер Н.А., Козьменко О.А., Палесский С.В., Николаева И.В.** Лантаноиды во флюидных включениях, кварце и зеленых сланцах из золотоносных и безрудных кварцево-жильных зон Советского кварц-золоторудного месторождения, Енисейский край, Россия // Геохимия. 2008. № 4. С. 438–444.
- Федорова А.В., Сазонов А.М.** Петрология ийолит-фойяитовой интрузии в Енисейском крае. М. : Экономическая газета, 2012. 172 с.
- Шенфильд В.Ю.** Поздний кембрий Сибирской платформы. Новосибирск : Наука, 1991. 185 с.
- Яблокова С.В., Коновалова М.С., Сандомирская С.М.** Минералогия золотоносной коры выветривания на месторождении прожилково-вкрапленных сульфидных руд в терригенно-карбонатных толщах докембрия // Тр. ЦНИГРИ. 1986. № 208. С. 10–19.
- Borikovo A.S., Sazonov A.M., Nevolko P.A., Naumov E.A., Tessalina S., Kovalev K.R., Sukhorukov V.P.** Gold Deposits of the Yenisei Ridge (Russia) and Age of Its Formation // Acta Geologica Sinica. 2014. V. 88 (2). P. 686–687.
- Gizé A.F.** Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits // Econ. Geol. 1999. V. 94. P. 967–980.
- Henry D., Guidotti C., Thomson J.** The Ti-Saturation Surface for Low-to-Medium Pressure Metapelitic Biotites: Implications for Geothermometry and Ti-Substitution Mechanism // American Mineralogist. 2005. V. 90. P. 316–328.
- Holdaway M.J.** Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. V. 85. P. 881–892.
- Kretschmar U., Scott S.D.** Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application // Can. Mineral. 1976. V. 14. P. 364–386.
- Kun L., Ruidong Y., Wenyong C., Rui L., Ping T.** Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China // Chin. J. Geochem. 2014. V. 33. P. 109–118.
- Lambert J.M., Simkovich G., Walker P.L.** The kinetics and mechanism of the pyrite-to-pyrrhotite transformation // Metallurgical and materials transformations B. 1998. V. 29B. P. 951–963.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sukhorukov V.P., Kozlov P.S., Khiller V.V.** Three metamorphic events in the precambrian P-T-t history of the Transangarian Yenisey ridge recorded in garnet grains in metapelites // Petrology. 2013. V. 21 (6). P. 561–578.
- Migdisov A.A., Guo X., Xu H., Williams-Jones A.S., Sun C.J., Vasyukova O., Sugiyama I., Fuchs S., Pearce K., Roback R.** Hydrocarbons as ore fluids // Geochemical Perspectives Letters. 2017. V. 5. P. 47–52.
- Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sals M., Wolf D.** Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66 (7). P. 1185–1196.

Naumov E.A., Borisenko A.S., Nevolko P.A., Kovalev K.R., Tessalina S., Sazonov A.M., Savichev A.A., Zvyagina E.A. Gold-sulfide (Au-As) Deposits of the Yenisei Ridge (Russia): Age, Sources of Metals and Nature of Fluids // Proceeding of the 13 Biennial SGA Meeting. 2015. P. 165–168.

Scott S.D. Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments // *Min. Mag.* 1983. V. 47. P. 427–435.

Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Dublaynsky Y.V., Dallai L. Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia) // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. P. 375–394.

Toulmin P., Barton P.B. A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1964. V. 288. P. 641–671.

Wu C.M., Zhang J., Ren L.D. Empirical garnet – biotite – plagioclase – quartz (GBPQ) geobarometry in medium- to high-grade metapelites // *Journal of Petrology.* 2004. V. 45. P. 1907–1921.

Yakubchuk A., Stein H., Wilde A. Results of pilot Re–Os dating of sulfides from the Sukhoi Log and Olympiada orogenic gold deposits, Russia // *Ore Geology Reviews.* 2014. V. 59. P. 21–28.

#### Авторы:

**Сазонов Анатолий Максимович**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, кафедра геологии, минералогии и петрографии ИГДГиГ СФУ, Красноярск, Россия. E-mail: sazonov\_am@mail.ru

**Звягина Елена Александровна**, кандидат геолого-минералогических наук, профессор, кафедра геологии, минералогии и петрографии ИГДГиГ СФУ, Красноярск, Россия. E-mail: elena\_zv@mail.ru

**Сильянов Сергей Анатольевич**, ведущий инженер, ассистент, кафедра геологии, минералогии и петрографии ИГДГиГ СФУ, инженер R&D центра НорНикель ИГДГиГ СФУ, Красноярск, Россия. E-mail: silyanov-s@mail.ru, т. 89631889156

**Лобанов Константин Васильевич**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра геологии месторождений и методики разведки, МПИ ИГДГиГ СФУ, Красноярск, Россия. E-mail: klobanov@yandex.ru

**Леонтьев Сергей Иванович**, кандидат геолого-минералогических наук, профессор, кафедра геологии, минералогии и петрографии, ИГДГиГ СФУ, Красноярск, Россия. E-mail: sleontyev2016@mail.ru

**Калинин Юрий Александрович**, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория прогнозно-металлогенетических исследований, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: kalinin@igm.nsc.ru

**Савичев Андрей Александрович**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, Санкт-Петербургский горный университет; главный специалист управления исследований и развития ООО «Норильскгеология», Санкт-Петербург, Россия. E-mail: a\_savichev@mail.ru

**Тишин Платон Алексеевич**, кандидат геолого-минералогических наук, и.о. декана ГГФ ТГУ, Томск, Россия. E-mail: tishin\_pa@mail.ru

*Geosphere Research*, 2019, 1, 17–43. DOI: 10.17223/25421379/10/2

A.M. Sazonov<sup>1</sup>, Ye.A. Zvyagina<sup>1</sup>, S.A. Silyanov<sup>1</sup>, K.V. Lobanov<sup>1</sup>, S.I. Leontyev<sup>1</sup>,  
Yu.A. Kalinin<sup>2</sup>, A.A. Savichev<sup>3,4</sup>, P.A. Tishin<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia

<sup>2</sup> V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

<sup>3</sup> Saint-Petersburg Mining University, St Petersburg, Russia

<sup>4</sup> LLC «Norilskgeology»

<sup>5</sup> National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

### ORE GENESIS OF THE OLIMPIADA GOLD DEPOSIT (RUSSIA, YENISEI RIDGE)

The Olimpiada gold-sulfide deposit in the Yenisei Ridge, as per the results of additional exploration of the recent years, has confirmed its uniqueness in terms of reserves (1560 t) and ore extent in the depth (1500 m). Meanwhile, no indicators of thinning out and change in mineralization parameters have been noted. Oxidized ores mined out to date were developed in the upper part of the deposit. About 200 t of metal have been mined from them. The deposit is confined to the silicate and carbonate band of the Lower Riphean Kordinskaya suite clastic stratum. Granitoids separated from the deposit at 1.5 km and above surround the deposit. Introduction of intrusions in the Tatar-Ishimbinskaya tectonic zone assisted in the formation of compensation synformal depressions (Innokent'yevskaya and Chirimbinskaya synclines) in the contact zones of intrusions united by the antiformal rock unit (Medvezhinskaya anticline). These connected W-shaped structural elements represent the structure of the ore field. Subhorizontal shifts in the area shaped the magmatogene structure into tectonic syncline and anticline folds. The ore bodies are concentrated in fold curves and rock bends at limbs. The northeastern curve of the Medvezhinskaya anticline has the highest ore content. There, the deposits of the northern and southeastern limbs of the Medvezhinskaya antiform are connected and represent a single ore body sloping to the southeast. No indicators of thinning out at the depth have been revealed.

The micaceous-quartz-carbonate matrix of the sulfide-disseminated ores has been boudinaged, milonite-altered and folded into minor folds up to plication. The main ore forming elements, including Au, Ag, Fe and Sb, form dissemination of native minerals, sulfides, sulfosalts and tellurides. In terms of the mineralogical and geochemical composition the ores are divided into gold-arsenic and gold-arsenic-antimony ores separated spatially. The gold-arsenic-antimony ores with the geochemical mercury and tellurium impurity are confined to the northeastern deposit of the ore body. Metamorphism in the tectonic-metamorphic zone of the deposit occurred at the temperature of 400–420°C and the pressure of 3–4 kbar in chlorite and biotite zones, and in the garnet and margarite zone – at 580–605°C and the pressure of 7.2–7.5 kbar. Metasomatism of silicate and carbonate rocks with skarnoid formation (Act+CZo+Gar+Sph) occurred at 320–480°C and the pressure of 1.3–1.5 kbar, and of acidic metasomatites (silicified and sericitized rocks) at T = 290–380°C and P = 1.0–3.0 kbar. The polystage hydrothermal quartz-gold-sulfide process of aggregate formation occurred in the interval of 460–110°C. The age of the main stages of ore formation is within 817–660 Ma. The industrial ores of gold-arsenic composition have the age of 758–803 Ma, and the gold-arsenic-antimony ores are 660–795 Ma old. The isotope and geochemical studies testify to the participa-

tion of the crust and mantle substance in the deposit formation. Aquatic-chloride-carbon dioxide solutions saturated with hydrocarbons participated in the ore substance transportation.

**Keywords:** *Yenisei Ridge, Olimpiada gold deposit, hosting rocks, structure, ore composition, genesis.*

#### References

- Afanas'eva Z.B., Ivanova G.F., Raimbault L., Miklishanskii A.Z.** Rare-Earth Geochemistry of Rocks and Minerals from the Olimpiada Scheelite-bearing Gold Sulfide Deposit, Yenisei Ridge, Russia // *Geochemistry International*. 1997. V. 2. pp. 189–201.
- Bernatonis P.V.** *Zona okisleniya Olimpiadinskogo prozhil'kovno-vkraplennogo zoloto-sul'fidnogo mestorozhdeniya* [The oxidation zone of the Olimpiada vein-impregnated gold-sulphide deposit]: Avtoref. dis. kand. geol.-min. nauk. Tomsk, 1999. 19 p. In Russian
- Buryak V.A.** *Metamorfizm i rudoobrazovanie* [Metamorphism and ore formation]: Moscow : «Nedra», 1982. 256 p. In Russian
- Vepnikovskij V.A., Vepnikovckaya A.E.** *Tektonika i e'voluciya gpanitoidnogo magmatizma Enisejskogo kryazha* [Tectonics and evolution of granitoid magmatism of the Yenisei Ridge] // *Geologiya i geofizika*. 2006. V. 47. № 1. pp. 35–52. In Russian
- Vernikovskiy V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Y., Kadilnikov P.I., Romanova I.V., Kazansky A.Y., Wingate M.T.D., Larionov A.N., Rodionov N.V.** Neoproterozoic tectonic structure of the Yenisei ridge and formation of the western margin of the Siberian craton based on new geological, paleomagnetic, and geochronological data // *Russian geology and geophysics*. 2016. V. 57. № 1. pp. 47–68.
- Vinkler G.** *Genesis metamorficheskix porod* [The genesis of metamorphic rocks]: Moscow : Nedra, 1979. 327 p. In Russian
- Volkov A.V., Murashov K.Y., Sidorov A.A.** Geochemical peculiarities of ores from the largest Natalka gold deposit in Northeastern Russia // *Doklady Earth Sciences*. 2016. V. 466. № 2. pp. 161–164.
- Vrublevskij V.V., Nikitin R.N., Tishin P.A., Travin A.V.** *Metabazitovy'e porodyy' srednego Zaangar'ya, Enisejskij kryazh: E-MORB relikty' neoproterozojskoj litosfery'* [Metabasites of Middle Transangaria, Yenisei Ridge: E-MORB relicts of Neoproterozoic lithosphere] // *Litosfera*. 2017. V. 17. № 5. pp. 67–84. In Russian
- Genkin A.D., Lopatin V.A., Savel'ev R.A., Safonov Yu.G., Sergeev N.B., Kerzin A.L., Cepin A.I., Amshtutz X., Afanas'eva Z.B., Vagner F., Ivanova G.F.** *Zoloty'e rudyy' mestorozhdeniya Olimpiada (Enisejskij kryazh, Sibir')* [Gold Ores from the Olympiad Deposit (Yenisei Ridge, Siberia)] // *Geologiya rudny'x mestorozhdenij*. 1994. V. 36. № 2. pp. 111–136. In Russian
- Genkin A.D., Wagner F.E., Krylova T.L., Tsepin A.I.** Gold-bearing arsenopyrite and its formation condition at the Olimpiada and Veduga gold deposits (Yenisei range, Siberia) // *Geology of Ore Deposits*. 2002. V. 44. № 1. pp. 52–68.
- Gibsher N.A., Tomilenko A.A., Ryabukha M.A., Timkina A.L., Sazonov A.M.** The Gerfed gold deposit: Fluids and PT-conditions for quartz vein formation (Yenisei Ridge, Russia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. V. 52. № 11. pp. 1461–1473.
- Gibsher N.A., Tomilenko A.A., Sazonov A.M., Bul'bak T.A., Ryabuxa M.A., Sil'yanov S.A., Nekrasova N.A., Xomenko M.O., Shaparenko E.O.** Olimpiada gold deposit (Yenisei ridge): temperature, pressure, composition of ore-forming fluids,  $\delta^{34}\text{S}$  sulfides,  $^3\text{He}/^4\text{He}$  fluids, Ar-Ar age and duration of formation // *Russian Geology and Geophysics*. 2019 (In Press)
- Gibsher N.A., Ryabukha M.A., Tomilenko A.A., Khomenko M.O., Bul'bak T.A., Sazonov A.M., Nekrasova N.A.** Metal-bearing fluids and the age of the Panimba gold deposit (Yenisei Ridge, Russia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58. № 11. pp. 1366–1383.
- Grigorov V.T.** *Krupnejshie zolotorudny'e mestorozhdeniya Enisejskogo kryazha i Kuzneczkogo Alatau i ix e'konomicheskaya ocenka s pozicii stratiformnogo rudoobrazovaniya* [The largest gold deposits of the Yenisei Ridge and the Kuznetsk Alatau and their economic assessment from the standpoint of stratiform ore formation]: Moscow : «Nauchny'j Mir», 2003. 168 p. In Russian
- Goryachev N.A., Golub V.V., Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Prokof'ev V.Yu., Alpatov V.A.** The world-class Natalka gold deposit, northeast Russia: REE patterns, fluid inclusions, stable oxygen isotopes, and formation conditions of ore // *Geology of Ore Deposits*. 2008. V. 50. № 5. pp. 362–390.
- Dobreczov N.L.** *Metamorfizm mezozojskix i kajnozojskix skladchaty'x oblastej. Metamorficheskie komplekxy' Azii* [Metamorphism of Mesozoic and Cenozoic folded regions. Metamorphic complexes of Asia]: Novosibirsk: «Nauka», 1977. 221 p. In Russian
- Zhuravlev V.V.** *Polozhenie sharnirov skladok v strukture Olimpiadinskogo rudnogo polya i ix rudokontroliruyushhee znachenie* [On the finding of fold hinges in a structure of the Olimpiada gold ore field and their part in ore control] // *Razvedka i ohrana nedr*. 2016. № 4. pp. 21–26. In Russian
- Zairi N.M., Gluxov A.P., Palkin I.I., Zvyagina E.A.** *Izotopno-geoximicheskie xarakteristiki zon zolotorudnoj mineralizacii vkraplennogo tipa v karbonatny'x porodax* [Isotope-geochemical characteristics of the zones of gold ore mineralization interspersed in carbonate rocks] // *DAN SSSR*. 1986. V. 290. № 4. pp. 956–960. In Russian
- Zvyagina E.A.** *Metamorfizm i zolotonosnost' Verxne-Enashimenskogo rudnogo uzla* [Metamorphism and gold content of the Upper Enashimi ore cluster]: Dis. kand. geol.-min. Nauk. Krasnoyarsk, 1989. 275 p. In Russian
- Znamensky S.E., Michurin S.V., Velivetskaya T.A., Znamenskaya N.M.** *Strukturnye usloviya formirovaniya i vozmozhnye istochniki rudnogo veshchestva Ganeevskogo mestorozhdeniya zolota (Yuzhnyy Ural)* [Structural conditions of formation and ore material sources of the Ganeevka gold deposit (Southern Ural)] // *Litosfera*. 2014. № 6. p. 118–131. In Russian
- Korobejnikov A.F., Anan'ev Yu.S., Gusev A.I., Voroshilov V.G., Nomokonova G.G., Pshenichkin A.Ya., Timkin T.V.** *Rudno-metasomaticheskaya i geoximicheskaya zonal'nost' zolotorudny'x polej i mestorozhdenij skladchaty'x poyasov Sibiri* [Ore-metasomatic and geochemical zonality of gold fields and deposits of the folded belts of Siberia]: Tomsk, 2013. 458 p. In Russian
- Kryazhev S.G.** *Geneticheskie modeli i kriterii prognoza zolotorudny'x mestorozhdenij v uglerodisto-terrigenny'x kompleksax* [Genetic models and criteria for the prediction of gold deposits in carbon-terrigenous complexes]: Dis. dokt. geol.-min. nauk. Moscow, 2017. 288 p. In Russian
- Kucherenko I.V.** *Petrologo-geoximicheskie svidetel'stva geologo-geneticheskoy odnorodnosti gidrotermal'ny'x mestorozhdenij zolota, obrazovanny'x v chernoslancevom i neslancevom substrate* [Petrol-geochemical evidence of geological and genetic homogeneity of hydrothermal gold deposits formed in the black shale and non shale substrates] // *Izvestiya Tomskogo politexnicheskogo universiteta*. 2007. V. 311. № 1. pp. 25–35. In Russian
- Li L.V., Kruglov G.P. i dr.** *Rol' litologicheskix i strukturny'x faktorov v lokalizacii prozhil'kovno-vkraplennogo orudneniya v nadintruzivnoj zone* [The role of lithologic and structural factors in the localization of vein-impregnated mineralization in the superintrusive zone] // *Geologiya rudny'x mestorozhdenij*. 1984. № 1. pp. 83–88. In Russian

- Li L.V.** *Olimpiadinskoe mestorozhdenie vkraplenny'x zoloto-sul'fidny'x rud* [Olympiada deposit of disseminated gold-sulphide ores]: Krasnoyarsk, KNIIGiMS, 2003. 120 p. In Russian
- Legenda Enisejskoj serii Gosudarstvennoj geologicheskoy karty Rossijskoj federacii masshtaba 1:200 000. 2-e izd. [The legend of the Yenisei series of the State Geological Map of the Russian Federation at a scale of 1: 200 000. 2nd ed.] // gl. red. Kachevskij L.K. Krasnoyarsk: Krasnoyarskgeols`emka, 2002. 16 p. In Russian
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Vershinin A.E.** Geochemical evidences for protolith origin of Fe-and Al-rich metapelites from Kuznetsk Alatau and Yenisey Ridge // Russian Geology and Geophysics. 2006. V. 47. № 1. pp. 120-133.
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Kozlov P.S.** Grenville tectonic events and evolution of the Yenisei Ridge at the western margin of the Siberian Craton // Geotectonics. 2014. V. 48. № 5. pp. 371-389.
- Nikolaeva L.A.** *Gazovy'e vkladyeniya v samorodnom zolote* [Gas inclusions in native gold] // Zap. VMO. 1954. V. 83. № 4. pp. 401-402. In Russian
- Novozhilov Yu.I., Storozhenko A.A., Gavrilov A.M., Yablokova S.V., Vargunina N.P., Sherman M.L., Lopatin V.A., Aref'eva V.I.** *Olimpiadinskoe mestorozhdenie. Zolotorudny'e mestorozhdeniya SSSR* [Olympiada field. Gold deposits of the USSR]: Moscow, 1986. V. 3. pp. 126-146. In Russian
- Novozhilov Yu.I., Gavrilov A.M.** *Zoloto-sul'fidny'e mestorozhdeniya v uglerodisto-terrigeny'x tolshhax. Mestorozhdenie Olimpiadinskoe* [Gold-sulphide deposits in carbon-terrigenous strata. Olimpiadinskoye deposit]: Moscow : «CzNIGRI», 1999. 175 p. In Russian
- Novozhilov Yu.I., Gavrilov A.M., Yablokova S.V., Aref'eva V.I.** *Unikal'noe promy'shlennoe zoloto-sul'fidnoe mestorozhdenie Olimpiada v verxneproterozojksix terrigeny'x otlozheniyax* [The unique industrial gold-sulphide deposit of the Olympiad in Upper Proterozoic terrigenous sediments] // Rudy i metally. 2014. № 3. pp. 51-64. In Russian
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Dmitrieva N.V., Kovach V.P., Maslov A.V., Ronkin Y.L.** Sm-nd isotopic systematics of precambrian metapelites from the yenisei range and age variations of their provenances // Doklady Earth Sciences. 2008. V. 423. № 2. pp. 1495-1500.
- Nozhkin A.D., Borisenko A.S., Nevol'ko P.A.** Stages of Late Proterozoic magmatism and periods of Au mineralization in the Yenisei Ridge // Russian Geology and Geophysics. 2011. V. 52. № 1. pp. 124-143.
- Petrov V.G.** *Usloviya zolotonosnosti severnoj chasti Enisejskogo kryazha* [Gold conditions in the northern part of the Yenisei Ridge]: Novosibirsk: «Nauka», 1974. 140 p. In Russian
- Petrovskaya N.V.** *Samorodnoe zoloto* [Native gold]: Moscow : «Nauka», 1973. 331 p. In Russian
- Poleva T.V., Sazonov A.M.** *Geologiya zolotorudnogo mestorozhdeniya Blagodatnoe v Enisejskom kryazhe* [Geology of the Blagodatnoe gold deposit in the Yenisei Ridge]: M.: Izdatel'skij dom «E'konomicheskaya gazeta», 2012. 290 p. In Russian
- Ryabchikov I.D., Novgorodova M.N.** *Vosstanovlennyye flyuidy v gidrotermal'nom rudoobrazovanii* [Reduced fluids in hydrothermal ore formation] // DAN SSSR. 1981. V. 258. № 6. pp. 1453-1456. In Russian
- Savichev A.A., Gavrilenko V.V.** *Zoloto-sul'fidnoe orudnenie Severo-Enisejskogo rajona (Sibir') i usloviya ego formirovaniya* [Gold-sulphide mineralization of the North-Yenisei region (Siberia) and the conditions of its formation] // Zap. VMO. 2003. № 2. pp. 15-32. In Russian
- Savichev A.A.** *Mineralogo-geoximicheskaya zonal'nost' i usloviya formirovaniya Au-Sb-W mineralizacii Verxne-Enashiminskogo rudnogo uzla (Enisejskij kryazh)* [Mineralogical and geochemical zonality and conditions for the formation of Au-Sb-W mineralization of the Upper Enashima ore cluster (Yenisei Ridge)]: Avtoref. dis. kand. geol.-min. nauk. St-Petersburg. 2004, 44 p. In Russian
- Savichev A.A., Shevchenko S.S., Rozinov M.I. i dr.** *Izotopno-geoximicheskaya xarakteristika zoloto-sul'fidnogo mestorozhdeniya Olimpiada i ego satellitov (Enisejskij kryazh)* [Isotopic-geochemical characteristics of the gold-sulphide deposit of the Olympiad and its satellites (Yenisei Ridge)] // Regional'naya geologiya i metallogeniya. 2006. № 26. pp. 122-143. In Russian
- Sazonov A.M.** *Geoximiya zolota v metamorficheskix tolshhax* [Geochemistry of gold in metamorphic strata]: Tomsk: «TPU», 1998. 166 p. In Russian
- Sazonov A.M., Anan'ev A.A., Poleva T.V., Xoxlov A.N., Vlasov V.S., Zvyagina E.A., Fedorova A.V., Tishin P.A., Leont'ev S.I.** *Zolotorudnaya metallogeniya Enisejskogo kryazha: geologo-strukturnaya pozitsiya, strukturnyye tipy rudny'x polej* [Gold-ore Metallogeny of the Yenisey Ridge: Geological-Structural Province, Structural Types of ore Fields] // Zhurnal Sibirskogo federal'nogo un-ta. Seriya: Tekhnika i tekhnologii. 2010. V. 3. № 4. pp. 371-395. In Russian
- Sazonov A.M., Vrublevsky V.V., Gertner I.F., Fedorova A.V., Gavrilenko V.V., Zvyagina E.A., Leont'ev S.I.** The Transangara alkaline Pluton, Yenisei Range: Rb-Sr and Sm-Nd isotope ages and sources of feldspathoid magmas in Late Precambrian // Doklady Earth Sciences. 2007. V. 413. № 3. pp. 469-473.
- Sazonov A.M., Kirik S.D., Sil'yanov S.A., Bayukov O.A., Tishin P.A.** *Tipomorfizm arsenopirita zolotorudny'x mestorozhdenij Blagodatnoe i Olimpiada (Enisejskij kryazh)* [Typomorphism of arsenopyrite gold deposits Blagodatnoe and Olympiad (Yenisei Ridge)] // Mineralogiya. 2016. № 3. pp. 53-70. In Russian
- Saraev V.A., Sazonov A.M.** *Vixrevaya sistema Enisejskogo kryazha* [Vortex system of the Yenisei Ridge]. VINITI № 2150-78, DEP. In Russian
- Serdyuk S.S., Komorovskij Yu.E., Zverev A.I., Oyaber' V.K., Vlasov V.S., Babushkin V.E., Kirilenko V.A., Zemlyanskij S.A.** *Modeli mestorozhdenij zolota Enisejskoj Sibiri: Krasnoyarsk* [Models of gold deposits of Yenisei Siberia]: «Izd-vo SFU, Institut gornogo dela, geologii i geoteknologij (IGDGiG)», 2010. 582 p. In Russian
- Sovmen V.K., Stragis Yu. M., Plexanov A.A., Bibik S.M., Krovyakova L.P., Savushkina S.I., Loxmakov V.A., Zvezdin I.G., Logachev V.S.** *Geologicheskoe stroenie zolotorudny'x mestorozhdenij i opy't geologicheskogo obsluzhivaniya sy'r'evoy bazy Kompanii «Polyus» v Krasnoyarskom krae* [The geological structure of gold deposits and the experience of geological services for the raw material base of the Polyus Company in the Krasnoyarsk Territory]: Krasnoyarsk: «Verso», 2009. 208 p. In Russian
- Storozhenko A.A., Vasil'ev N.F., Diner A.E' i dr.** *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii masshtaba 1:200 000. Izdanie vtoroe. Seriya Enisejskaya. List O-46-III. Ob'yasnitel'naya zapiska* [State geological map of the Russian Federation in scale 1: 200 000. Second edition. Series Yenisei. Sheet O-46-III. Explanatory note]: Moscow (St-Petersburg) 2002. In Russian
- Tomilenko A.A., Gibsher N.A.** Peculiarities of Fluid Composition in the Mineralized and Barren Zones of the Sovetskoe Quartz-Gold Deposit, Yenisei Mountain Range Based on Fluid Inclusion Study // Geochemistry International. 2001. № 2. pp. 167-177.
- Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Koz'menko O.A., Palesskii S.V., Nikolaeva I.V.** Lanthanides in fluid inclusions, quartz, and greenschists from auriferous and barren quartz-vein zones of the Sovetskoe quartz-gold deposit, Yenisei Range, Russia // Geochemistry International. 2008. V. 46. № 4. pp. 402-408.

**Fedorova A.V., Sazonov A.M.** *Petrologiya ijolit-fojyaitovoj intruzii v Enisejskom kryazhe* [Petrology of Iyolite-Foyit intrusion in the Yenisei Ridge]: Moscow : Izdatel'skiy dom «E'konomicheskaya gazeta», 2012. 172 p. In Russian

**Shenfil' V.Yu.** *Pozdnij kembrij Sibirskoj platformy* [Late Cambrian of the Siberian Platform]: Novosibirsk: «Nauka», 1991, 185 p. In Russian

**Yablokova S.V., Konovalova M.S., Sandomirskaya S.M.** *Mineralogiya zolotonosnoj kory` vy`vetrivaniya na mestorozhdenii prozhilkovo-vkraplenny`x sul'fidny`x rud v terrigenno-karbonatny`x tolshhax dokembriya* [Mineralogy of the gold-bearing weathering crust at the vein-impregnated sulphide ore deposit in Precambrian terrigenous-carbonate strata] // Tr. CzNIGRI. 1986. № 208. pp. 10–19. In Russian

**Borisenko A.S., Sazonov A.M., Nevolko P.A., Naumov E.A., Tessalina S., Kovalev K.R., Sukhorukov V.P.** Gold Deposits of the Yenisei Ridge (Russia) and Age of Its Formation // Acta Geologica Sinica. 2014. V. 88(2). P. 686–687.

**Gizè A.F.** Organic alteration in hydrothermal sulfide ore deposits // Econ. Geol. 1999, V. 94. P. 967–980.

**Henry, D., Guidotti, C., Thomson, J.** The Ti-Saturation Surface for Low-to-Medium Pressure Metapelitic Biotites: Implications for Geothermometry and Ti-Substitution Mechanism // American Mineralogist. 2005. V. 90. P. 316–328.

**Holdaway, M. J.** Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer // American Mineralogist. 2000. V. 85. P. 881–892.

**Kretschmar, U., Scott, S.D.** Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe–As–S and their application // Can. Mineral. 1976. V. 14. P. 364–386.

**Kun L., Ruidong Y., Wenyong C., Rui L., Ping T.** Trace element and REE geochemistry of the Zhewang gold deposit, southeastern Guizhou Province, China // Chin. J. Geochem. 2014. V. 33. P. 109–118.

**Lambert J.M., Simkovich G., Walker P.L.** The kinetics and mechanism of the pyrite-to-pyrrhotite transformation // Metallurgical and materials transformations B. 1998. V. 29B. P. 951–963.

**Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sukhorukov V.P., Kozlov P.S., Khiller V.V.** Three metamorphic events in the precambrian P-T-t history of the Transangarian Yenisey ridge recorded in garnet grains in metapelites // Petrology. 2013. V. 21(6). P. 561–578.

**Migdisov A.A., Guo X., Xu H., Williams-Jones A.S., Sun C.J., Vasyukova O., Sugiyama I., Fuchs S., Pearce K., Roback R.** Hydrocarbons as ore fluids // Geochemical Perspectives. Letters. 2017. V. 5. P. 47–52.

**Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sals M., Wolf D.** Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2002. V. 66(7). P. 1185–1196.

**Naumov E.A., Borisenko A.S., Nevolko P.A., Kovalev K.R., Tessalina S., Sazonov A.M., Savichev A.A., Zvyagina E.A.** Gold-sulfide (Au-As) Deposits of the Yenisei Ridge (Russia): Age, Sources of Metals and Nature of Fluids // Proceeding of the 13 Biennial SGA Meeting. 2015. P. 165–168.

**Scott S.D.** Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments // Min. Mag. 1983. V. 47. P. 427–435.

**Tomilenko A.A., Gibsher N.A., Dublaynsky Y.V., Dallai L.** Geochemical and isotopic properties of fluid from gold-bearing and barren quartz veins of the Sovetskoye deposit (Siberia, Russia) // Econ. Geol. 2010. V. 105. P. 375–394.

**Toulmin P., Barton P.B.** A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1964. V. 288. P. 641–671.

**Wu C.M., Zhang J., Ren L.D.** Empirical garnet – biotite – plagioclase – quartz (GBPQ) geobarometry in medium to high-grade metapelites // Journal of Petrology. 2004. V. 45. P. 1907–1921.

**Yakubchuk A., Stein H., Wilde A.** Results of pilot Re–Os dating of sulfides from the Sukhoi Log and Olympiada orogenic gold deposits, Russia // Ore Geology Reviews. 2014. V. 59. P. 21–28.

#### Authors:

**Sazonov Anatoly Maksimovich**, Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Department for Geology, Mineralogy and Petrography, Institute for Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: sazonov\_am@mail.ru

**Zvyagina Yelena Aleksandrovna**, Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), professor of the Department for Geology, Mineralogy and Petrography, Institute for Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: elena\_zv@mail.ru

**Silyanov Sergey Anatolyevich**, Lead Engineer, Assistant, Department for Geology, Mineralogy and Petrography, Institute for Mining, Geology and Geotechnology, Engineer, Norilsk Nickel R&D center, Institute for Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: silyanov-s@mail.ru

**Lobanov Konstantin V.**, Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Assistant Professor, Department of Geology of Deposits and Methods of Exploration, Ministry of Mineral Resources, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: klobanov@yandex.ru

**Leontyev Sergey Iv.**, Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Professor, Department for Geology, Mineralogy and Petrography, Institute for Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia. E-mail: sleontyev2016@mail.ru

**Kalinin Yuri A.**, Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Chief Researcher, Laboratory of Forecasting Metallogenic Studies, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia. E-mail: kalinin@igm.nsc.ru

**Savichev Andrey A.**, Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Assistant Professor, Saint-Petersburg Mining University; Chief Specialist, Office of Research and Development LLC «Norilskgeology», St Petersburg, Russia. E-mail: a\_savichev@mail.ru

**Tishin Platon A.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Acting Dean, Geology and Geography Faculty, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: tishin\_pa@mail.ru

## ГИДРОЛОГИЯ

УДК 911.2:556.5

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СТОКА МНОГОВОДНОГО ПЕРИОДА РЕК БАССЕЙНА РЕКИ АРПА В КОНТЕКСТЕ УСТОЙЧИВОГО РАЗВИТИЯ



**В.Г. Маргарян**

*Ереванский государственный университет, Ереван, Армения*

Многоводный период является одним из основных этапов водного режима рек бассейна Арпа. Ежегодно он формируется за счет талых вод, дождей и подземных вод и наблюдается в виде хорошо выраженной волны. За многоводный период по рекам изучаемой территории проходит значительная часть годового стока, 57–69%. В то же время преимущественно в этот период наблюдается максимальный расход воды. Следовательно, для стабильного развития экономики очень велика роль и значение оценки динамики стока многоводного периода в особенности в условиях глобального изменения климата. В работе выявлены основные физико-географические факторы, обуславливающие сток многоводного периода, проанализированы и оценены закономерности его временного распределения. С этой целью обработаны результаты фактических наблюдений «Службы по гидрометеорологии и активному воздействию на атмосферные явления» МЧС Республики Армения, имеющиеся литературные источники. В работе использованы методы: математико-статистического анализа, метод сопоставления и сравнения, экстраполяции и корреляции.

**Ключевые слова:** многоводный период, сток, температура, осадки, закономерности временного распределения, бассейн р. Арпа.

#### Введение

Речной бассейн р. Арпа характеризуются неравномерным пространственным и временным распределением водных ресурсов. При этом преобладающее количество атмосферных осадков и поверхностного стока приходится на многоводный период года, а в остальные сезоны (маловодный период) ощущается острый дефицит влаги, несмотря на то что в маловодный летний период есть большая потребность в воде, особенно с целью орошения сельскохозяйственных угодий. Следовательно, возникает необходимость эффективного использования и регулирования стока многоводного периода. А для стабильного развития стока важна оценка динамики стока многоводного периода, особенно в условиях глобального изменения климата.

Цель работы – исследовать, проанализировать и оценить закономерности временных изменений стока многоводного периода рек бассейна р. Арпа. Для достижения цели были поставлены и решены следующие задачи:

- исследовать, выявить и проанализировать основные физико-географические факторы, обуславливающие сток многоводного периода;
- собрать, обработать и оценить данные о стоке многоводного периода и гидрологические характеристики речного бассейна;

– проанализировать особенности стока многоводного периода;

– проанализировать и оценить закономерности временных изменений стока многоводного периода рек бассейна.

#### Материалы и методы исследования

Для решения поставленных задач в работе использовалась соответствующая литература [Григорьев и др., 2018; Маргарян, 2011, 2014а, б, 2015, 2016; Мусаелян, 1989; Чилингарян и др., 2002; Шикломанов, Георгиевский, 2007; Фролова, 2016; Ясинский, 2004; Margaryan, 2011; Nohara et al., 2006]. В качестве исходного материала в работе использованы результаты фактических наблюдений Службы по гидрометеорологии и активному воздействию на атмосферные явления МЧС Республики Армения.

Река Арпа является левым притоком р. Аракс и берет начало на северо-западном склоне Сюникского нагорья, высота 3260 м, а главный ее приток Ехегис – на южном склоне Варденисского хребта, высота 3050 м. Длина реки – 128 км, площадь водосбора 2630 км<sup>2</sup> (на территории РА – 92 км, 2080 км<sup>2</sup> соответственно), из которых 1880 км<sup>2</sup> – площадь водосборного бассейна до замыкающего водомерного поста Арени. Воды реки используются для орошения и в гидроэнергетических целях. Значительная часть ее вод по туннелю Воротан-Арпа-Севан втекает в оз. Севан (табл. 1).

Таблица 1  
Основные гидрометрические характеристики рек бассейна Арпа и их водосборов [Маргарян, 2017]

Table 1

## Main hydrometric characteristics of Arpa rivers basin and its catchment [Margaryan, 2017]

Река – пункт	Расстояние от устья, км	Уклон реки, ‰		Основные характеристики водосбора		
		средний от наиболее удаленной точки	средневзвешенный от наиболее удаленной точки	площадь, км <sup>2</sup>	средняя высота, м	средний уклон, ‰
Арпа – Джермук	105	52	48	199	2790	188
Арпа – Ехегнадзор	56	30	22	1220	2140	-
Арпа – Арени	40	26	20	1880	2110	-
Вайк – Заригап	6,5	94	85	58,0	2280	257
Гладзор – Вернашен	8,4	153	122	19,8	2300	407
Ехегис – Эрмоне	24	71	55	205	2630	308
Ехегис – Шатин	10	57	43	458	2350	337
Артабун – Артабуйнк	4,0	127	125	45,0	2460	369
Салигет – Шатин	0,6	73	59	144	2070	346

В бассейне р. Арпа гидрологические и метеорологические исследования проводились начиная с 30-х гг. XX в., результаты которых в виде книжек наблюдений и рабочих таблиц хранятся в основном гидрометеорологическом фонде Службы по гидрометеорологии и активному воздействию на атмосферные явления МЧС Республики Армения. В период 1930–2018 гг. в бассейне р. Арпа в общей сложности действовали 43 водомерных поста, из которых 12 – только от 1 до 4 лет. Сравнительно длинный ряд наблюдений имеют 10 гидрометрических наблюдательных постов. В настоящее время в бассейне действует лишь 9 водомерных постов (табл. 1), данные которых и были использованы в исследованиях стока.

Бассейн сложен в основном вулканогенными породами, в верхней части преобладают андезиты-базальты четвертичного возраста, а также распространены андезиты, туфы, туфобрекчии третичного периода.

В работе применены следующие методы: метод математико-статистического анализа, метод сопоставления и сравнения, экстраполяции и корреляции.

### Результаты и их обсуждения

Многоводный период является одним из основных этапов водного режима не только рек бассейна

р. Арпа, но и республики. Он каждый год наблюдается на всех реках в виде хорошо выраженной волны, формируясь снеготаянием, дождями и подземными водами. В это время по рекам изучаемой территории проходит большая часть годового стока, около 55–69%. Максимальный расход воды также наблюдается преимущественно в этот период. Несмотря на общность многих черт гидрологического режима, характер многоводного стока на реках не является однотипным, а отличается большим разнообразием, отражая в основном особенности питания рек, взаимосвязь поверхностных и подземных вод, влияние местных факторов. Большое значение при этом имеют распределение водосборных площадей по высотным зонам, средняя высота бассейнов, изрезанность поверхности водосборов, обуславливающая затяжной характер таяния снега, что находит отражение в условиях формирования многоводного стока. Поэтому если у равнинных рек длительность последнего определяется в основном морфометрическими характеристиками, в частности длиной реки и размерами ее бассейна, то для горных рек решающими факторами являются распределение водосборных площадей по высотным зонам и средняя высота бассейна [Ресурсы поверхностных вод СССР, 1973].

Таблица 2

Многолетние средние фактические значения основных метеорологических элементов по данным метеорологической станции Ехегнадзор

Table 2

## Average long-term actual values of main meteorological elements by data of Yeghegnadzor meteorological station

Показатель	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
	<i>Температура воздуха, °С</i>											
Средний	-4,40	-2,10	3,90	10,3	15,4	19,8	24,1	24,4	20,2	13,3	5,60	-1,40
Средний максимум	0,60	3,10	9,40	16,1	21,7	26,4	30,9	31,3	27,1	19,9	11,3	3,60
Средний минимум	-8,10	-6,30	-0,9	5,00	9,30	12,8	17,0	17,2	13,0	7,30	0,90	-4,80
Абсолютный максимум / год	15,9/ 1966	19,0/ 1993	23,5/ 1970	26,6/ 1970	30,5/ 1974	35,2/ 1975	38,5/ 1966	38,3/ 1976	35,2/ 1975	29,1/ 1987	22,1/ 1974	16,7/ 1961

Показатель	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Средний абсолютный максимум	7,69	10,7	17,0	22,5	27,1	31,9	35,9	35,3	31,9	25,4	17,5	11,3
Абсолютный минимум / год	-22,5 / 1972	-21,9 / 1972	-20,0 / 1985	-10,5 / 1965	0,90 / 1984	1,50 / 1967	8,50 / 1992	9,00 / 1988	2,50 / 1992	-5,20 / 1965	-10,8 / 1964	-18,5 / 1994
Средний абсолютный минимум	-17	-15	-9	-2	4	8	12	12	7	2	-6	-13
Температура поверхности почвы, °С												
Средний	1,77	-1,83	5,47	13,2	19,4	26,2	31,1	30,3	23,7	13,5	5,46	-0,88
Средний максимум	14,9	20,6	39,4	47,7	54,8	62,2	65,6	63,9	57,2	44,9	30,9	19,9
Абсолютный максимум / год	28,0 / 1963	39,0 / 1970	45,1 / 1990	56,1 / 2000	63,6 / 1989	70,0 / 1980	70,1 / 1996	68,0 / 1983	62,0 / 1980	49,0 / 1969	36,2 / 1998	29,0 / 1983
Средний минимум	-19,8	-19,6	-12,9	-4,51	1,26	5,84	9,98	9,72	4,15	-2,78	-8,56	-15,8
Абсолютный минимум / год	-34,0 / 1972	-32,0 / 1972	-27,9 / 1985	-14,0 / 1965	-3,10 / 2000	0,00 / 1967	4,90 / 1957	6,00 / 1971	-0,60 / 1989	-7,80 / 1985	-17,0 / 1981	-27,0 / 1975
Влажность воздуха												
Упругость водяного пара, гПа	3,61	4,01	4,99	7,01	9,24	11,0	13,0	12,3	9,65	7,90	6,01	4,41
Относительная влажность, %	71,5	69,4	61,1	58,1	56,6	49,8	45,7	43,8	44,9	56,5	65,2	72,2
Недостаток насыщения, гПа	1,40	2,00	3,20	6,40	9,40	14,2	19,3	20,0	15,3	8,10	3,60	1,60
Скорость ветра, м/сек												
Средняя скорость	0,50	0,69	1,29	1,51	1,61	1,71	1,82	1,75	1,62	1,14	0,84	0,61
Атмосферные осадки												
Количество осадков, мм	31,5	33,9	40,4	59,4	59,7	41,4	20,1	13,5	15,2	36,6	29,6	33,1
Высота снежного покрова, см	12	9	1									4

Важными метеорологическими элементами в формировании стока многоводного периода рек бассейна р. Арпа являются температура воздуха и атмосферные осадки. Особое значение имеют осадки, выпавшие в виде снега. Большую роль играет также приток тепла [Гидрография Армянской ССР, 1981; Маргарян, 2011, 2017; Шагинян, 1981]. Условия формирования стока многоводного периода из года в год меняются в зависимости от метеорологических факторов. В табл. 2 представлены многолетние средние фактические значения основных метеорологических элементов по данным метеорологической станции Ехегнадзор.

В связи с разнообразием природных условий изучаемой территории сток многоводного периода распределяется весьма неравномерно (табл. 3), но при этом ведущая роль принадлежит климату в сочетании с особенностями рельефа, почвенно-растительного

покрова и геолого-гидрогеологического строения речных водосборов. Средний суммарный слой стока многоводного периода рек бассейна р. Арпа колеблется в больших пределах: от 117 (р. Арпа – п. Ехегнадзор) до 563 мм (р. Арпа – п. Джермук). В многоводный период по рекам проходит более 55–69% годового стока (см. табл. 3), а это время в свою очередь сменяется летне-осенней и зимней меженью, когда проходят остальные 31–45% стока.

Многоводный период в речном бассейне в створах рек в среднем начинается в конце марта – начале апреля. Указанный период обычно в среднем заканчивается в конце июня – начале июля. Средняя продолжительность многоводного периода колеблется в пределах 2,5–3,5 месяца (табл. 3, 4). Такая же картина получена нами в результате прошлых исследований [Маргарян, 2011, 2015, 2017; Margaryan, 2011].

Средние величины характеристик многоводного периода рек бассейна р. Арпа

Таблица 3

Table 3

Average values of characteristics of high water period of Arpa rivers basin

Река – пост	Дата (день, месяц)		Продолжительность периода, сутки	Суммарный слой стока за период, мм	Сток (%) от годового
	начала	окончания			
Арпа – Джермук	04.04	07.07	95	563	60
Арпа – Ехегнадзор	29.03	21.06	85	117	55
Арпа – Арени	20.03	29.06	101	144	63
Вайк – Заритап	30.03	22.06	85	172	66
Гладзор – Вернашен	24.03	08.06	78	158	67
Ехегис – Эрмоне	22.03	31.06	102	397	68
Ехегис – Шатин	23.03	03.07	103	287	69
Артабун – Артабуйнк	25.03	01.07	99	389	60
Салигет – Шатин	21.03	24.06	95	252	64

Таблица 4

## Характеристика элементов многоводного периода

Table 4

## The characteristics of elements of high water period

Река – пункт	Средняя дата		Ранняя дата		Поздняя дата		Общая продолжительность половодья, дни		
	начала половодья	конца половодья	начала половодья	конца половодья	начала половодья	конца половодья	наибольшая (год)	средняя	наименьшая (год)
Арпа – Джермук	04.04	07.07	08.03.2010	06.06.61	28.04.2009	23.08.92	145 (1992)	95	50 (1961)
Гладзор – Вернашен	24.03	09.06	01.03.1998, 2006	09.04.2008	16.04.2007	08.07.1986	118 (1965)	78	37 (2007)
Артабун – Артабуйнк	25.03	01.07	01.03.2010, 2014	31.05.1998	15.04.1974, 1981	29.07.1986	135 (1978)	99	63 (2015)
Салигет – Шатин	21.03	24.06	27.02.1962	15.05.1998	15.04.1986, 1995	21.07.1986, 2006	130 (1978)	95	36 (1998)

Сроки наступления и окончания, продолжительность многоводного периода зависят в основном от условий питания рек и высотного расположения их водосборов. Существенную роль при этом играют метеорологические условия данного года, причем особое значение имеет характер весны – насколько она бывает дружной или затяжной, ранней или запоздалой. При дружном таянии снега половодье обычно протекает бурно, отличается высокими подъемами уровня воды, проходит в более или менее короткие периоды времени, имеет одну асимметричную волну с резко выраженным интенсивным подъемом и более плавным спадом. При рано начавшемся таянии снега и последующей затяжной весне сход снежного покрова происходит медленно, талые воды в русла рек поступают с перебойями (особенно у водотоков высокогорной зоны), что обуславливает низкое растянутое половодье с несколькими волнами-подъемами [Ресурсы поверхностных вод СССР, 1973; Шагинян, 1981].

Наблюдения показывают, что при достижении температуры воздуха 5–10°C начинается подъем

уровня основной волны многоводного периода (рис. 1). Это особенно касается тех створов, в бассейнах которых образуется устойчивый снежный покров.

В годы, когда в горах образуются большие запасы влаги, аккумулирующейся в снежном покрове, сток многоводного периода может почти в 2–3 раза превысить средние многолетние величины последнего, а при малых запасах снега – в такое же число раз быть меньше нормы. Так, например, это имело место зимой 1987–1988 г. (XI–III), когда на метеостанции Джермук было зарегистрировано 570 мм осадков, что в 1,7 раза больше среднемноголетней величины (341 мм). В то же время на р. Арпа – п. Джермук сток многоводного периода в 1,8 раза превысил средние многолетние величины последнего. Зимой 1960–1961 г. на метеостанции Джермук было зарегистрировано 161 мм осадков (что в 2,1 раза меньше среднемноголетнего (341 мм)). В то же время на р. Арпа – п. Джермук сток многоводного периода в 1,8 раза был меньше средних многолетних величин последнего (рис. 2).

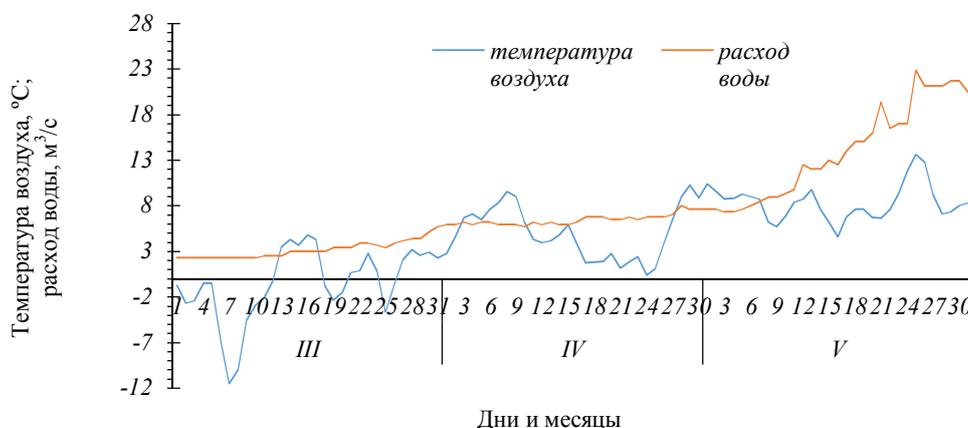


Рис. 1. Ход температуры воздуха на метеостанции Джермук и расход воды на р. Арпа – п. Джермук за 2013 г.

Fig. 1. The course of air temperature at Jermuk meteorological station and water flow on r. Arpa – p. Jermuk for 2013

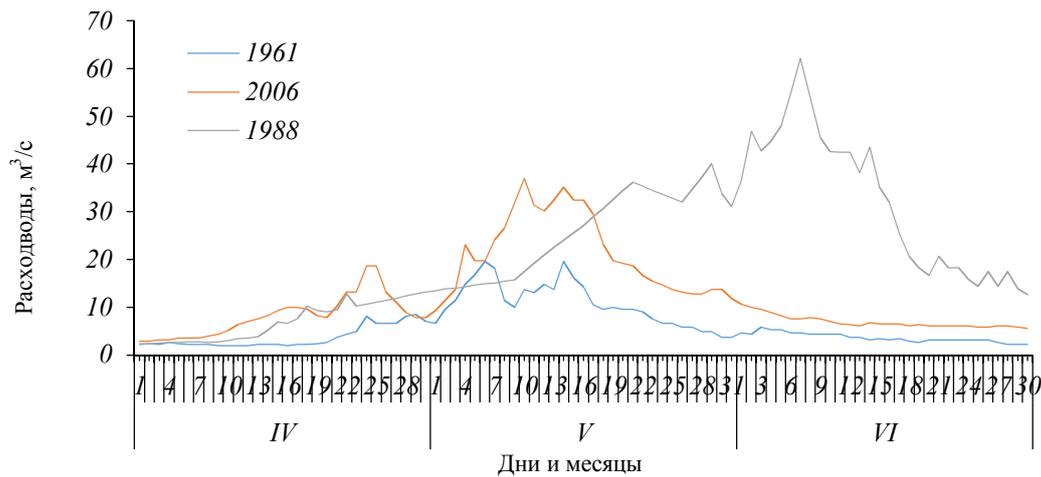


Рис. 2. Гидрографы р. Арпа – п. Джермук в характерные многоводный (1988), средний по водности (2006) и маловодный (1961) годы

Fig. 2. The hydrographs of r. Arpa – p. Jermuk in characteristic high water period (1988), average water content (2006) and low water period (1961) years

Таблица 5

Слой стока за многоводный период, мм

Table 5

Runoff layer for high water period, mm

Река – пункт	Период наблюдений		За период наблюдений				Обеспеченность, %					
	годы	кол-во лет	наибольший		средний многолетний		1	2	5	10	25	
			мм	год	мм	$C_p$						$C_s$
Арпа – Джермук	1958–2015	58	996	1988	557	0,29	0,55	996	935	847	772	657
Гладзор – Вернашен	1964–1968, 1970–2015	51	415	1988	157	0,53	0,57	382	350	305	266	207
Артабун – Артабуйнк	1962–2015	54	728	2010	389	0,41	0,17	778	729	658	595	492
Салигет – Шатин	1945–2015	71	655	1969	253	0,51	0,88	633	574	493	427	327

На изучаемой территории сток многоводного периода в 1969, 1987, 1988, 2007 гг. был наибольшим по сравнению с предыдущими годами наблюдений. А 1961, 1998, 1999 и 2001 гг. были с наименьшими по объему стока в сравнении с предыдущими наблюдениями.

В табл. 5 обобщены данные характеристик слоя стока за многоводный период (половодье).

Объем стока многоводного периода для рек бассейна р. Арпа составляет 55–69% от общего объема годового стока. Между двумя этими категориями стока имеется сравнительно тесная связь. Отметим, что, как правило, на территории Республики Армения годовая водность рек бассейна р. Аракс тесно связана со стоком многоводного периода. Эту связь можно использовать для прогноза годового стока. Такие результаты были получены также во всех предыдущих исследованиях [Маргарян, 2014а, 2017].

На величину слоя стока влияют многие природные факторы, среди которых определяющими явля-

ются климатические условия и особенно осадки. Так, общая картина распределения слоя стока многоводного периода по бассейну р. Арпа в основном соответствует распределению норм сезонных (зимних и весенних) сумм атмосферных осадков, величина которых колеблется от 300 до 780 мм (рис. 3).

Распределение осадков, а следовательно, и формирование слоя стока многоводного периода зависят также от взаимодействия различных по происхождению воздушных масс, сложного и разнообразного рельефа поверхности, ориентации склонов горных хребтов относительно направления движения влажных воздушных масс, а также от ряда местных факторов. В связи с этим характер выпадения осадков и их абсолютные величины существенно меняются по территории, а это в свою очередь является причиной того, что у водосборов, расположенных примерно на одной высоте, наблюдается разный по величине слой стока за половодье [Ресурсы поверхностных вод СССР, 1973].

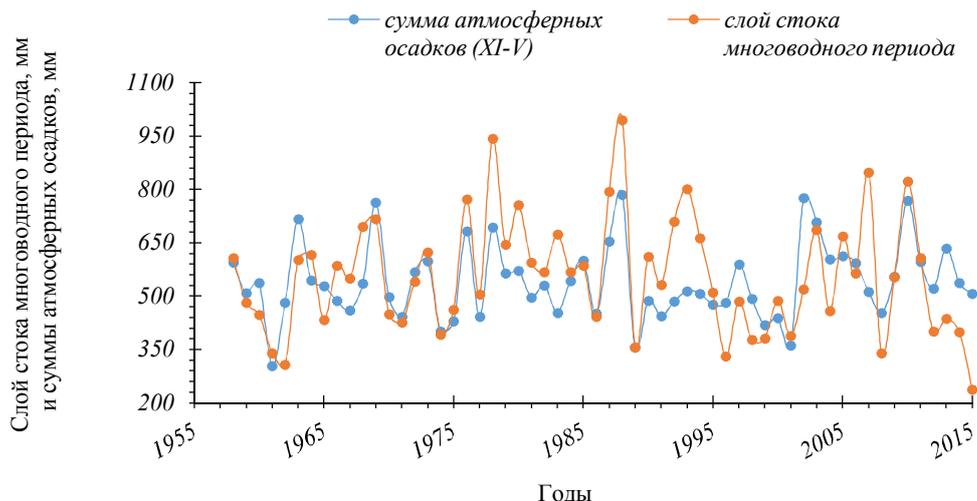


Рис. 3. Распределение слоя стока многоводного периода р. Арпа – п. Джермук и сумм атмосферных осадков на метеостанции Джермук

Fig. 3. Distribution of runoff layer of high water period of r. Arpa – p. Jermuk and sums of rainfall at Jermuk meteorological station

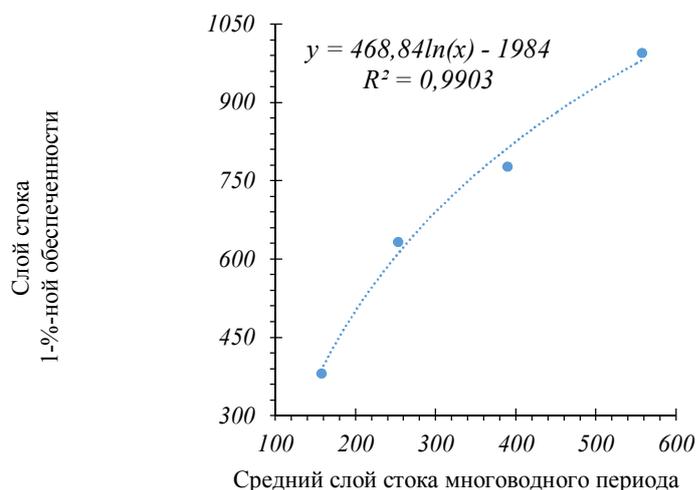


Рис. 4. График связи между слоем стока 1%-ной обеспеченности и средним его значением

Fig. 4. Graph of the relationship between runoff layer of 1% security and its average value

Для подавляющего числа створов величина коэффициента вариации слоя стока многоводного периода не превышает 0,60, чаще всего она находится в пределах 0,35–0,55 и несколько превышает показатель изменчивости годового стока. Значения коэффициентов вариации слоя стока за многоводный период для различных рек приведены в табл. 5. Коэффициент асимметрии изменяется от 0,2 до 1,9.

В табл. 5 представлены данные, полученные при построении кривых различной обеспеченности (1, 2, 5, 10 и 25%-ной) величин слоя стока многоводного периода для рек рассматриваемого бассейна. Следует отметить, что имеет место достаточно тесная связь между

средним многолетним слоем стока и его значениями различной обеспеченности. На рис. 4 представлена связь только между величинами слоя стока 1%-ной обеспеченности и его средними многолетними значениями. Другие связи не рассматриваются в данной работе. Это даст возможность оценить величины слоя стока различной обеспеченности малоизученных рек.

В ходе исследований выяснилось, что в замыкающих створах рек бассейна р. Арпа наблюдается тенденция как уменьшения (причем, преимущественно), так и повышения слоя стока многоводного периода (рис. 5). С различной степенью выраженности фиксируется сокращение доли стока за половодье в среднем

годовом стоке воды в речных бассейнах других географических районов [Киреева, 2013; Киреева, Фролова, 2013].

С другой стороны, проведенные исследования [Обязов, 2013] показывают, что однонаправленные устойчивые тенденции речного стока отсутствуют, а имеют место тренды, меняющие во времени свои величину и знак вследствие преобладания в его изменениях циклических составляющих. Вместе с тем выявлены разнонаправленные изменения стока в

различные по водности фазы цикла: в многоводные фазы (периоды) сток повышается, а в маловодные – снижается. При этом соответственно возрастают его изменчивость и экстремальность. В табл. 6 приведены статистические параметры и стандарт ошибки слоя стока (мм) за многоводный период.

В результате исследований стало очевидным, что в изучаемом речном бассейне также наблюдается однотипная картина, относящаяся к изменению динамики количества осадков в зимний период.

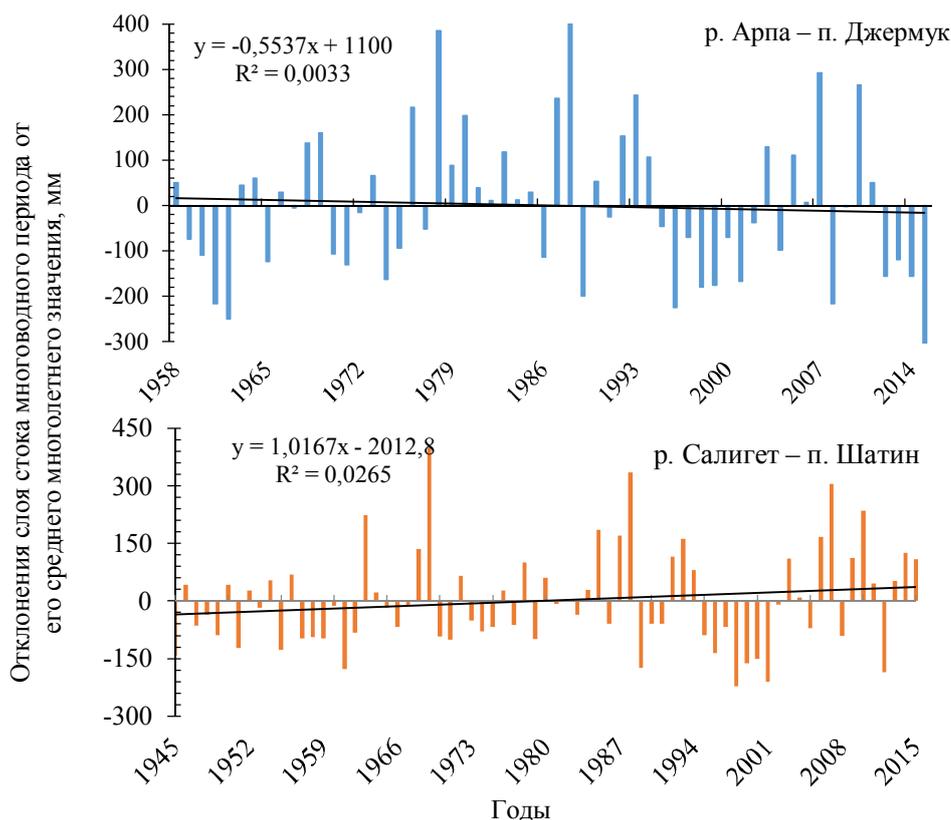


Рис. 5. Динамика изменения отклонения слоя стока многоводного периода от его среднего многолетнего значения

Fig. 5. Dynamics of changes in the deviation of the high-water period runoff layer from its multi-year mean

Статистические параметры, стандарт ошибки и коэффициенты автокорреляции слоя стока за многоводный период, мм

Таблица 6

Statistical parameters, error standard and autocorrelation coefficients of runoff layer for high-water period, mm

Table 6

Река-пункт	Статистические параметры			Стандарт ошибки расчета (при $\alpha = 5\%$ )			Автокорреляция	
	$C_v$	$C_s$	$C_s/C_v$	$\bar{\sigma}$	$\sigma_{C_v}$	$\sigma_{C_s}$	$\tilde{r}$	$R(1)$
Арпа – Джермук	0,29	0,55	1,88	25,0	0,01	0,33	0,16	0,19
Гладзор – Вернашен	0,53	0,57	1,08	14,1	0,06	0,35	0,20	0,24
Артабун – Артабуйнк	0,41	0,17	0,43	29,1	0,05	>0,36	0,29	0,34
Салигет – Шатин	0,51	0,88	1,72	17,8	0,06	0,35	0,15	0,17

Таким образом, наблюдается тенденция уменьшения количества зимних осадков. Что касается изменения динамики температуры, отметим, что последняя увеличивается.

### Выводы

1. Многоводный период в речном бассейне в среднем начинается в конце марта – начале апреля и заканчивается в конце июня – начале июля.

2. Средняя продолжительность многоводного периода колеблется в пределах 2,5–3,5 месяца.

3. Средний суммарный слой стока многоводного периода рек бассейна р. Арпа колеблется в больших пределах: от 117 мм до 563 мм, что в основном обусловлено синоптическими процессами и гидрометеорологическими условиями данного года. В многоводный период по рекам проходит более 55–69% годового стока.

4. Величина коэффициента вариации слоя стока многоводного периода изменяется в пределах 0,29–0,53, коэффициент асимметрии – от 0,2 до 1,9.

5. Распределение слоя стока многоводного периода по бассейну р. Арпа в основном соответствует распределению норм сезонных (зимних и весенних) сумм атмосферных осадков.

6. В изучаемом речном бассейне преимущественно наблюдается тенденция уменьшения слоя стока многоводного периода.

7. Наблюдается тенденция уменьшения количества зимних осадков и увеличения температуры.

8. В природно-климатических условиях Армении в изучаемом речном бассейне гидроресурсы в основном можно накопить за счет воды, текущей по рекам только во время многоводного периода, поскольку в это время сельскохозяйственные угодья не нуждаются в орошении и по рекам проходит около 55–69% годового стока и более.

В изучаемом речном бассейне понижение стока – результат как изменения климата, так и деятельности человека. Следовательно, необходимо запланировать, разработать и осуществить соответствующие мероприятия и программы по смягчению и адаптации последствий изменения климата.

### ЛИТЕРАТУРА

- Гидрография Армянской ССР. Ереван : Изд-во АН Арм. ССР, 1981. 177 с. (На армян. яз.)
- Григорьев В.Ю., Фролова Н.Л., Джамалов Р.Г. Изменение водного баланса крупных речных бассейнов европейской части России // Водное хозяйство России. 2018. № 4. С. 36–47.
- Киреева М.Б. Водный режим рек бассейна Дона в условиях меняющегося климата : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М. : МГУ, 2013. 29 с.
- Киреева М.Б., Фролова Н.Л. Современные особенности весеннего половодья рек бассейна Дона // Водное хозяйство России. 2013. № 1. С. 60–76.
- Маргарян В.Г. Закономерности пространственно-временного распределения стока р. Арпа во время многоводного периода // Материалы Международной конференции по изменению климата и риски стихийных бедствий в горных районах. Душанбе, 2011. С. 32.
- Маргарян В.Г. Особенности формирования и внутригодового распределения стока реки Мармарик // Научная конференция по современным проблемам геологии, географии и экологии : сб. науч. тр. конф., посвящ. 70-летию со дня рождения доц. Э.Х. Харазяна (14–16 ноября, 2012). Ереван : Изд-во Тигран Мец, 2014а. С. 226–240. (На армян. яз.)
- Маргарян В.Г. Проблемы использования и охраны водных ресурсов в регионе Вайоц Дзор // КАЗАНТИП-ЭКО-2014 Инновационные пути решения актуальных проблем базовых отраслей, экологии, энерго- и ресурсосбережения : сб. тр. XXII Междунар. науч.-практ. конф. (Харьков, июнь 2014 г.) : в 2 т. / ГП «УкрНТИЦ «Энергосталь». Харьков : НТМТ, 2014б. Т. 2. С. 251–258.
- Маргарян В.Г. Динамика изменения и оценка объема весенних половодий в условиях изменения климата на водомерном посту Арени реки Арпа // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов : труды Четвертой Всерос. науч. конф. с междунар. участием (Москва, 15–18 сентября 2015 г.) / отв. ред. М.В. Болгов. М. : ИВП РАН, 2015. С. 316–319.
- Маргарян В.Г. Проблемы эффективного использования водных ресурсов бассейна реки Арпа // Факторы и стратегии регионального развития в меняющемся геополитическом и геоэкономическом контексте : материалы междунар. науч. конф. (Грозный, 20–25 сентября 2016 г.) / под общ. ред. А.Г. Дружинина. Ростов н/Д : Изд-во Южного федерального университета, 2016. С. 338–341.
- Маргарян В.Г. Регулирование стока многоводного периода р. Арпа, основанное на долгосрочных прогнозах // Актуальные проблемы наук о Земле: использование природных ресурсов и сохранение окружающей среды : сб. материалов Междунар. науч.-практ. конф., посвящ. году науки в Респ. Беларусь. Брест, 25–27 сент. 2017 г. : в 2 ч. / Ин-т природопользования НАН Беларуси, Брест. гос. ун-т им. А.С. Пушкина, Брест. гос. техн. ун-т ; редкол.: А.К. Карабанов [и др.] ; науч. ред. А.К. Карабанов, М.А. Богдасаров. Брест : БрГУ, 2017. Ч. 1. С. 188–193.
- Мусаелян С.М. Водные ресурсы Армянской ССР. Ереван : Изд-во ЕГУ, 1989. 208 с.
- Обязов В.А. Тенденции многолетних изменений речного стока в Забайкалье в многоводные и маловодные периоды // Доклады академии наук. 2013. Т. 450, № 6. С. 713–716.
- Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 9: Бассейн р. Аракса. Вып. 2 / под ред. А.П. Муранова. М. : Гидрометеиздат, 1973. 472 с.
- Чилингарян Л.А., Мнацаканян Б.П., Агабабян К.А., Токмаджян О.В. Гидрография рек и озер Армении. Ереван : ММ Принт, 2002. 49 с. (На армян. яз.)
- Шагинян М.В. Основные закономерности формирования элементов стока рек Армянской ССР и методика их прогнозирования. Л. : Гидрометеиздат, 1981. 176 с.
- Шикломанов И.А., Георгиевский В.Ю. Влияние изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы рек России // Гидрологические последствия изменений климата. Новосибирск, 2007. С. 143–151.

**Фролова Н.Л.** Гидрология рек. Антропогенные изменения речного стока : учеб. пособие. 2-е изд., испр. и доп. М. : Юрайт, 2016. 113 с.

**Ясинский С.В.** Реакция поверхностного весеннего стока на региональные изменения климата // Известия РАН. Сер. Геогр. 2004. № 4. С. 72–84.

**Margaryan V.G.** Spring Floods Capacity and Peak Discharge Forecasting of Arpa River at the Areni Observation Post // In: Our Water – Our Life – The Most Valuable Resource. Proceedings of the 64th CWRA National Conference, St. John's, Canada, 2011. P. 257.

**Nohara D., Kitoh A., Hosaka M., Oki T.** Impact of climate change on river runoff // J. Hydrometeorol. 2006. V. 7. P. 1076–1089.

**Автор:**

**Маргарян Вардуи Гургеновна**, кандидат географических наук, доцент, кафедра физической географии и гидрометеорологии, географический и геологический факультет, Ереванский государственный университет, Ереван, Армения. E-mail: vmargaryan@ysu.am

*Geosphere Research*, 2019, 1, 44–53. DOI: 10.17223/25421379/10/3

**Varduhi G. Margaryan**

*Yerevan State University, Yerevan, Armenia*

**THE REGULARITIES OF TEMPORARY CHANGES IN RUNOFF IN THE HIGH WATER PERIOD OF THE ARPA RIVER BASIN IN THE CONTEXT OF STABLE DEVELOPMENT**

The high water period is one of the main stages of the water regime of the rivers of the Arpa basin. Annually it is formed due to meltwater, rain and groundwater and is observed in the form of a well-defined wave. During the high water period, a significant part of the annual runoff passes through the rivers of the studied territory, 57–69 %. At the same time, the maximum flow of water is mainly observed during this period. Therefore, for the stable development of the economy, the role and importance of the assessment of the dynamics of runoff in the high water period, especially in the context of global climate change, is very great.

In the work, the main physico-geographical factors determining the runoff of the high water period were studied, the regularities of the time distribution of the runoff of the high water period were discussed, analyzed and evaluated.

For this purpose, the results of actual observations of the Ministry of Emergency Situations of the Republic of Armenia “Service for Hydrometeorology and Active Impact on Atmospheric Phenomena”, available literature sources were collected, processed and analyzed. Currently, only 9 water measuring stations are in the basin, and their data were used. Methods used in the work: mathematical-statistical analysis, method of comparison, extrapolation and correlation.

Due to the diversity of the natural conditions of the study area, the runoff of the high water period is distributed very unevenly. The average total layer of runoff in the high water period of the rivers of the Arpa basin varies over a wide range – from 117 mm to 563 mm. The high water period in the river basin on average begins in late March – early April and ends in late June – early July. The length of the wet season ranges from 2.5–3.5 months. The value of the coefficient of variation of the runoff layer of the high water period varies within 0.29–0.53, the asymmetry coefficient varies from 0.2 to 1.9.

In the study area in 1969, 1987, 1988, 2007, the runoff of the high water period was the largest in terms of the runoff among observations of all previous years, and 1961, 1998, 1999 and 2001 were the lowest. It turned out that in the Arpa river basin the distribution of the high-water runoff layer mainly corresponds to the distribution of the norms of winter and spring precipitation, mainly there is a tendency to decrease in the high flow period and the amount of winter precipitation, and an increase in temperature. The latter is the result of both human activity and climate change. So, it is necessary to plan, develop and implement appropriate activities and programs to mitigate and adopt the effects of climate change.

**Keywords:** *high-water period, runoff, temperature, precipitation, regularities of temporal distribution, Arpa river basin.*

**References**

*Gidrografiya Armyanskoy SSR* [Hydrography of ASSR]. Yerevan: Publ. house of the Academy of Sciences of ASSR, 1981, 177 p. In Armenian

Grigoriev V.Yu., Frolova N.L., Jamalov R.G. *Izmeneniye vodnogo balansa krupnykh rechnykh basseynov evropeyskoy chasti Rossii* [The Water balance change of large river basins of the European Russia] // Water sector of Russia: problems, technologies, management. 2018. No. 4, pp. 36–47. In Russian

Kireeva M.B. *Vodnyy rezhim rek basseyna Dona v usloviyakh menyayushchegosya klimata* [The water regime of the rivers of the Don basin in a changing climate]. Abstract dissertation for the degree of candidate of geographical sciences. 2013. Moscow State University, 29 p. In Russian

Kireeva M.B. and Frolova N.L. *Sovremennyye osobennosti vesennego polovod'ya rek basseyna Dona* [Modern features of the spring flood of the rivers of the Don basin] // Water sector of Russia: problems, technologies, management. 2013. No. 1, pp. 60–76. In Russian

Margaryan V.G. *Zakonomernosti prostranstvenno-vremennogo raspredeleniya stoka r. Arpa vo vremya mnogovodnogo perioda* [Law of Time and Space Distribution of Surplus Water of the River Arpa] // In: Climate Changes and Natural Hazards in Mountain Areas. Proceedings of the International Conference “Mountain Hazards 2011”. 2011. Dushanbe, Tajikistan, p. 31. In Russian

Margaryan V.G. *Osobennosti formirovaniya i vnutrigodovogo raspredeleniya stoka reki Marmarik* [Features of runoff formation and its within-year distribution in Marmarik River] // Modern problems of geology, geography and ecology. A collection of scientific papers devoted to the 70<sup>th</sup> anniversary of docent E.Kh. Kharazyan, 14–16 of November, 2012. Yerevan: publishing Tigran Mets. 2014. pp. 226–240. In Armenian

Margaryan V.G. *Problemy ispol'zovaniya i okhrany vodnykh resursov v regione Vayots Dzor* [Problems of use and protection of water resources in Vayots Dzor] // Kazantip-ECO-2014. Innovative ways to solve actual problems of industries, ecology, energy and re-

source saving. A collection of works of the XXII International Scientific and Practical Conference: UkrNTTS Energostal. 2014. Kharkov: NTMT, t. 2, pp. 251–255. In Russian

Margaryan V.G. *Dinamika izmeneniya i otsenka ob'yema vesennikh polovodiy v usloviyakh izmeneniya klimata na vodomernomu postu Areni reki Arpa* [Dynamics of changes and evaluation of volume spring floods of Arpa River at the gauge station Areni in a changing climate] // Fundamental Problems of Water and Water resources: Proceedings of IV Russian Scientific. Conference. 2015. Moscow: Water Problems Institute RAS, pp. 316–319. In Russian

Margaryan V.G. *Problemy effektivnogo ispol'zovaniya vodnykh resursov basseyna reki Arpa* [Problems of water efficiency of river basin Arpa] // Factors and strategies of regional development in a changing geopolitical and geo-economic context: proceedings of the international scientific conference (Grozny, September 20–25, 2016) / under general ed. A.G. Druzhinin. 2016. Rostov-on-Don: Publishing House of the Southern Federal University, pp. 338–341. In Russian

Margaryan V.G. *Regulirovaniye stoka mnogovodnogo perioda r. Arpa, osnovannoye na dolgosrochnykh prognozach* [Regulation of the high water runoff of the Arpa river based on long-term forecasts] // Actual problems of Earth sciences: the use of natural resources and environmental scientific-practical conference dedicated to the year of science in the Republic of Belarus. 2017. Brest: BSU, pp. 188–199. In Russian

Musaelyan S.M. *Vodnyye resursy Armyanskoy SSR* [Water resources of ASSR]. Yerevan, pub. House YSU. 1989. 208 p. In Russian

Obyazov V.A. *Tendentsii mnogoletnikh izmenenii rechnogo stoka v Zabaykal'ye v mnogovodnyye i malovodnyye periody* [Tendencies of long-term changes in the river flow in the borrowing in a multi-water and low-water periods] // Reports of the academy of sciences. 2013. V. 450, no. 6, pp. 713–716. In Russian

*Resursy poverkhnostnykh vod SSSR* [The resousces of surface waters of USSR] // ed. A.P. Muranova, T. 9, Araks river basin, pub.2, Moscow : Hydromet. 1973. 472 p. In Russian

Chilingaryan L.A., Mnatsakanyan B.P., Aghababyan K.A., Tokmajyan O.V. *Gidrografiya rek i ozer Armenii* [Hydrography of rivers and lakes of Armenia]. 2002. Yerevan, pub.house „MM Print,, 49 p. In Armenian

Shahinyan, M.V. *Osnovnyye zakonomernosti formirovaniya elementov stoka rek Armyanskoy SSR i metodika ikh prognozirovaniya* [The main regularities of formation of the river runoff elements of Armenia and the method of their forecasting]. Leningrad : 1989. 176 p. In Russian

Shiklomanov I.A., Georgievsky V.Yu. *Vliyaniye izmeneniy klimata na gidrologicheskiy rezhim i vodnyye resursy rek Rossii* [Influence of Climate Changes on the Hydrological Regime and Water Resources of the Russian Rivers] // Hydrological Impact of Climate Change, Novosibirsk. 2007. pp. 143–151. In Russian

Frolova N.L. *Gidrologiya rek* [Hydrology of the rivers] // Anthropogenic changes in river runoff: textbook for academic bachelor. 2nd ed., corr. and add. Moscow : Yurait Publishing House. 2016. 113 p. In Russian

Yasinsky S.V. *Reaktsiya poverkhnostnogo vesennego stoka na regional'nyye izmeneniya klimata* [Reaction of the surface spring runoff to regional climate change] // Izv. Geographical series.2004. No. 4, pp. 72–84. In Russian

Margaryan V.G. Spring Floods Capacity and Peak Discharge Forecasting of Arpa River at the Areni Observation Post. In: Our Water – Our Life – The Most Valuable Resource. Proceedings of the 64th CWRA National Conference, St. John's, Canada, 2011, p. 257.

Nohara D., Kitoh A., Hosaka M., Oki T. Impact of climate change on river runoff // J. Hydrometeorol., 2006. V. 7, pp. 1076–1089.

**Author:**

**Margaryan Varduhi G.**, Cand.Sci. (Geogr.), Assistant Professor, Department of Physical Geography and Hydrometeorology, Faculty of Geography and Geology Yerevan State University, Yerevan, Armenia. E-mail: vmargaryan@ysu.am

## ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

УДК 569.322.2:591.522

### НОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ ПО ИСКОПАЕМОМУ СУРКУ МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ И ЕГО РАСПРОСТРАНЕНИЮ В РЕГИОНЕ (ЮЖНАЯ СИБИРЬ)

Д.Г. Маликов

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



В работе описаны фрагменты скелетов двух особей, а также отдельные материалы по ископаемому сурку с территории Минусинской котловины. Изучение остатков позволило уверенно отнести их к одному виду *Marmota baibacina*. Представители рода *Marmota* непрерывно населяли регион как минимум со второй половины позднего неоплейстоцена до позднего голоцена, но к современности полностью исчезли. Точное время и причины вымирания сурков в регионе пока неизвестны и требуют дальнейшего изучения.

**Ключевые слова:** ископаемый сурок; *Marmota baibacina*; поздний плейстоцен; голоцен; Енисей, Минусинская котловина; Республика Хакасия.

#### Введение

Сурки – одни из крупнейших представителей отряда грызунов в Евразии. В настоящее время в Евразии обитают девять видов рода *Marmota* Blumenbach, 1779 [Nikol'skii, Rumiantsev, 2012], из них пять видов встречаются в Сибири (рис. 1, А). На протяжении плейстоцена ареал рода *Marmota* был еще более широким, и включал многие регионы, где к настоящему времени сурки полностью исчезли. Одним из таких регионов является территория Минусинской котловины.

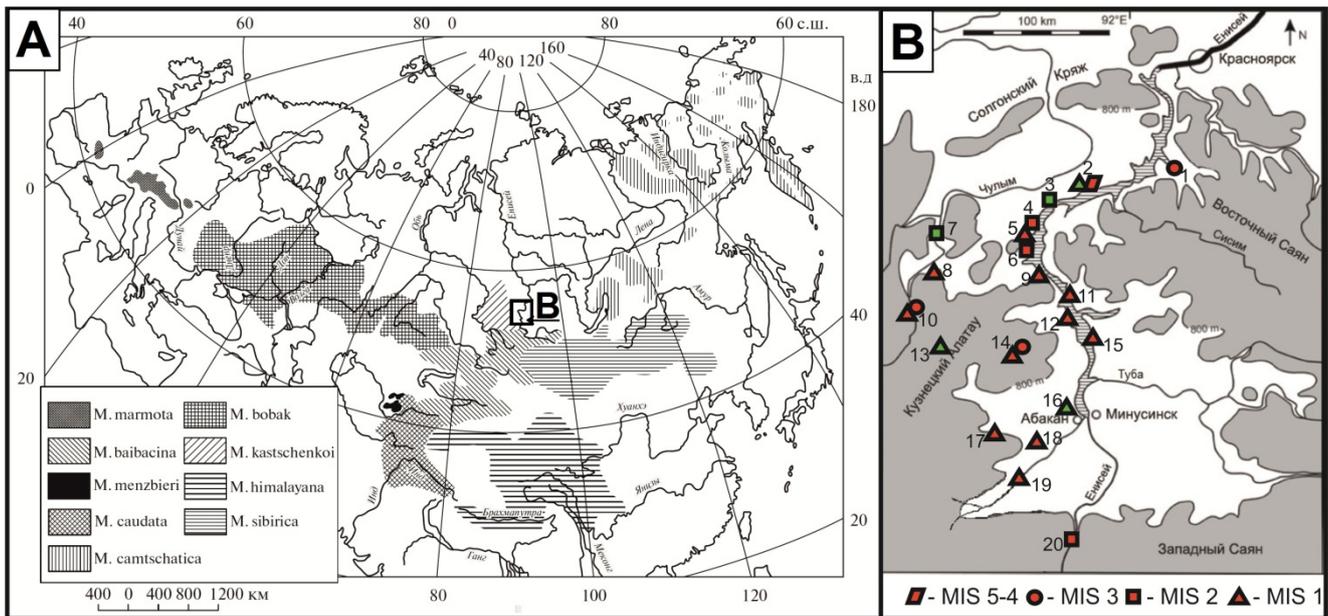
Расположенная на юге Средней Сибири, на северной оконечности Алтае-Саянской складчатой области, Минусинская котловина обладает большим разнообразием ландшафтов. На протяжении плейстоцена это способствовало высокому биоразнообразию млекопитающих. Однако с наступлением голоцена в регионе произошло изменение состава фауны, выразившееся в вымирании существенной части представителей фауны [Маликов, 2015]. Одним из животных, ранее широко распространенных в регионе, но вымерших в голоцене, стал сурок. Ископаемые остатки представителей *Marmota* регулярно встречаются во многих местонахождениях региона (рис. 1, В). Остатки сурков в местонахождениях региона относят к *Marmota* sp. [Оводов, Мартынович, 1992; Оводов, 2009], *M. baibacina* Kastschenko, 1899 [Оводов, 1983; Andrenko et al., 1999; Маликов, 2015] или *M. sibirica* Radde, 1862 [Мотузко и др., 2010]. Таким образом, среди исследователей не сложилось единого мнения относительно того, какой вид сурков обитал в Минусинской котловине на протяжении плейстоцена и голоцена.

Для надежного видового определения сурков необходимы краниальные остатки [Гасилин, Косин-

цев, 2011]. Поскольку в опубликованных работах не указано, какой конкретно материал был определен и не приводится его описание, интерпретация этих остатков в настоящее время невозможна, и можно лишь уверенно говорить о присутствии представителя рода *Marmota* в конкретном местонахождении. В настоящей статье приведено описание новых материалов по ископаемым суркам Минусинской котловины, благодаря которым можно более уверенно идентифицировать другие находки и уточнить историю пребывания рода *Marmota* в регионе.

#### Материал и методы

Ископаемые остатки сурка ( $n = 37$ ) исследованы в музеях следующих учреждений: палеонтологического музея Томского государственного университета (ПМ ТГУ), зоологического музея Хакасского государственного университета (ЗМ ХГУ), Хакасского национального краеведческого музея им. Л.П. Кызласова (ХНКМ), Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Института земной коры СО РАН (без коллекционных номеров). Определение видовой принадлежности остатков сурка производилось на основании особенностей морфологии слезной кости, имеющей большое значение при диагностике представителей *Marmota* [Громов, Ербаева, 1995]. Для сравнения использованы опубликованные данные по *M. bobak* Müller, 1776, *M. baibacina* [Гасилин, Косинцев, 2011; Паршина, 2013] и *M. sibirica* [Erbaeva, 2003]. У автора не было возможности сравнить свои материалы с *M. kastschenkoi* Stroganov et Yudin, 1956, по этой причине данный вид не упоминается в обзоре.



**Рис. 1. Ареалы сурков Евразии**

А – ареал современных *Marmota* [Nicol'skii, Rumiantsev, 2012]; В – местонахождения остатков *Marmota* в Минусинской котловине (зеленым отмечен материал описанный в этой статье): 1 – Дербина 5; 2 – Куртак; 3 – Новоселово аллювиальное, Тарачиха; 4 – Кокорево 2; 5 – Черновая 6, Черновая 8; 6 – Таштык 1; 7 – Кожухово 2; 8 – Кашкулакская пещера; 9 – Афанасьева гора, Карасук 3; 10 – Малая Сяя, грот Проскурякова, грот Тохзаский, пещера Археологическая; 11 – Черемушный Лог 3; 12 – Малые Копены 2; 13 – пещера Мендольская; 14 – грот Двуглазка, Биджинская пещера, Бородинская пещера; 15 – Лебязье; 16 – Черногорск; 17 – пещера Фанатиков, пещера Большая Шорская; 18 – Уйбат, Уйбат 3, Уйбат 5, Уйбат-Чарков; 19 – Большое Кольцо, Тас-Хаза; 20 – Уй 1

**Fig. 1. The areas of Eurasian marmots**

A – The areas of recent *Marmota* [Nicol'skii, Rumiantsev, 2012]; B – *Marmota* remains locality in Minusinsk depression (material from this paper is green marked): 1 – Derbina 5; 2 – Kurtak; 3 – Novoselovo alluvial, Tarachikha; 4 – Kokorevo 2; 5 – Chernovaya 6, Chernovaya 8; 6 – Tashtyk 1; 7 – Kozhuchovo 2; 8 – Kashkulakskaya cave; 9 – Afanas'eva Gora, Karasuk 3; 10 – Malaya Siya, Proskuryakov grotto, Tohzaskij grotto, Arheologicheskaya cave; 11 – Cheryomushnyj Log 3; 12 – Malye Kopyony 2; 13 – Mendolsky cave; 14 – Dvuglazka grotto, Bidzhinskaya cave, Borodinskaya cave; 15 – Lebyazhye; 16 – Chernogorsk; 17 – Fanatikov cave, Bol'shaya Shorskaya cave; 18 – Uibat, Uibat 3, Uibat 5, Uibat-Charkov; 19 – Bol'shoe Kol'co, Tas-Hazaa; 20 – Ui 1

Череп и нижние челюсти измерялись по методике, предложенной В.В. Гасилиным и П.А. Косинцевым [2011], посткраниальные остатки измерены по общепринятой схеме [von den Driessh, 1976]. Измерения производились штангенциркулем с точностью до 0,1 мм. Все датировки приведены в радиоуглеродных годах.

Материал, исследованный автором, происходит из следующих местонахождений:

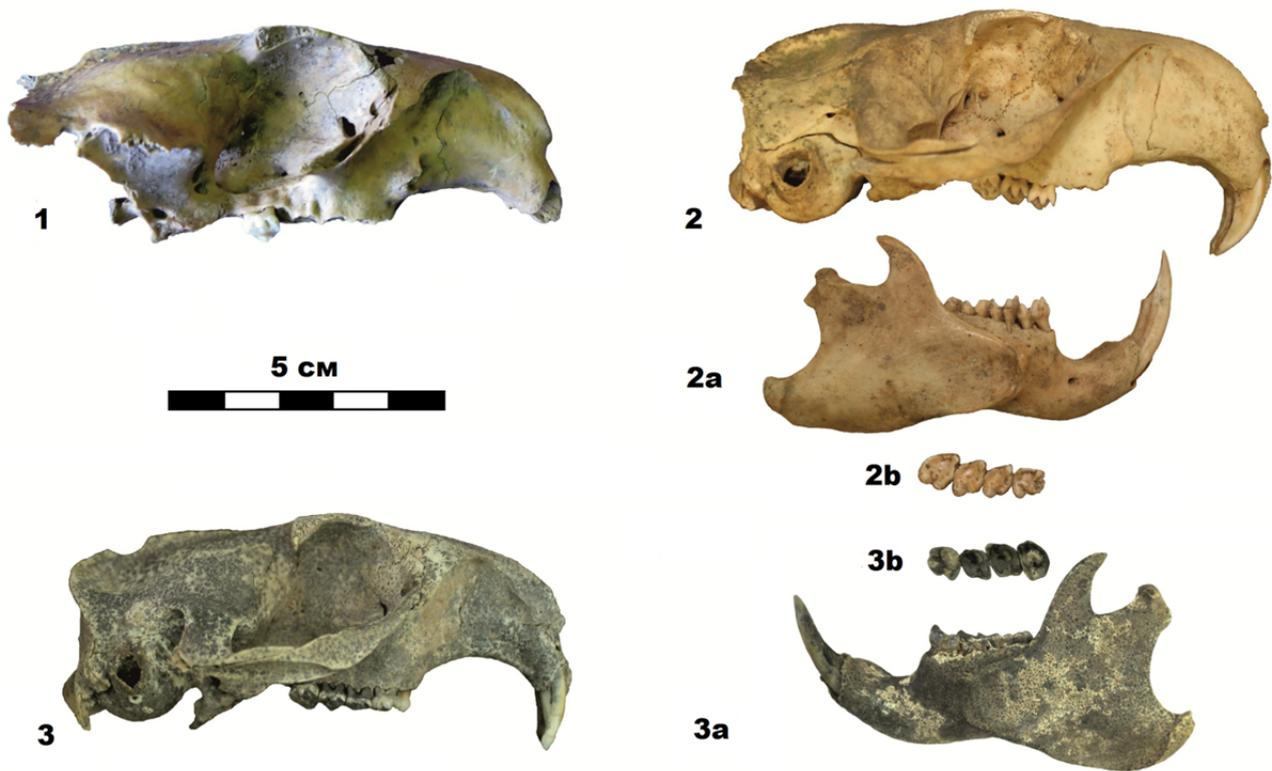
**Новоселово аллювиальное**, левый берег Красноярского водохранилища (55°05' с.ш., 91°00' в.д.). Костные остатки млекопитающих собраны на бечевнике [Маликов, 2015]. Возраст фауны оценивается на основании 14С датировок, полученных по двум костям мамонта 16710±110 л.н. (СОАН-9549) и 20490±170 л.н. (СОАН-9550). Остатки сурка представлены поврежденным черепом (ЗМ ХГУ 6483) и плечевой костью (ЗМ ХГУ 6511).

**Кожухово 2**, правый берег р. Белый Июс (54°54' с.ш., 89°51' в.д.), местонахождение представлено обнажениями I надпойменной террасы р. Белый Июс. Терраса сложена песчано-галечниковым аллювием сар-

танского возраста [Маликов, 2015]. Остатки сурка представлены фрагментом скелета одной особи (череп, левая ветвь нижней челюсти, плечевая и бедренная кости, обе половины таза и два поясничных позвонка) и изолированным поясничным позвонком (ПМ ТГУ 56/39).

**Пещера Мендольская**, верховья р. Сынныг, правого притока р. Белый Июс. Пещера представляет собой типичную пещеру-ловушку (54°09' с.ш., 89°37' в.д.). Основная масса костей найдена в пределах осыпного конуса. Предполагаемый возраст остатков около 1,5 тысяч лет назад или немного моложе [Клементьев и др., 2017]. Остатки сурка представлены черепом, правой ветвью нижней челюсти, правой лопаткой, обеими половинами таза, крестцом, правыми бедренной, берцовой и лучевой костями. Все остатки принадлежат одной особи.

**Черногорск**, разрозненные остатки сурка, единообразной сохранности, из коллекции ХНКМ согласно данным этикетки происходят из окрестностей г. Черногорск, Республика Хакасия, без указания точного места (на карте точка поставлена приблизительно).



**Рис. 2. Черепные остатки ископаемых сурков Минусинской котловины**

1 – череп из местонахождения Новоселово аллювиальное (ЗМ ХГУ 6483); 2 – череп из Мендольской пещеры, 2а – правая нижняя челюсть из Мендольской пещеры, 2b – зубной ряд тот же экземпляр; 3 – Череп из местонахождения Кожухово 2, 3а – Левая нижняя челюсть из Кожухово 2, 3b – зубной ряд тот же экземпляр

**Fig. 2. Cranial remains of the fossil marmots from Minusinsk depression**

1 – the cranium from Novoselovo alluvial (ZM KHSU 6483); 2 – the cranium from Mendolsky cave, 2a – the right mandible from Mendolsky cave, 2b – the teeth of the same sample; 3 – the cranium from Kozhuchovo 2, 2a – the left mandible from Kozhuchovo 2, 3b – the teeth of the same sample

Судя по сохранности костного вещества (снаружи окрашены в светло-коричневые тона, внутри кость желтая) и отсутствию гигроскопичности, можно предполагать небольшой геологический возраст остатков – голоцен либо конец плейстоцена [Маликов, 2015]. Материал представлен: плечевой (ХНКМ 1670/3), бедренной (ХНКМ 1670/1), 2 большими берцовыми костями (ХНКМ 1670/2, 4), 3 фрагментами резца и 2 трубчатых костей (ХНКМ 1670/3, 4, 5, 6, 7), возможно, все кости принадлежат одной особи.

**Куртак**, Куртаковский археологический район, левый берег Красноярского водохранилища р. Енисей (55°07' с.ш., 91°26' в.д.). Остатки сурка собраны на бечевнике в пределах «сухоложского участка» Куртацкого археологического района. Материал представлен альвеолярной частью тела нижней челюсти с зубами (m1 и m2), двумя плечевыми костями (правой и левой), локтевой, двумя бедренными костями (левыми), двумя тазовыми костями (правой и левой) и поясничным позвонком. Костное вещество остатков сурка бежевого и светло-коричневого цвета, практически без следов окрашивания либо с незна-

чительным покрытием марганца. Многие кости выглядят «свежими», как у недавно умершего животного. Все это позволяет предполагать позднеголоценовый возраст остатков.

### Результаты и их обсуждение

Поскольку наиболее важными для видового определения сурков являются краниальные остатки (череп и нижняя челюсть), подробное описание приведено только для этих образцов. Для посткраниальных остатков приводятся размерные характеристики.

Череп из Новоселово и пещеры Мендольской принадлежат относительно молодым, но половозрелым животным. Облитерация швов неполная, многие из них слабо соединены между собой. Зубные ряды полные (P3-M3), сохранившиеся зубы слабо стертые, все бугорки хорошо выражены. Череп из Кожухово, напротив, принадлежал более взрослому животному, черепные швы срослись в значительно большей степени, бугорки на зубах значительно стертые, в некоторых случаях почти до уровня долинок.

Все исследованные черепа имеют однотипное строение. Заглазничные бугры хорошо развиты, вздутие в передневерхнем углу орбиты и открытые надглазничные отверстия слабо развиты. Верхние края глазницы слабо приподняты. Костный бугорок на скуловых костях отсутствует. Слезная кость крупная, прямоугольной формы. Шов между ее задним отделом и орбитальным выростом верхнечелюстной кости отклоняется аборально относительно предкрылового отверстия. Наибольшая высота слезной кости над слезным отверстием немного больше, чем расстояние между слезным и предкрыловым отверстиями. Оба отверстия крупные. Задний край слезной кости на всем ее протяжении образует шов с передним краем орбитальных крыльев верхнечелюстной кости. Орбитальные крылья верхнечелюстных костей круп-

ные, без выроста в переднем отделе. Орбитальный отросток располагается ниже верхнего края слезной кости. Вентральный выступ роstralного отростка слезной кости хорошо развит. Предкрыловое отверстие щелевидное. Для всех трех черепов характерен морфотип «b» строения слезной кости (см. рис. 2). Также все черепа сочетают все четыре морфотипических признака, характерных для серого сурка *Marmota baibacina* [Гасилин, Косинцев, 2011].

По большинству параметров среди исследованных черепов самым крупным является голоценовый череп из пещеры Мендольская. Ископаемые сурки Минусинской котловины заметно крупнее современных степных сурков Зауралья, при чем практически по всем параметрам они превосходят самых крупных самцов (табл. 1).

Таблица 1

Размеры черепа ископаемых и современных сурков, мм

Table 1

Skull measurements of the fossil and recent marmots, mm

Промеры*	Минусинская котловина			<i>M. bobak</i> Зауральский степной округ [Паршина, 2013]		<i>M. sibirica</i> [Erbaeva, 2003]
	Новоселово	Мендольская	Кожухово 2	Самцы	Самки	
1	–	94,2	93,7	90,37±2,45	86,07±3,59	85,0–102,0
2	–	84,2	81,8	–	–	82,0–100,0
3	23,3	23,0	22,8	22,37±0,75	21,45±0,56	22,0–23,2
4	6,0	5,8	6,0	–	–	5,0–6,0
5	6,4	5,3	5,8	–	–	4,8–6,0
6	–	4,0	3,8	–	–	2,5–4,0
7	–	5,0	5,0	–	–	–
8	23,0	24,5	23,3	23,49±0,78	23,18±0,71	–
9	34,0	36,3	35,4	–	–	–
10	18,0	20,2	18,4	–	–	–
11	20,0	21,9	21,4	–	–	–
12	23,0	25,0	25,4	18,93±0,85	17,30±1,05	–
13	26,0	27,0	20,0	–	–	–
14	31,0	31,7	29,8	–	–	–
15	24,0	24,2	25,5	–	–	–
16	17,0	19,0	17,0	–	–	–
17	–	20,9	20,5	–	–	–
18	23,0	24,8	23,0	–	–	–
19	–	25,0	27,2	–	–	–
20	1,8	2,8	2,5	–	–	–
21**	–	62,0	63,2	59,08±1,54	58,07±2,68	–
22**	35,2	35,6	35,3	35,91±0,81	34,70±1,03	–

Примечания:

\* – промеры [Гасилин, Косинцев, 2011]: 1 – кондилобазальная длина, 2 – основная длина, 3 – альвеолярная длина P3-M3, 4 – длина M3, 5 – ширина M3, 6 – ширина I, 7 – поперечник I, 8 – длина диастемы, 9 – косая длина лицевой части черепа, 10 – длина лба от носовых костей до основания надглазничных отростков, 11 – длина роstrума, 12 – ширина основания роstrума, 13 – ширина верхней челюсти между внутренними краями подглазничных отверстий, 14 – ширина в предглазничных буграх, 15 – ширина лба между надглазничными вырезками, 16 – ширина заглазничная, 17 – ширина в мышцелках, 18 – высота лицевого отдела от небной поверхности до носовой кости, 19 – высота затылочной кости от basion, 20 – высота надглазничных отростков над лобной поверхностью.

\*\* – дополнительные промеры: 21 – скуловая ширина, 22 – ширина мозговой полости.

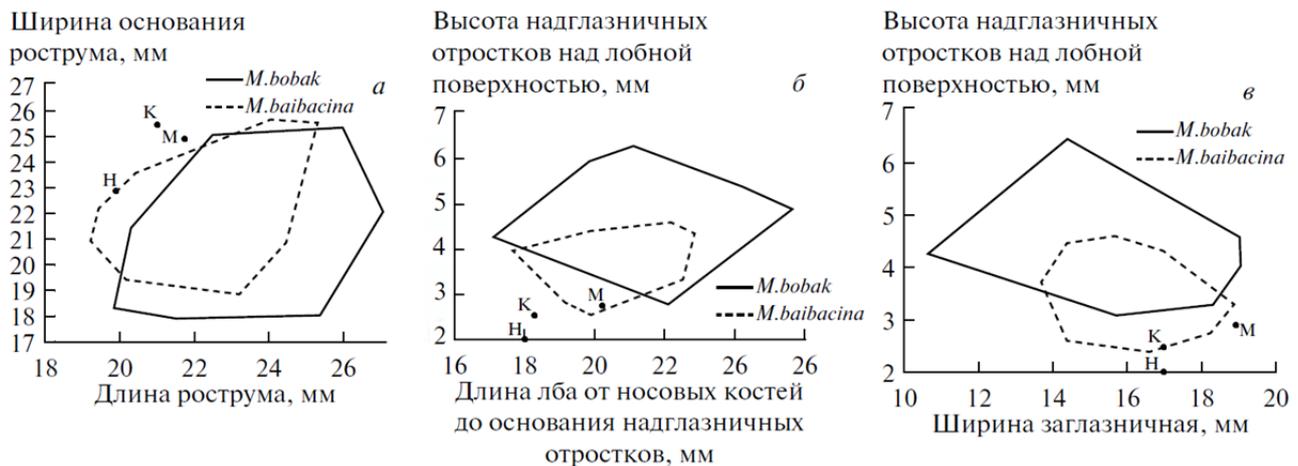
Notes:

\* – measurements [Gasilin, Kosintsev, 2011]: 1 – condylobasal length, 2 – basal length, 3 – alveolar length P3-M3, 4 – length M3, 5 – width M3, 6 – width I, 7 – diameter I, 8 – diastema length, 9 – facial length, 10 – frontal length from nasion to ectorbitale basal, 11 – rostrum length, 12 – rostrum basal width, 13 – upper jaw width between infraorbital foramina, 14 – width in preorbital nuchale, 15 – frontal width between entorbital incisura, 16 – postorbital width, 17 – condylar width, 18 – facial height from palatal to nasion, 19 – cranial height from basion, 20 – supraorbital process height above frontal surface.

\*\* – additional measurements: 21 – zygomatic width, 22 – neurocranium width.

Вынесение описываемых черепов сурков из Минусинской котловины на скаттер-диаграммы метрических признаков черепов *M. bobak* и *M. baibacina* однозначно указывает, что все черепа тяготеют к *M. baibacina* и либо лежат в зоне этого вида, либо слегка выходят за его пределы (рис. 3). Применение дискриминантного анализа (стандартного и пошагового с включением) на основании опубликованных

данных [Гасилин, Косинцев, 2011; Devyashin, Gasilin, 2018] позволяет диагностировать черепа из пещеры Мендольской (99%) и Кожухово 2 (100%) с высокой надежностью как принадлежащие *M. baibacina*. Таким образом, морфология и размеры черепа описанных экземпляров позволяют достаточно уверенно определить их видовую принадлежность как *M. baibacina*.



**Рис. 3. Положение черепов ископаемых сурков Минусинской котловины на скаттер-диаграммах метрических признаков черепов *M. bobak* и *M. baibacina* [по: Гасилин, Косинцев, 2011]**

Череп сурков из Минусинской котловины: К – Кожухово 2; М – Мендольская пещера; Н – Новоселово аллювиальное

**Fig. 3. The localization of the fossil marmots skulls of the Minusinsk depression in the scatter diagrams of metric signs of skulls *M. bobak* and *M. baibacina* [from Gasilin, Kosintsev, 2011]**

Marmots cranium from Minusinsk depression: К – Kozhuchovo 2; М – Mendolsky cave; Н – Novoselovo alluvial

В коллекции представлены две целые ветви нижних челюстей – левая у особи из Кожухово, правая у особи из Мендольской пещеры. Строение нижних челюстей у этих особей различно. Так, у сурка из Кожухово более высокий венечный отросток (см. рис. 2, 3а) с более узким основанием. Вырезка между угловым и сочленовным отростками челюстей так же более крутая и высокая у образца из Кожухово, при этом и сам сочленовный отросток у него крупнее (табл. 2, 20–22). Гребень на конце углового отростка и на ямке с лингвальной стороны углового отростка лучше выражен у особи из Кожухово. При этом экземпляр из Мендольской пещеры имеет относительно большую длину зубного ряда (32,39% от ангулярной длины нижней челюсти), и немного более длинную диастему (21,12%), те же параметры у экземпляра из Кожухово – 28,81 и 20,76% соответственно. Высота и толщина тела нижней челюсти также немного больше у экземпляра из Мендольской пещеры (табл. 2, 15–17). По пределам изменчивости предложенным для видовой диагностики *M. bobak* и *M. baibacina* [Гасилин, Косинцев, 2011], экземпляр из Кожухово тяготеет к байбаку, тогда как сурок из Мендольской пещеры более соответствует серым

суркам (табл. 2, 2, 5–8). При сравнении зубных рядов наибольшие отличия наблюдаются в строении  $m_3$ , которые обусловлены в первую очередь укороченностью этого зуба у экземпляра из Кожухово. Меньшая длина зуба может быть связана с сильной стертостью либо индивидуальными особенностями, тогда как  $r_3$  обеих особей одинакового строения (рис. 2, 2b, 3b). Однако, черепа обеих особей имеют однотипное строение и уверенно диагностируются как принадлежащие *M. baibacina*. Таким образом, вероятно, отмеченные параметры имеют меньшую достоверность при видовой идентификации, чем параметры черепа. Кроме того, возможно, что иная морфология нижней челюсти была обусловлена несколько иным рационом у плейстоценовых сурков, нежели у голоценовых и современных животных. Данный вопрос требует дальнейшего изучения на более представительной ископаемой выборке.

По размеру костей посткраниального скелета исследованные сурки мало отличаются друг от друга (табл. 3, 4), при этом размер костей конечностей не отличается в зависимости от геологического возраста остатков. Так, остатки, относимые к сартанскому

времени (Кожухово 2 и Новоселово), лежат в границах размерной изменчивости голоценовых материалов (Мендольская, Куртак и Черногорск). Морфология одноименных костей скелета из разных местонахождений указывает на их идентичное строение, что позволяет отнести их к одному виду, установленному на основании строения краниальных остатков, как *M. baibacina*.

На основании данных, полученных при изучении краниальных остатков, можно достаточно уверенно утверждать, что весь исследованный материал принадлежит виду *M. baibacina*. По размерам краниальных остатков и костей скелета позднплейстоцено-

вые сурки (Кожухово 2, Новоселово) несколько мельче, голоценовых (Мендольская, Куртак, Черногорск). Однако имеющаяся в нашем распоряжении выборка явно недостаточна, чтобы однозначно утверждать, с чем это связано. Меньшие размеры могут быть обусловлены тем, что плейстоценовые остатки являются самками, тогда как сурок из Мендольской пещеры мог быть самцом. В качестве подтверждения можно отметить, что при меньшем размере черепа сурок из Кожухово 2 имеет более длинные тазовые кости (93,16% длины черепа против 87,04% у Мендольского) с более массивными подвздошными костями (табл. 4).

Таблица 2

Промеры нижних челюстей ископаемых и современных *Marmota*, мм

Table 2

Mandible measurements of the fossil and modern *Marmota*, mm

Промеры*	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
Кожухово 2	70,8	20,4	5,7	5,3	6,3	4,5	6,4	4,2	5,3	14,7	12,0	11,0	45,5	17,2	15,5	17,6	8,8	35,0	16,1	16,6	13,6	9,1	8,1	8,6	24,0
Мендольская	71,0	23,0	5,2	5,1	8,0	6,0	6,8	4,0	5,5	15,0	11,1	11,0	45,0	16,2	18,0	20,0	10,0	29,6	15,0	16,5	13,0	8,3	7,6	9,8	23,0
Куртак																	8,2								
<i>M. bobak</i> **		<21,4			<7,1	<5,3	<5,3	<3,1																	
<i>M. baibacina</i> **		>23,3			>8,0	>6,6	>6,6	4,1>																	
<i>M. sibirica</i> ***		20,0-21,0	4,7-4,8	4,6-4,8		5,3-5,7	5,5-6,0	3,6-4,0																	

Примечания:

\* – промеры [Гасилин, Косинцев, 2011]: 1 – длина ангулярная, 2 – альвеолярная длина р4-м3, 3 – длина р4, 4 – ширина р4, 5 – длина м3 по диагонали, 6 – длина м3 продольная, 7 – ширина м3, 8 – ширина I, 9 – поперечник I, 10 – длина диастемы, 11 – высота резцового отдела на уровне подбородочного отверстия, 12 – наименьшее расстояние между подбородочным отверстием и краем массетерной площадки, 13 – наименьшее расстояние между подбородочным отверстием и краем задней вырезки, 14 – высота челюсти перед р4, 15 – высота тела перед м3 лингвальная, 16 – высота тела за м3, 17 – толщина тела между м2 и м3, 18 – высота челюсти по сочленовному отростку, 19 – ширина основания углового отдела, 20 – ширина основания сочленовного отростка, 21 – длина сочленовного отростка, 22 – ширина головки сочленовного отростка, 23 – ширина шейки сочленовного отростка, 24 – ширина основания венечного отростка, 25 – ширина восходящей ветви.

\*\* – [Гасилин, Косинцев, 2011].

\*\*\* – [Erbaeva, 2003].

Notes:

\* – measurements [Gasilin, Kosintsev, 2011]: 1 – angular length, 2 – alveolar length p4-m3, 3 – length p4, 4 – width p4, 5 – diagonal length m3, 6 – longitudinal length, 7 – width m3, 8 – width I, 9 – diameter I, 10 – diastema length, 11 – height of the mandible at mental foramen, 12 – smallest distance between the foramen mentale and the chin of fossa masseter, 13 – smallest distance between the foramen mentale and the angular process, 14 – height of the mandible before p4, 15 – lingual height of the mandible before m3, 16 – height of the mandible after m3, 17 – width of the mandible between m2 and m3, 18 – oral height of the vertical ramus, 19 – width basal of angular part, 20 – width basal of condyle process, 21 – length of condyle process, 22 – caput mandibulae width, 23 – colum mandibulae width, 24 – width basal of coronoid process, 25 – ramus mandibulae width.

\*\* – [Gasilin, Kosintsev, 2011].

\*\*\* – [Erbaeva, 2003].

Таблица 3

Размеры длинных костей конечностей сурков Минусинской котловины, мм

Table 3

Measurements of the marmots long limb bones of the Minusinsk depression, mm

Промеры	GL	Bp	Dp	LO	SDO	DPA	SD	DD	Bd	BT	Dd
Humerus											
Кожухово 2	78,0	17,5	18,0	–	–	–	7,6	10,5	25,3	15,4	10,3
Новоселово (ЗМ ХГУ 6511)	с75,0	–	–	–	–	–	8,0	9,5	23,3	15,0	10,5
Черногорск (ХНКМ 1670/3)	с75,0	–	–	–	–	–	7,0	7,5	22,5	13,5	10,5
Куртак 1	с75,3	–	–	–	–	–	7,7	10,0	26,2	14,9	10,1
Куртак 2	83,5	21,1	19,5	–	–	–	8,2	8,0	25,0	16,0	11,0
Radius											
Мендольская	с62,0	11,0	7,0				5,4	4,8			

Промеры	GL	Bp	Dp	LO	SDO	DPA	SD	DD	Bd	BT	Dd
Ulna											
Куртак	c85,0			17,0	10,0	9,0	4,0	8,7			
Femur											
Кожухово 2	86,2	22,0	11,2	–	–	–	9,0	7,4	18,6	–	17,0
Мендольская	c79,5	20,3	10,9	–	–	–	9,2	7,1	–	–	–
Черногорск (ХНКМ 1670/1)	c80,0	–	–	–	–	–	9,5	7,0	c15,0	–	17,0
Куртак 1	c85,0	23,7	11,6	–	–	–	9,0	7,0	–	–	–
Куртак 2	c75,0	c23,0	11,0	–	–	–	8,8	6,2	–	–	–
Tibia											
Мендольская	c80,0	–	–	–	–	–	5,5	5,4	11,5	–	10,1
Черногорск (ХНКМ 1670/2)	84,0	18,0	15,0	–	–	–	6,0	8,0	11,5	–	9,0
Черногорск (ХНКМ 1670/4)	c81,0	–	–	–	–	–	6,0	8,0	11,0	–	9,0

Таблица 4

## Размеры лопатки и тазовых костей сурков Минусинской котловины, мм

Table 4

## Measurements of the scapula and pelvis of the Minusinsk depression, mm

Промеры	Кожухово 2		Мендольская		Куртак	
Scapula						
Сторона	–	–	–	dex	–	–
HS	–	–	–	63,8	–	–
DHA	–	–	–	65,6	–	–
Ld	–	–	–	42,0	–	–
SLC	–	–	–	21,0	–	–
GLP	–	–	–	16,0	–	–
LG	–	–	–	15,0	–	–
BG	–	–	–	9,4	–	–
Pelvis						
Сторона	sin	dex	sin	dex	sin	dex
LAR	12,6	12,6	12,8	12,4	12,5	13,0
H	12,9	13,0	12,0	12,0	12,2	11,0
GL	87,3	87,0	81,1	82,0	–	–
LS	~26,0	–	–	–	–	–
Lfo	29,1	–	–	–	–	–
SB	9,0	9,5	5,8	6,0	6,8	–
SH	7,4	7,5	7,0	7,5	9,6	11,0

### Пространственно-временное распространение сурка в регионе

На протяжении плейстоцена сурки были обильны в Минусинской котловине, их ископаемые остатки отмечены во многих местонахождениях региона (рис. 1, B). Наиболее древние остатки *Marmota* sp. на территории Минусинской котловины обнаружены в отложениях конца среднего плейстоцена (тазовский горизонт – MIS 6) на Усть-Ижувском участке Куртаковского археологического района [Лаухин и др., 1999].

Остатки сурка, которые можно датировать каргинским (MIS 3) временем, отмечены в местонахождениях [Оводов, 1983; Оводов, Мартынович, 1992; Оводов, 2009; Мотузко и др., 2010]: гроты Проскурякова (возраст фауны 40 595–40 770 л.н.), Двуглазка (возрастной интервал от 28 600 до 26 580 л.н.), Тохзасский, палеолитической стоянке Малая Сья (29–34 тыс. л.н.), палеолитическая стоянка Дербина 5 (29 230–32 430 л.н.), пещера Большая Шорская (плейстоцен).

К сартанскому времени (MIS 2) относится наибольшее количество плейстоценовых находок сурков. Его остатки встречены по всему региону на палеолитических стоянках [Васильев, 1996; Абрамова и др., 1991]: Таштык 1 (12 180–12 880 л.н.), Тарачиха (18 930–19 850 л.н.), Уй 1 (16 760–22 830 л.н.), Кокорево 2 (~20–21 тыс. л.н.). В пещерных комплексах [Оводов, Мартынович, 1992; Оводов, 2009]: грот Двуглазка (17 420±330 л.н.), и в аллювиальных местонахождениях: Новоселово аллювиальное (16710–20490 л.н.), Кожухово 2.

В отличие от многих видов плейстоценовой фауны, при переходе от плейстоцена к голоцену сурки не вымерли в Минусинской котловине. В позднем голоцене довольно многочисленные остатки (преимущественно резцы, используемые для украшения) обнаружены в могильниках Афанасьевской (III–II тыс. до н.э.) и Окуневской (II тыс. до н.э.) культур [Вадецкая, 2012; Вадецкая и др., 2014; Лазаретов, Поляков, 2018]: Афанасьева гора, Большое кольцо, Карасук III, Лебяжье, Малые Копены II, Тас-Хаза, Уйбат, Уйбат III, Уйбат V, Уйбат-Чарков, Черемуш-

ный Лог III, Черновая VI, Черновая VIII. Также остатки сурка отмечены в голоценовых отложениях пещер [Оводов, 1983; Оводов, 2009; Клементьев и др., 2017]: грот Проскурякова, пещеры Археологическая, Биджинская, Бородинская, Кашкулакская, Фанатиков, Мендольская. Возраст фауны из пещеры Мендольская оценивается в 1500 л.н. [Клементьев и др., 2017]. Близкий возраст дали 14С датировки углей из кострищ в Археологической (1395±55 л.н.) и Кашкулакской (2210±100 л.н.) пещерах [Оводов, 2009]. Это позволяет относительно уверенно говорить, что сурок сохранялся в Минусинской котловине как минимум до середины первого тысячелетия нашей эры.

К настоящему времени представители рода *Marmota* полностью исчезли с территории Минусинской котловины. Ближайшие постоянные места обитания сурков располагаются на юго-востоке Западно-Сибирской равнины, на Алтае и в Туве [Тараненко, 2011; Nikol'skii, Rumiantsev, 2012]. Точное время и причины исчезновения сурков в Минусинской котловине пока не известны.

### Заключение

Изучение новых материалов по ископаемым остаткам *Marmota* с территории Минусинской котловины позволило, уверенно идентифицировать их как принадлежащие одному виду *M. baibacina*. Имеющиеся материалы показали однородность в строении и размерах скелета сурков на протяжении

позднего плейстоцена и голоцена. Наиболее молодые остатки *Marmota* происходят из пещерных местонахождений в западной части региона, имеющих возраст около 1500–2000 л.н. Таким образом, можно достаточно уверенно утверждать, что со второй половины позднего плейстоцена и до позднего голоцена в пределах Минусинской котловины, непрерывно присутствовала популяция Алтайского сурка *M. baibacina*. Не имея возможности сравнить наш материал с ранее опубликованным, мы не исключаем, что помимо серого сурка в регионе могли обитать и другие представители рода *Marmota*. Для окончательного ответа на вопрос, сколько видов сурков обитало в Минусинской котловине и по какой причине они здесь вымерли, необходимы ревизия имеющихся материалов, а также новые находки из различных частей региона.

*Автор благодарен А.М. Клементьеву за возможность обработать материалы из пещеры Мендольская и местонахождения Куртак, М.М. Девяшину за помощь в проведении и интерпретации данных дискриминантного анализа. Автор благодарит рецензента за ценные замечания к статье. Так же автор выражает благодарность сотрудникам ЗМ ХГУ, ПМ ТГУ и ХНКМ, за возможность работы с коллекциями. Изучение фауны и радиоуглеродное датирование выполнены при поддержке проекта РФФИ № 18-35-00118. Обобщение данных проведено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.*

### ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова З.А., Астахов С.Н., Васильев С.А., Ермолова Н.М., Лисицын Н.Ф. Палеолит Енисея. Л. : Наука, 1991. 158 с.
- Вадецкая Э.Б. Культ диких животных в похоронной практике и мировоззрении племен Окуневской культуры // Культуры степной Евразии и их взаимодействие с древними цивилизациями. СПб. : ИИМК РАН; Периферия, 2012. Кн. 2. С. 208–220.
- Вадецкая Э.Б., Поляков А.В., Степанова Н.Ф. Свод памятников афанасьевской культуры / под ред. В.И. Молодина. Барнаул : Азбука, 2014. 380 с.
- Васильев С.А. Поздний палеолит Верхнего Енисея (по материалам многослойных стоянок района Майны). СПб. : Центр «Петербургское Востоковедение», 1996. 224 с.
- Гасилин В.В., Косинцев П.А. Видовая диагностика степного (*Marmota bobak*) и серого (*Marmota baibacina*) сурков по краниологическим признакам // Зоологический журнал. 2011. Т. 90, № 12. С. 1509–1521.
- Громов И.М., Ербаева М.А. Млекопитающие фауны России и сопредельных территорий. Зайцеобразные и грызуны. СПб., 1995. 522 с.
- Клементьев А.М., Могилат С.А., Сухачев В.В. Материалы по субфоссильной фауне из пещер Хакасии // Научное обозрение Саяно-Алтая. 2017. № 1 (17). С. 93–99.
- Лазаретов И.П., Поляков А.В. Исследования могильника Уйбат-Чарков и новые данные о раннем этапе Окуневской культуры // Теория и практика археологических исследований. 2018. № 3 (23). С. 41–69.
- Лаухин С.А., Акимова Е.В., Оводов Н.Д., Дроздов Н.И., Стасюк И.В., Томилова Е.А. Геологическая обстановка среднелепистоценовой палеолитической стоянки Усть-Ижуйль 1 (юг Средней Сибири) // Вестник археологии, антропологии и этнографии. 1999. Вып. 2. С. 105–114.
- Маликов Д.Г. Крупные млекопитающие среднего-позднего неоплейстоцена Минусинской котловины, стратиграфическое значение и палеозоогеография : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 2015. 227 с.
- Мотузко А.Н., Васильев С.Ю., Васьков А.А., Еленский Ю.Н., Кравченко Е.Н., Орешников И.А. Мамонт и мамонтовая фауна позднего плейстоцена северных районов Минусинской котловины // Материалы VI Международной мамонтовой конференции. Якутск, 2010. С. 139–149.
- Оводов Н.Д. Изменение северо-восточной границы ареала серого сурка в позднем антропогене // Грызуны : материалы IV Всесоюз. совещ. Л. : Наука, 1983. С. 26–28.
- Оводов Н.Д. Древние звери Хакасии // Астроархеология – естественно-научный инструмент познания протонаук и астральных религий жречества древних культур Хакасии. Красноярск, 2009. С. 189–199.
- Оводов Н.Д., Мартынович Н.В. Новые данные по млекопитающим и птицам грота Двуглазка в Хакасии // Проблемы археологии, этнографии, истории и краеведения приенисейского края. Красноярск, 1992. С. 78–83.

**Паршина Т.Ю.** Морфоэкологические особенности строения черепа наземных беличьих (степной сурок – *Marmota bobak* Muller, 1776), обитающих в условиях Южного Приуралья // Известия Оренбургского государственного аграрного университета. 2013. № 6 (44). С. 224–226.

**Тараненко Д.Е.** Пространственные взаимоотношения двух видов сурков: *Marmota kastschenkoi* и *Marmota baibacina* (Rodentia, Sciuridae) // Журнал Сибирского федерального университета. Сер. Биология. 2011. Т. 4, № 3. С. 220–228.

**Andrenko O.V., Ovodov N.D., Zazhigin V.S., Chekha V.P.** Quaternary rodents of the NE part of the Altai-Sayan Mountain region // Quaternary of Siberia. Prague, 1999. P. 117–118.

**Erbaeva M.A.** History, evolutionary development and systematics of marmots (Rodentia, Sciuridae) in Transbaikalia // Russian Journal of Theriology. 2003. № 2 (1). P. 33–42.

**Devyashin M.M., Gasilin V.V.** Past distribution of the Marmots in the South-East of Western Siberia // Proceedings of the 7th international conference on the genus *Marmota* "Marmots of the Old and New World". 2018. Ulaanbaatar Mongolia. Narud Design LLC. P. 166–176.

**Nikol'skii A.A., Rumiantsev V.Y.** Center of species diversity of Eurasian marmots (*Marmota*, Rodentia) in an epi-platformal orogeny area // Doklady Biological Sciences. 2012. V. 445. № 1. P. 261–264.

**Von den Driesch A.** A guide to the measurements of animals bones from archaeological sites // Peabody Mus. Bull. 1976. № 1. 136 p.

#### Авторы:

**Маликов Дмитрий Геннадьевич**, кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия. E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru

*Geosphere Research*, 2019, 1, 54–63. DOI: 10.17223/25421379/10/4

**D.G. Malikov**

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

### NEW FOSSIL MARMOT MATERIALS FROM MINUSINSK DEPRESSION AND ITS DISTRIBUTION IN THE REGION (SOUTHERN SIBERIA)

The high variety of the landscapes on the territory of the Minusinsk depression in the Late Pleistocene contributed to the high mammals biodiversity. The change of the Pleistocene fauna to recent fauna occurred due to the extinction of a significant part species in region. A Groundhog became one of these animals. The fossil remains of *Marmota* Blumenbach, 1779 are regularly found in many locations in the region. The Groundhogs remains at the localities of region are identify is *Marmota* sp., *Marmota baibacina* Kastschenko, 1899 or *Marmota sibirica* Radde, 1862. There was no consensus among researchers regarding what kind of marmots species lived in the Minusinsk depression during the Pleistocene and Holocene. The reliable species identification of fossils is only possible from the cranial remains. Fragments of two individuals skeletons, as well as some other materials on fossil marmots from the territory of Minusinsk depression are described in this work. Three skulls, two lower jaws and numerous postcranial remains are present in the collection. Morphotype "b" of the position of the lacrimal bone structure characteristic of the all skulls. The study of *Marmota* fossil remains of enabled, be sure to identify them as belonging to the same species *Marmota baibacina*. Available materials showed homogeneity in the structure and size of the marmot skeleton during the Late Pleistocene and Holocene. The Holocene marmot remains are somewhat larger than the Late Pleistocene marmot. Probably the larger size of the Holocene marmots may be associated with sexual variability. Numerous of the marmots remnants are excavated in many localities of Karga, Sartan and Holocene. The youngest of *Marmota* remains was come from caves in the western part of the region. These caves have an age of about 1500-2000 years BP. Thus, one can confidently assert that the population of the Altai marmot *Marmota baibacina* is continuously lived within the Minusinsk depression from the second half of the Late Pleistocene to the Late Holocene. We are not able to compare our material with previously published by other researchers. Therefore, we do not exclude that in addition to the gray marmot, other representatives of the *Marmota* genus could inhabit in the region. Revision of existing materials, as well as new finds remnants of marmot from different parts of the region are needed for a definitive answer to the question of how many marmots species are lived in Minusinsk depression and for whatever reason they are extinct in region.

**Keywords:** fossil marmot, *Marmota baibacina*, Late Pleistocene and Holocene, Yenisei river, Minusinsk depression, the Republic of Khakassia.

#### References

Abramova Z.A. Astahov S.N., Vasil'ev S.A., Ermolova N.M., Lisicyan N.F. *Paleolit Eniseya* [Paleolithic of Yenisei]. Leningrad: Nauka, 1991. 158 p. In Russian

Vadeckaya E.B. *Kul't dikih zhivotnyh v pohoronnoj praktike i mirovozzrenii plemen Okunevskoj kul'tury* [Cult of wild animals in the funerary practice and ideology of the Okunevo culture tribes] // *Kul'tury stepnoj Evrazii i ih vzaimodejstvie s drevnimi civilizacijami*. SPb: IIMK RAN, «Periferiya». 2012. Vol. 2. pp. 208–220. In Russian

Vadeckaya E.B., Polyakov A.V., Stepanova N.F. *Svod pamyatnikov afanas'evskoj kul'tury* [Corpus of monuments of the Afanasyevo culture]. Barnaul: Azbuka, 2014. 308 p. In Russian

Vasil'ev S.A. *Pozdnij paleolit Verhnego Eniseya (po materialam mnogoslujnyh stoyanok rajona Majny)* [Late Paleolithic of the Upper Yenisei (as represented by multicomponent sites near the Maina village)]. St. Petersburg, Tsentr Peterburgskoe vostokovedenie Publ., 1996, 224 p. In Russian

Gasilin V.V., Kosintsev P.A., 2011. *Vidovaya diagnostika stepnogo (Marmota bobak) i serogo (Marmota baibacina) surkov po kraniologicheskim priznakam* [Species identification of steppe marmot (*Marmota bobak*) and gray marmot (*Marmota baibacina*) according to craniological feature] // *Zoologicheskij zhurnal*. Vol. 90. № 12. pp. 1509–1521. In Russian

- Gromov I.M., Erbaeva M.A. *Mlekopitajushie fauny Rossii i sopredel'nyh territorij. Zajceobraznye i gryzuny* [The Mammals of Russia and Adjacent Territories. Lagomorphs and Rodents]. SPb., 1995. 522 p. In Russian
- Klementyev A.M., Mogilat S.A., Sukhachyov V.V. *Materialy po subfossil'noj faune iz peshcher Hakasii* [Materials on subfossil fauna from caves of Khakassia] // Nauchnoe obozrenie Sayano-Altaya. 2017. №1(17). P. 93–99. In Russian
- Lazaretov I.P., Polyakov A.V. *Issledovaniya mogil'nika Ujbat-Charkov i novye dannye o rannem etape Okunevskoj kul'tury* [Investigations of the Uibat Charkov burial ground and new data on the early stage of the Ocunevskaya culture development] // Teoriya i praktika arkhologicheskikh issledovaniy. 2018. № 3 (23). P. 41–69. In Russian
- Laukhin S.A., Akimova E.V., Ovodov N.D., Drozdov N.I., Stasyuk I.V., Tomilova E.A. *Geologicheskaya obstanovka sredneplejstocеновой paleoliticheskoy stoyanki Ust'-Izhul' 1 (yug Srednej Sibiri)* [Geological Situation of the Paleolithic Middle Pleistocene Camp Site of Ust-Izhul 1 (South of Middle Siberia)] // Vestnik arheologii, antropologii i etnografii. 1999. V. 2. pp. 105–114. In Russian
- Malikov D.G. *Krupnye mlekopitayushchie srednego-pozdnego neoplejstocena Minusinskoj kotloviny, stratigraficheskoe znachenie i paleozoogeografiya* [Large mammals of Mid-Late Neopleistocene from Minusinsk depression, stratigraphic value and paleozoogeography]. Dissertation of candidate of Geological and Mineralogical Sciences. Tomsk, 2015. 227 p. In Russian
- Motuzko A.N., Vasiliev S.Yu., Vashkov A.A., Elenskiy Yu.N., Kravchenko E.N., Oreshnikov I.A. *Mamont i mamontovaya fauna pozdnego plejstocena severnyh rajonov Minusinskoj kotloviny* [The mammoth and mammoth fauna of late Pleistocene from Northern areas of the Minusinskaya hollow] // Materialy VI Mezhdunarodnoj mamontovoj konferencii. Jakutsk. 2010. 139–149. In Russian
- Ovodov N.D. *Izmenenie severo-vostochnoj granicy areala serogo surka v pozdnem antropogene* [Changes of northern-east area boundary of the middle marmot in the Late Anthropogene] // Gryzuny. Materialy IV Vsesoyuznogo soveshchaniya. Leningrad. Nauka. 1983. pp. 26–28. In Russian
- Ovodov N.D. *Drevnie zveri Hakasii* [Ancient beasts of Khakassia] // Astroarheologiya – estestvenno-nauchnyj instrument poznaniya protonauk i astral'nyh religij zhrechestva drevnih kul'tur Hakasii. Krasnoyarsk. 2009. 189–199. In Russian
- Ovodov N.D., Martynovich N.V. *Novye dannye po mlekopitayushchim i pticam grota Dvuglazka v Hakasii* [New data on mammals and birds from Dvuglazka grotto in Khakassia] // Problemy arheologii, etnografii, istorii i kraevedeniya prienisejskogo kraja. Krasnoyarsk. 1992. pp. 78–83 In Russian
- Parshina T.Yu. *Morfoekologicheskie osobennosti stroeniya cherepa nazemnyh belich'ih (stepnoj surok – Marmota bobak Muller, 1776), obitayushchih v usloviyah Yuzhnogo Priural'ya* [Morphoecological peculiarities of the cranium structure in terrestrial squirrels (steppe marmot – *Marmota bobak* Müller, 1776) inhabiting the South Priuralye] // Izvestiya Orenburgskogo gosudarstvennogo agrarnogo universiteta. 2013. № 6 (44). pp. 224–226. In Russian
- Taranenko D.E. *Prostranstvennyye vzaimootnosheniya dvuh vidov surkov: Marmota kastschenkoi i Marmota baibacina (Rodentia, Sciuridae)* [The Spatial Relationship of Two Species of Marmots: *Marmota kastschenkoi* and *Marmota baibacina* (Rodentia, Sciuridae)] // Zhurnal Sibirskogo federal'nogo universiteta. Seriya: Biologiya. 2011. V. 4. № 3. pp. 220–228. In Russian
- Andrenko O.V., Ovodov N.D., Zazhigin V.S., Chekha V.P. *Quaternary rodents of the NE part of the Altai-Sayan Mountain region // Quaternary of Siberia*. Prague, 1999. pp.117–118.
- Erbaeva M.A. *History, evolutionary development and systematics of marmots (Rodentia, Sciuridae) in Transbaikalia* // Russian Journal of Theriology. 2003. 2(1). pp. 33–42.
- Devyashin M.M., Gasilin V.V. *Past distribution of the Marmots in the South-East of Western Siberia* // Proceedings of the 7th international conference on the genus *Marmota* “Marmots of the Old and New World”. 2018. Ulaanbaatar Mongolia. Narud Design LLC. pp. 166–176.
- Nikol'skii A.A., Rumiantsev V.Y. *Center of species diversity of Eurasian marmots (Marmota, Rodentia) in an epi-platfomal orogeny area* // Doklady Biological Sciences. 2012. V. 445. № 1. pp. 261–264.
- Von den Driesch A. *A guide to the measurements of animals bones from archaeological sites* // Peabody Mus. Bull., 1976. N 1. 136 p.

**Author's:**

**Malikov Dmitriy Gen.**, Cand. Sci.(Geol.-Miner), Research Associate, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, SB RAS, Novosibirsk, Russia. E-mail: dgmalikov@igm.nsc.ru

УДК 562.551.763(571.1)

## БИОСТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕГО МЕЛА ПО ФОРАМИНИФЕРАМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (СЕВЕРНЫЙ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ РАЙОН)

В.М. Подобина

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия



На основании исследования фораминифер, установления их родственных связей на протяжении апта, альба, сеномана и турона выделен средний мел меловой системы. Впервые комплексы фораминифер обнаружены в морских отложениях викуловского, ханты-мансийского, уватского и кузнецовского горизонтов в пределах северного палеобиогеографического района Западносибирской провинции.

**Ключевые слова:** фораминиферы, биостратиграфия, средний мел, Западная Сибирь.

### Введение

Статья посвящена установлению в разрезе меловой системы нового – среднего отдела между нижележащими отложениями неокома и вышерасположенным сеноном. В этот отдел включены четыре яруса (апт, альб, сеноман, турон), два из которых – апт и альб – из нижнего мела и сеноман, турон отделены из нижней части верхнего мела. Основой для выделения среднего мела в северном палеобиогеографическом районе Западносибирской провинции послужили впервые обнаруженные фораминиферы, сходные по систематическому составу между собой на протяжении всех четырех веков среднемеловой эпохи.

Аптские комплексы автором установлены и исследованы здесь впервые. Они обнаружены в разрезах скважин Южно-Русской и в ряде площадей п-ва Ямал. Предварительно южная граница распространения аптской бореальной трансгрессии проведена по широте Южно-Русской площади. Альбские комплексы фораминифер впервые обнаружены в Зауралье, где морской бассейн, образованный бореальной трансгрессией, был относительно более глубоким в течение почти всего века. З.И. Булатова [Булатова, 1976] в Зауралье детально изучила систематический состав четырех различных комплексов фораминифер трех подъярусов альба. Южная граница альбской трансгрессии, по данным В.М. Подобиной, в северном районе соответствует широтному течению р. Оби, где в 10 разрезах скважин Самотлорской площади впервые обнаружены средне- и позднеальбские комплексы фораминифер [Подобина, 2013б, 2017б, 2018а; Podobina, 2015]. Четыре альбских комплекса фораминифер (1 – нижний, 2 – средний и 2 – позднеальбские) удалось исследовать северо-восточнее, в разрезах скважин Южно-Русской площади. Видимо только до широты этой площади достигла раннеальбская трансгрессия в отличие от средне- и позднеальбских, распространившихся до Самотлора. В разрезах скважин ряда площадей п-ва Ямал (площади: Мальгинская, Западно-Тамбейская, Северо-Тамбей-

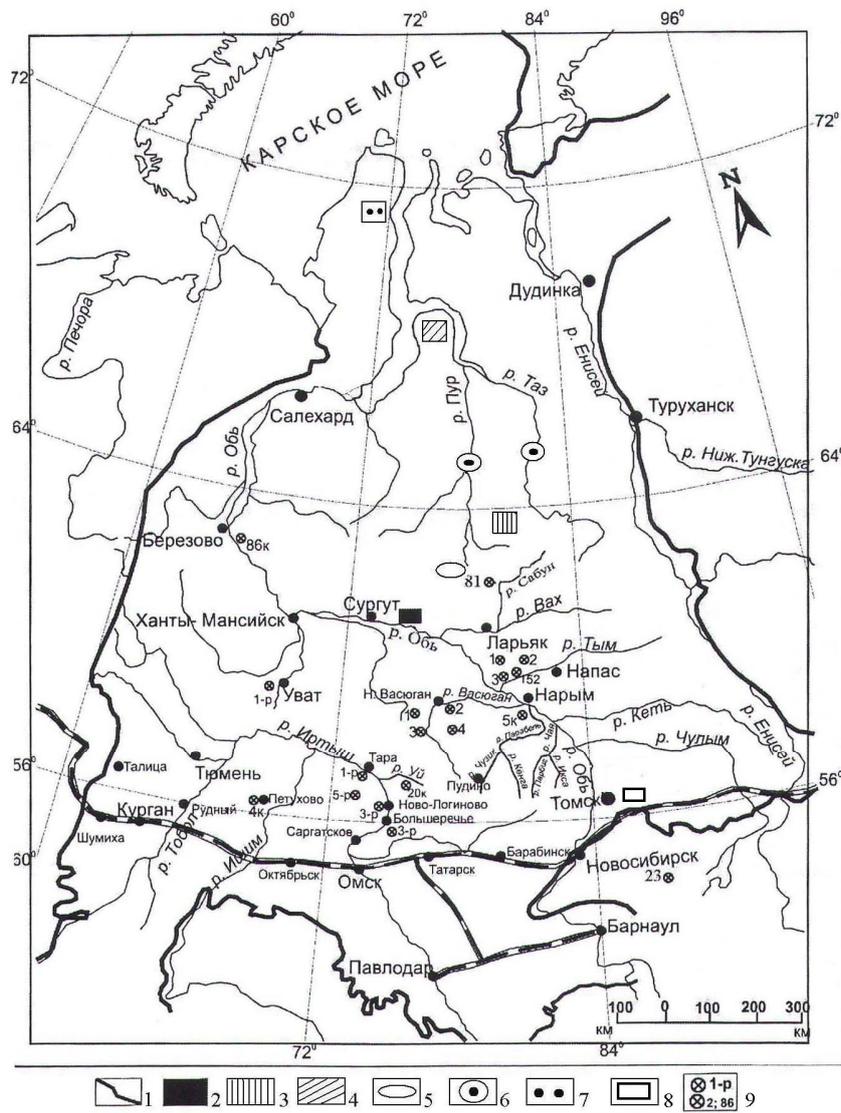
ская, Тасийская и др.) известны альбские комплексы фораминифер, которые исследованы автором с уточнением видов-индексов для каждого из подъярусов, с описанием наиболее характерных таксонов. Сеноманские морские фации с комплексами фораминифер впервые были обнаружены автором настоящей публикации в северном районе в разрезах скважин Пурпейской и Тазовской площадей [Подобина, Таначева, 1967]. При изучении разрезов Ван-Еганской площади автором в морских фациях обнаружены два поздне-сеноманских комплекса фораминифер с уточнением видов-индексов [Подобина, 2012а, 2012б]. В этом же районе условно ранне- и среднесеноманские фораминиферы автором найдены единичными экземплярами в нижних и средних слоях уватского горизонта, на основании которых предполагается продвижение сеноманской бореальной трансгрессии с начала этого века. Поэтому южная граница распространения сеноманской трансгрессии проведена по широте расположения Ван-Еганской площади (рис. 1). Единичные фораминиферы семейств *Narphragmoididae* и *Trochamminidae* известны по всему разрезу уватского горизонта в сеномане Зауралья [Булатова и др., 1957]. На юго-востоке (шестой палеобиогеографический район; предыдущие: западный, центральный, северный, восточный, южный [Подобина, 1995]) автором обнаружены морские фации сеномана, включающие характерные виды этого времени. Сведения по распространению сеноманских фораминифер на юго-востоке Западносибирской провинции позволили сделать вывод о Приенисейском заливе сеноманской трансгрессии, так как в прилегающих центральном и южном районах распространены континентальные фации [Подобина, 2013а, 2016].

Туронский ярус, отложения которого соответствуют кузнецовскому горизонту, характеризуется, по В.М. Подобиной, повсеместным распространением морских фаций с двумя комплексами фораминифер: *Gaudryinopsis filiformis* (нижний) и *Pseudoclavulina hastata* (верхний). В мелководных фациях окраинных районов наряду с преобладающими аг-

глютинированными кварцево-кремнистыми фораминиферами появляются единичные характерные секрещионно-известковые формы. Совместно с ними выделены локально распространенные комплексы на востоке, такие как *Neobulimina albertensis* и *Cibicides westsibiricus*. Туронские комплексы и биостратиграфия этого яруса известны по многим работам В.М. Подобиной, из которых крупные сводки опубликованы в 1966, 1975, 1989, 2000, 2009 гг. и в многочисленных статьях, а также в статьях [2012в, 2018а]. В последние годы в северном районе автором исследованы туронские комплексы фораминифер в разрезах скважин Ван-Еганской, Южно-Русской, Парусовой и в ряде скважин площадей п-ва Ямал (рис. 1).

Необходимо отметить, что более полно представлены раннетуронские комплексы фораминифер, так как нижняя часть кузнецовской свиты в большинстве разрезов опробована образцами на микропалеонтологический анализ. Позднетуронские комплексы фораминифер изучены в северном районе ограниченно, в основном в разрезах скважин Ван-Еганской, Парусовой и ряда некоторых площадей п-ва Ямал.

В среднем мелу по всем ярусам (апт, альб, сеноман, турон) отмечается распространение двустворок рода *Inoceramus* (*I. anglicus*, *I. pictus*, *I. labiatus*, *I. lamarcki*, *I. costellatus* и др.). Другие роды моллюсков являются характерными только для отдельных ярусов этого отдела.



**Рис. 1. Схема расположения исследованных площадей и разрезов скважин Западной Сибири**

1 – граница Западно-Сибирской равнины; 2 – Самоотлорская площадь; 3 – Южно-Русская площадь; 4 – Парусовая площадь; 5 – Ван-Еганская площадь; 6 – Тазовская и Пурпейская площади; 7 – площади п-ва Ямал; 8 – площадь возле г. Северск; 9 – скважины разной глубины

**Fig. 1. The layout of the investigated areas and sections of wells in Western Siberia**

1 – border of the West Siberian Plain; 2 – Samotlorskaya area; 3 – Yuzhno-Russkaya area; 4 – Parusovaya area; 5 – Van-Eganskaya area; 6 – Tazovskaya and Purpeyskaya area; 7 – area of the Yamal Peninsula; 8 – area near the Seversk city; 9 – wells of different depths

Фораминиферы всех четырех ярусов между собой имеют родственные связи на родовом и видовом уровнях, отличаясь своим систематическим составом от нижележащих неокомских и вышерасположенных сенонских комплексов этих организмов.

Вмещающие породы – викуловский, ханты-мансийский, уватский горизонты по сходству литологии объединены в покурскую серию осадков. Кузнецовские темно-серые глины, или аргиллиты, имеют сходство с породами верхних слоев уватского горизонта и поэтому автором присоединены к нижележащим отложениям.

### Материал и методы исследования

Написание этой статьи основывается на получении нового (около 700 образцов керн) фактического материала, полученного из пробуренных скважин на ряде площадей северного палеобиогеографического района Западносибирской провинции. Первые из исследуемых были 120 образцов, присланных на анализ из 10 разрезов скважин (скв. 1, 2, 4, 168, 650, 734, 177, 19975, 21119, 38027) Самотлорской площади. Благодаря этим образцам, включающим обильные раковины фораминифер, впервые в северном районе установлены морские фации ханты-мансийского горизонта. Однако обнаруженные комплексы фораминифер оказались характерными только для среднего и верхнего альба. Видимо, до территории широтного течения р. Оби альбская бореальная трансгрессия достигла только в середине этого века.

При исследовании 70 образцов керн из четырех разрезов скважин Южно-Русской площади (скв. 52, 53, 54, 55), также включающих альбские фораминиферы, удалось установить, что на широте этой площади обнаружены комплексы фораминифер трех подъярусов альба. Причем в верхнем альбе были установлены два комплекса. Верхний из них – *Miliammina ischnia* – обнаружен в самых верхних слоях ханты-мансийского горизонта. Далее были изучены около 250 образцов из разрезов скважин площадей на п-ве Ямал: Малыгинской скв. 50, 51, 53, Западно-Тамбейской 42, 45, 124, Северо-Тамбейской скв. 203, 205, Тасийской скв. 159, 161, в результате изучения которых также установлены в северном районе комплексы альбских, в основном, среднеальбских отложений. Параллельно впервые в указанных разрезах скважин почти в двух сотнях полученных образцов обнаружены аптские комплексы фораминифер [Подобина, 2017а] и последние данные. Вмещающие отложения викуловского горизонта состоят в большей степени из переслаивающихся темно-серых, серых и светло-серых аргеллито-алеврито-песчаных пород. Однако эти породы, судя по находкам фораминифер и остракод, представляют собой морские фации, отра-

жая наступление бореальной трансгрессии уже с начала апта. Южная граница их распространения проводится по широте Южно-Русской площади (верховья рек Пур и Таз) (см. рис. 1).

Сеноманские комплексы фораминифер обнаружены при исследовании более 150 образцов керн из разрезов 7 скважин (скв. 163, 169, 1002, 2010, 2031, 2050, 3618) Ван-Еганской площади, расположенной северо-восточнее от Самотлора.

Севернее сеноманские комплексы исследованы в 40 образцах разреза скважины 1016 Парусовой площади и более чем в 200 образцах скважин ряда площадей п-ва Ямал.

Ранее установленные автором туронские комплексы фораминифер в пределах почти всей территории Западносибирской провинции прослежены и в северном районе. Однако количество образцов, отобранных из кузнецовского горизонта, было ограниченным – всего их около 70 из разрезов скважин Ван-Еганской, Южно-Русской, Парусовой и п-ва Ямал площадей. В основном в разрезах скважин этих площадей установлены преимущественно отложения нижнего турона с выделенным ранее автором комплексом фораминифер – *Gaudryinopsis angustus*. Верхнетуронские отложения с комплексом *Pseudoclavulina hastata* в исследуемом районе изучены по небольшому количеству образцов, отобранных в основном из разрезов скважин Южно-Русской и п-ва Ямал площадей. Однако систематический состав туронских комплексов северного района менее разнообразен по сравнению с таковым из других районов Западносибирской провинции. Здесь впервые (разрез скв. 1016 Парусовой площади) обнаружен вид *Asarotamina antisa* Podobina.

Полученный фактический материал из разрезов скважин северного района лег в основу написания данной работы.

Автор не приводит здесь методы изучения фораминифер, так как они подробно изложены в предыдущей монографии [Подобина, 2009].

Отечественная систематика ископаемых фораминифер основывается на пяти критериях, впервые разработанных А.В. Фурсенко [Фурсенко, 1978]: морфологическом, онто-филогенетическом, геохронологическом, географическом и экологическом. Дополнительно А.В. Фурсенко учитывался критерий дискретности. Автор считает, что критерий дискретности может быть объединен с морфологическим, а экологический критерий объединен с географическим и изменен на палеогеографический. Кроме того, должен быть добавлен палеобиогеографический критерий [Подобина, 1998].

Таким образом, при систематике ископаемых фораминифер, по мнению автора, могут использоваться пять основных критериев: морфологический, онто-филогенетический, геохронологический, палеогеографический и палеобиогеографический.

Морфологический критерий в систематике фораминифер является определяющим, поскольку исследование непосредственно наблюдается строение раковин, а также состав и микроструктура их стенки. Морфологические признаки разного ранга являются ведущими для выделения соподчиненных таксонов. Эти признаки не могут рассматриваться изолированно без учета направленности их развития (онтофилогенетический критерий), изменения морфологических признаков во времени (геохронологический критерий) и пространстве (палеогеографический критерий). Автор вводит палеобиогеографический критерий для обоснования сходства комплексов фораминифер, а следовательно, и составляющих их таксонов в пределах единых, но разных по размерам биохорий (биогеографический пояс, область, провинция, район).

Следовательно, первый из пяти критериев – морфологический – является основным при исследовании всех групп фораминифер.

Игнорирование данного критерия как набора целого ряда признаков, а также других вышеуказанных критериев неизбежно ведет к появлению сборных таксонов, что затрудняет создание естественной системы фораминифер.

Для построения по фораминиферам зональной биостратиграфической схемы среднего мела (как ранее для верхнего мела [Подобина, 2009]) использованы четыре основных метода: 1) анализ комплексов фораминифер; 2) создание филогенетических схем; 3) палеобиогеографические исследования; 4) установление ритмостратонов.

**Первый** метод – анализ комплексов фораминифер является одним из ведущих, на котором основано установление биостратиграфических, в том числе зональных подразделений. В основе этого метода – выделение в разрезе отдельных фораминиферовых комплексов, анализ их систематического состава с учетом количественного содержания экземпляров отдельных видов. Наиболее важное значение имеют разрезы центрального, а также северного района Западносибирской провинции, где морской режим был более устойчивым. Однако и здесь в зависимости от колебательных движений земной коры наблюдается изменение уровня морского бассейна, с чем связаны изменения систематического и количественного состава комплексов фораминифер. Анализ этих комплексов по разрезу среднего мела имеет определяющее значение для установления на их основе зональных подразделений. В северном районе отличающиеся по составу видов комплексы фораминифер явились основой для выделения зональных подразделений, включающих виды-индексы (для турона), сходные с комплексами из центрального района. Это дает возможность сравнить туронские комплексы с таковыми центрального района и коррелировать

вмещающие отложения из разных районов провинции, уточняя их возраст. К примеру, анализ комплексов фораминифер турона юго-восточного района и их сравнение с ранее установленным центральным районом показал их отличающийся систематический состав. Однако прослеживание единичных характерных общих видов позволило относить эти комплексы к одному стратиграфическому уровню. Комплексы фораминифер северного района состоят преимущественно из аглютинированных форм, сходных по систематическому составу с таковыми из сопредельных провинций (Канадская). Это дало возможность установить общий возраст вмещающих отложений, несмотря на несколько разные по систематическому составу комплексы фораминифер [Подобина, 2000, 2009].

**Вторым** методом для построения зональной схемы является создание филогенетических схем по наиболее распространенным в Западной Сибири семействам фораминифер: *Haplophragmoididae*, *Textulariidae*, *Ataxophragmiidae* [Подобина, 1978].

**Третий** метод – палеобиогеографические исследования. Средне- и позднемеловые фораминиферы в акваториях северного полушария образуют три субширотного распространения фауны: приполярную, умеренную и тропическую. По ним в средне- и позднемеловую эпохи автором прослежены соответственно три палеобиогеографических пояса: циркумполярный Арктический, Бореальный и Тетический. Каждому поясу подчинены палеобиогеографические области. В акватории Арктического циркумполярного пояса находятся две области – Арктическая и Северо-Тихоокеанская, в которых выделены два типа сообществ средне- и позднемеловых бентосных фораминифер: в Арктической области – *Haplophragmoididae* – *Trochamminidae* – *Ataxophragmiidae* и в Северо-Тихоокеанской – *Haplophragmiidae* – *Rzehakininae* и один тип планктонных фораминифер.

В бассейнах Арктической области бентосные фораминиферы образуют две группы: западносибирскую и канадскую. К последней относятся комплексы фораминифер Северной Аляски и Северной Канады. Сходство фораминиферовых сообществ указанных бассейнов на родовом и видовом уровнях и преобладание среди них аглютинированных форм дает основание предполагать, что эта фауна существовала также в центральном районе Арктического бассейна и затем распространилась в более низкие широты. Для мелководных эпиконтинентальных бассейнов Западносибирской провинции характерно широкое распространение аглютинированных фораминифер, что обусловлено беспрепятственной их миграцией из Арктического бассейна.

Западносибирские средне- и позднемеловые комплексы фораминифер включают значительное количество

эндемичных видов. В апт-альб-сеноман-туронских комплексах их число не превышает трети общего состава. В отложениях этого возраста выделены как общие западносибирские и канадские виды, так и многие западносибирские подвиды ранее известных канадских видов фораминифер или их викарианты. Основной же состав этих комплексов представлен видами отечественных исследователей, в том числе и автора.

В пределах Западносибирской провинции изменения в составе комплексов фораминифер стали основой для выделения отдельных шести районов (центрального, северного, западного, южного, восточного и юго-восточного). Районирование Западносибирской провинции по структуре комплексов фораминифер оказалось наиболее эффективным для тех промежутков времени, которым соответствует широкое их распространение (средний альб, ранний турон) [Подобина, 2012в; 2013б; 2017б; 2018а; Podobina, 1995].

**Четвертым** методом является установление ритмостратонов. В северном районе Западносибирской провинции на протяжении среднего мела развивались преимущественно бентосные фораминиферы. Они чутко реагировали на малейшие изменения физико-географических и биологических условий среды обитания и поэтому являются ценными показателями этих изменений. Изучение ритмичности в распределении фораминифер по разрезу среднего мела с выделением ритмостратонов основано на изменении количественного и таксономического содержания фораминифер, обусловленных трансгрессивно-регрессивными циклами бассейна, взаимосвязанными с тектоническим режимом данной территории (колымская фаза киммерийской эпохи тектогенеза). Осадконакопление среднемелового бассейна на фоне трансгрессивно-регрессивных циклов (ритмов) выразилось в чередовании разных по литологическим особенностям пород (темно-серых аргиллитов, серых алевролитов и светло-серых песчаников), а также в количественном и качественном содержании отдельных таксонов фораминифер, их распространении по разрезу среднего мела в пределах Западносибирской провинции. Это дало возможность более детально стратифицировать разрез среднего мела, выделяя местные биостратиграфические (фораминиферовые) зоны [Подобина, 1989]. Более детальные данные по ритмостратонам приведены в предыдущей работе автора [Подобина, 2018б].

### Результаты исследований

Комплексы фораминифер апта, альба, сеномана и турона, полученные из разрезов скважин северного района, из-за сходства их систематического состава

объединены в одну ассоциацию этих организмов. Вмещающие породы указанных ярусов (кроме турона) также состоят из сходных по литологии переслаивающихся темно-серых аргиллитов, серых алевролитов и светло-серых песчаников, объединенных в одну покурскую серию осадков. Все эти сведения автором учтены для установления нового стратиграфического подразделения – среднего отдела меловой системы. Ярусы этого отдела включают соответствующие викуловский, ханты-мансийский, уватский и кузнецовский горизонты. Морские фации кузнецовского горизонта, в отличие от трех предыдущих, распространены по всей территории Западной Сибири и состоят из более однообразных темно-серых аргиллитов. Соответственно, и туронские комплексы фораминифер известны во всех районах этой провинции.

В статье даны сведения только по комплексам фораминифер, обнаруженных в северном палеобиогеографическом районе. Это относится и к туронским комплексам, почти общим по систематическому составу с распространенным во всех других районах провинции. Территория северного района ограничена с юга широтным течением р. Оби. На севере в этот район включен п-в Ямал (таблица)

### Фораминиферы и биостратиграфия аптского яруса

Почти на всей территории Западной Сибири отложения викуловского горизонта представлены континентальными фациями. По находкам отпечатков растений и спорово-пыльцевым комплексам этот горизонт ранее отнесен к аптскому ярусу. Аптская бореальная трансгрессия распространилась только на небольшую территорию северного района, о чем можно судить по находкам новых комплексов фораминифер. Следовательно, аптские морские отложения впервые обнаружены в северном районе до южного междуречья рек Пур и Таз (Южно-Русская площадь, скв. 55). Севернее, на п-ве Ямал в ряде пробуренных скважин (Малыгинская площадь, скв. 53; Тасийская площадь, скв. 159, 161; Западно-Тамбейская площадь, скв. 42, 45, 124; Северо-Тамбейская площадь, скв. 201, 205), так же как и на Южно-Русской площади, в аптских комплексах фораминифер обнаружены агглютированные кварцево-кремнистые фораминиферы и ядра остракод. Фораминиферы в основном небольшого таксономического разнообразия и недостаточно хорошей сохранности, но наряду с ними выделены условно аптские виды. Вмещающие породы – это в основном серые алевролиты с прослоями темно-серых аргиллитов и светло-серых песчаников викуловского горизонта.

Схема биостратиграфии среднего мела по фораминиферам Западной Сибири  
(северный палеобиогеографический район)

Scheme of biostratigraphy of the middle chalk over the foraminifera of Western Siberia  
(northern paleobiogeographic region)

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Фораминиферовые зоны и слои	Характерные фораминиферы		
М Е Л О В А Я	С	туронский	верхний	кузнецовский	Pseudoclavulina hastata	<i>Reophax inordinatus</i> Young, <i>Haplophragmoides rota</i> Nauss sibiricus Zaspelova, <i>Spiroplectinella anceps</i> (Reuss), <i>Ammoscalaria antis</i> Podobina, <i>Pseudoclavulina hastata</i> (Cushman), <i>Trochammina arguta</i> Podobina, <i>Cibicides westsibiricus</i> (Balakhmatova)		
					Gaudryinopsis angustus	<i>Labrospira collyra</i> (Nauss), <i>Haplophragmoides rota</i> Nauss sibiricus Zaspelova, <i>Haplophragmoides crickmayi</i> Stelck et Wall, <i>Ammomarginulina haplophragmoideaformis</i> (Balakhmanova), <i>Haplophragmium incomprehensum</i> (Ehremeeva), <i>Miliammina manitobensis</i> Wickenden, <i>Trochammina wetteri</i> Stelck et Wall		
			нижний		уватский	1) <i>Trochammina wetteri tumida</i> , <i>Verneuilinoides kansasensis</i>	<i>Haplophragmoides variabilis</i> Podobina, <i>Ammobaculites wenonahae</i> Tappan, <i>Trochammina wetteri</i> Stelck et Wall tumida Podobina, <i>Verneuilinoides kansasensis</i> Loeblich et Tappan, <i>Saccamina micra</i> Bulatova, <i>Haplophragmoides variabilis</i> Podobina, <i>Ammomarginulina sibirica</i> Podobina, <i>Flabellammina acuminata</i> Podobina	
						2) <i>Saccamina micra</i> , <i>Ammomarginulina sibirica</i>	Слой с <i>Labrospira</i> , <i>Haplophragmoides</i> , <i>Trochammina</i>	<i>Labrospira</i> sp. indet, <i>Haplophragmoides</i> cf. <i>volubilis</i> Podobina, <i>Trochammina</i> cf. <i>subbotinae</i> Zaspelova mutabilis Podobina
						Слой с <i>Haplophragmoides</i> , <i>Trochammina</i>	<i>Haplophragmoides</i> sp. indet., <i>Trochammina</i> sp. indet.	
			альбский		ханты-мансийский	Слой с <i>Miliammina ischnia</i>	<i>Ammobaculites</i> sp., <i>Trochammina umiatensis</i> Tappan, <i>Miliammina ischnia</i> Tappan	
		<i>Ammotium braunsteini</i> , <i>Verneuilinoides borealis assanoviensis</i>		<i>Ammotium braunsteini</i> (Cushman et Applin), <i>Verneuilinoides borealis</i> Tappan assanoviensis (Zaspelova), <i>Haplophragmoides topagorukensis</i> Tappan				
		<i>Ammobaculites fragmentarius</i> , <i>Gaudryinopsis filiformis</i>		<i>Labrospira</i> aff. <i>rotunda</i> Podobina, <i>Haplophragmoides topagorukensis</i> Tappan, <i>Ammomarginulina obscura</i> (Loeblich), <i>Ammobaculites fragmentarius</i> Cushman, <i>Gaudryinopsis filiformis</i> (Berthelin), <i>Pseudoverneuilina albica</i> Podobina, <i>Trochammina reinwateri</i> Cushman				
		аптский	викуловский	<i>Gaudryinopsis toileuri</i>	<i>Labrospira</i> aff. <i>rotunda</i> Podobina, <i>Haplophragmoides topagorukensis</i> Tappan, <i>Ammomarginulina obscura</i> (Loeblich), <i>Pseudoverneuilina albica</i> Podobina, <i>Gaudryinopsis toileuri</i> (Tappan), <i>Trochammina eilete</i> Tappan			
				Слой с <i>Ammomarginulina</i> , <i>Trochammina</i>	<i>Ammomarginulina</i> cf. <i>obscura</i> (Loeblich), <i>Haplophragmoides</i> sp. indet, <i>Trochammina</i> aff. <i>umiatensis</i> Tappan			
				<i>Ammomarginulina obscura</i> , <i>Pseudoverneuilina</i> (?) <i>aptica</i>	<i>Trochamminoides</i> aff. <i>ivanetzi</i> Podobina, <i>Labrospira</i> aff. <i>rotunda</i> Podobina, <i>Haplophragmoides topagorukensis</i> Tappan, <i>Trochammina umiatensis</i> Tappan, <i>Pseudoverneuilina</i> (?) <i>aptica</i> Podobina, <i>Siphogaudryina rayi</i> (Tappan)			
		нижний		Слой с единичными фораминиферами	Единичные фораминиферы родов <i>Haplophragmoides</i> , <i>Trochammina</i>			

*Аптский ярус – К<sub>2а</sub>  
Викуловский горизонт*

На Южно-Русской площади (северное междуречье рек Пур и Таз) в разрезе скв. 55 на глубинах 1841,50–1834,30 м обнаружены фораминиферы и ядра остракод. Наиболее значимыми для установления условно среднеаптского возраста исследуемых пород являются раковины вида *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina. Характерными для этого комплекса являются такие виды как *Trochamminoides* aff. *ivanetzi* Podobina и *Haplophragmoides* aff. *volubilis* Podobina. В комплексе определены виды: *Trochamminoides* aff. *ivanetzi* Podobina, *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina, *Haplophragmoides* aff. *topagorukensis* Tappan, *Trochammina umiatensis* Tappan, *Siphogaudryina rayi* (Tappan), *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina. Наиболее многочисленны округлые формы родов *Labrospira*, *Haplophragmoides*, *Trochammina*, виды которых составляют основу аптских комплексов фораминифер. Систематический состав указанного комплекса определяет его условно среднеаптский возраст. Видимо, бореальная трансгрессия только в среднем апте была наиболее значительно продвинутой на юг до южного междуречья рек Пур и Таз, где обнаружены фораминиферы среднего апта. В комплексе фораминифер присутствуют виды, похожие на встречаемые на данном стратиграфическом уровне Сев. Аляски (формация Torok) [Tappan, 1962] (фиг. 1).

Севернее на п-ве Ямал в разрезе скв. 159 Тасийской площади в викуловском горизонте с долей условности установлены отложения среднего апта в интервале глубин 2125,0–2110,0 м. Вмещающие породы состоят из переслаивания темно-серых аргиллитов, серых алевролитов и светло-серых песчаников. Фораминиферы сравнительно мало разнообразны, преобладают представители родов *Labrospira*, *Haplophragmoides*, *Ammoscalaria*, *Trochammina*, *Pseudogaudryina* и др.

Сохранность раковин недостаточная для установления видов-индексов, однако условно определены виды: *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina, *Haplophragmoides* aff. *volubilis* Podobina, *Ammoscalaria difficilis* Kusina, *Ammobaculites* aff. *fragmentarius* Cushman, *Trochammina* cf. *umiatensis* Tappan, *Siphogaudryina* aff. *rayi* (Tappan), *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina. Видовой состав комплекса дает возможность условно датировать среднеаптский возраст вмещающих отложений. Три вида из указанного комплекса соответствуют таковым из формации Torok Северной Аляски [Tappan, 1962].

В образцах, отобранных из вышележащих отложений (Тасийская площадь, скв. 159) из интервала глубин 2095,0–2080,0 м, обнаружены единичные фораминиферы и остракоды. Вмещающие породы

состоят из серых алевролитов и светло-серых песчаников с тонкими прослоями темно-серых аргиллитов или углистого материала. Фораминиферы агглютированные, грубозернистые, кварцево-кремнистые недостаточно хорошей сохранности. Среди них определены такие роды, как *Labrospira*, *Haplophragmoides*, *Trochammina*. Видовую принадлежность установить не представляется возможным, но по положению в разрезе и аптскому облику исследуемых фораминифер вмещающие породы этой части викуловского горизонта можно условно отнести к верхнему апту. Подобные фораминиферы предположительно аптского возраста обнаружены в ряде разрезов других площадей п-ва Ямал.

### Фораминиферы и биостратиграфия альбского яруса

Исследованы новые разрезы ханты-мансийского горизонта в пределах северного палеобиогеографического района Западной Сибири. Уточненные данные по биостратиграфии горизонта и выделение трех подъярусов альба основаны на находках фораминифер в четырех разрезах скважин на Южно-Русской площади. Ранее систематически более разнообразны, но только средне- и позднеальбские комплексы фораминифер изучены по 10 разрезам скважин Самотлорской площади (широтное течение р. Оби). В отличие от них в разрезах скважин Южно-Русской площади обнаружены комплексы фораминифер, характерные для трех подъярусов альба. Почти все установленные автором в северном районе альбские комплексы в некоторой мере соответствуют таковым в Зауралье [Булатова, 1976]. Для нижнего альба, по В.М. Подобиной [Подобина, 2017б; 2018а], характерен комплекс с *Gaudryinopsis toileuri*; для среднего альба – с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*; для верхнего – основной комплекс с *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis*, для его верхних слоев – с *Miliammina ischnia*. Многие виды комплексов фораминифер альба северного района имеют сходство с зауральскими и североаляскинскими, однако раковины фораминифер из северного района имеют более грубозернистую стенку и менее удовлетворительную сохранность. Благодаря находкам общих видов и вариантов, а также географических подвидов среди комплексов Западносибирской и Канадской провинций возраст западносибирского регионального стратона уточнен как альбский. В целом подтвержден альбский возраст ханты-мансийского горизонта и трех его подразделений как подъярусов этого яруса.

Ханты-мансийский горизонт на большей части Западной Сибири представлен континентальными фациями.



**Фиг. 1. Комплекс фораминифер с *Ammomarginulina obscura*, *Pseudoverneuilina* (?) *aptica*  
Западная Сибирь, Южно-Русская скв. 55, гл. 1834,30 м;  
викуловский горизонт, средний апт (?)**

**Fig. 1. Complex foraminifera with *Ammomarginulina obscura*, *Pseudoverneuilina* (?) *aptica*  
Western Siberia, Yuzhno-Russkaya well. 55, depth 1834,30 m;  
Vikulovsky horizon, Medium Apt (?)**

1–2 – *Trochamminoides* aff. *ivanetzi* Podobina; 3 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 4 – *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan;  
5–9 – *Trochammina reinwateri* Cushman et Applin; 10–15 – *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina

В Зауралье впервые были исследованы морские альбские отложения, вмещающие преимущественно агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы и в меньшей мере – секреторно-известковые формы.

В Зауралье З.И. Булатовой [Булатова и др., 1957] выделен ряд микрофаунистических зон и подзон.

Обобщающие сведения по альбу Зауралья известны по работе В.А. Захарова с соавт. [Захаров и др., 1989] и В.А. Маринова с соавт. [Маринов и др., 2015]. Э.О. Амоном [Амон, 2005] учтены все известные сведения по литологии ханты-мансийской свиты и находкам альбских фораминифер в Зауралье, а также указаны опубликованные данные многих авторов по

литологии, палеогеографии, условиям формирования отложений альба.

На Самотлорской площади В.М. Подобиной впервые в северном районе по 10 разрезам скважин изучены морские отложения ханты-мансийского горизонта. В них присутствуют обильные комплексы агглютинированных фораминифер средне- и позднеальбского возраста [Подобина, 2013б; Podobina, 2015]. При их сравнении с комплексами Зауралья отмечается некоторое сходство родового и видового состава. В противоположность зауральским самотлорские и южно-русские раковины фораминифер в основном средне- и грубозернистые, худшей сохранности и менее разнообразны по систематическому составу. Однако, исследуя их, можно установить некоторые общие виды с зауральскими и североаляскинскими. Это позволило наметить по разрезу ханты-мансийского горизонта Самотлорской площади средне- и верхнеальбские комплексы фораминифер: среднеальбский – с двумя видами-индексами (*Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*), а в вышележащих отложениях – верхнеальбские, содержащие виды-индексы с *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis* и *Miliammina ischnia*. В последней региональной стратиграфической схеме 2005 г. по альбу Западной Сибири указывается, что вид *Verneuilinoides borealis* Tappan *assanoviensis* (Zaspelova) прослеживается в верхнем и среднем альбе совместно с разными видами рода *Ammosiphonia* (*A. jamaica* – в верхнем, *A. beresoviensis* – в среднем). На наш взгляд, этот род здесь отсутствует, а характерным родом является *Ammotium* Loeblich et Tappan, 1953, установленный А. Лебликом и Е. Таппен для меловых и вышележащих отложений [Loeblich, Tappan, 1953]. Вид *A. braunsteini* (Cushman et Applin) рассматривается автором в качестве первого зонального для верхнего альба.

Вид-индекс *Verneuilinoides borealis* Tappan *assanoviensis* (Zaspelova), по мнению автора, в основном приурочен к верхним слоям ханты-мансийского горизонта и является вторым видо-индексом для верхнего альба. З.И. Булатова [Булатов и др., 1957] выделила верхнеальбскую зону с указанным видо-индексом. Это совпадает с мнением В.М. Подобиной, однако, как указывалось, к виду *V. borealis* Tappan *assanoviensis* (Zaspelova) можно добавить первым не менее характерный для верхнего альба вид-индекс *Ammotium braunsteini* (Cushman et Applin). По стратиграфической схеме 2005 г. объединение слоев нижнего, среднего и верхнего альба в одну зону *Verneuilinoides borealis assanoviensis* нецелесообразно. Каждому подъярису соответствует отдельная фораминиферная зона по данным исследования этих раковин З.И. Булатовой как в Зауралье, так и В.М. Подобиной [Подобина, 2013б] на Самот-

лорской площади и других площадях (в том числе по Южно-Русской) в северном палеобиогеографическом районе.

#### *Альбский ярус K<sub>2al</sub>* *Ханты-мансийский горизонт*

В разрезах четырех скважин (скв. 52, 53, 54, 55) ханты-мансийского горизонта Южно-Русской площади обнаружены многочисленные, в основном грубозернистые кварцево-кремнистые раковины фораминифер, систематический состав которых указывает на ранне-, средне- и позднеальбский возраст вмещающих отложений.

По данным фораминифер, как указывалось, прослежены три микропалеонтологические (фораминиферовые) зоны: *Gaudryinopsis toileuri* (нижний альб); *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis* (средний альб), *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis* (верхний альб). В верхах ханты-мансийского горизонта установлены слои с *Miliammina ischnia* (см. таблицу).

#### *Нижний подъярус K<sub>2al1</sub>*

На Южно-Русской площади в разрезе скв. 52 (гл. 1572,6 м) в образце темно-серого аргиллита встречен обильный комплекс агглютинированных кварцево-кремнистых фораминифер удовлетворительной сохранности. Все раковины темно-серого цвета, среднезернистые, составляют комплекс с *Gaudryinopsis toileuri*. Этот вид, как и многие другие в данном комплексе, известен в отложениях нижнего альба Зауралья [Булатова, 1976] и в альбе Северной Аляски (формация Topagoruk [Tappan, 1962]).

В комплексе с *Gaudryinopsis toileuri* определены виды: *Reophax troyeri* Tappan, *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina, *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan, *H.* aff. *cushmani* Loeblich et Tappan, *Ammomarginulina obscura* (Loeblich), *Pseudoverneuilina albica* Podobina, *Gaudryinopsis toileuri* (Tappan), *Gaudryinopsis* ex gr. *filiformis* (Berthelin), *Trochammina eilete* Tappan.

В количественном отношении преобладают представители родов *Ammomarginulina* и *Gaudryinopsis*. Некоторые виды указанного комплекса с видо-индексом *G. toileuri* обнаружены З.И. Булатовой [Булатова, 1976] в ряде разрезов скважин Зауралья, однако некоторые из них значатся под другими родовыми названиями.

В стратиграфической схеме [Региональная... 2005] распространение вида-индекса *Verneuilinoides borealis* Tappan *assanoviensis* (Zaspelova) известно в трех подъярусах альба. По данным З.И. Булатовой [Булатова и др., 1957] и В.М. Подобиной [Подобина, 2013б; Подобина, 2018а], данный вид приурочен только к верхнему подъярису. Однако в разрезах скважин

Южно-Русской площади в верхнем альбе пока обнаружен только первый вид-индекс – *Ammotium braunsteini* (Cushman et Applin). Видимо, из-за недостаточно хорошей сохранности какие-то другие альбские виды автором стратиграфической схемы 2005 г. приняты за *Verneuilinoides borealis assanoviensis* во всех трех подъярусах альба. Кроме фораминифер, на этой глубине (1572,6 м) в разрезе скв. 52 найдены многочисленные ядра и раковины остракод. Подобная микрофауна указывает на сравнительно мелководные, возможно, холодноводные условия обитания в западносибирском бассейне.

В разрезе скв. 124 Западно-Тамбейской площади (п-в Ямал) на глубине 1850,0 м по находкам агглютинированных кварцево-кремнистых и секреторно-известковых раковин фораминифер установлен раннеальбский комплекс фораминифер. Вместе с фораминиферами – немногочисленные ядра остракод. Вмещающие породы – темно-серые аргиллиты с линзовидными прослоями серого алевролита.

В комплексе фораминифер определены виды, которые выше в среднем альбе достигли значительного разнообразия и многочисленных количеств экземпляров каждого вида. Здесь секреторно-известковые формы сравнительно мелких размеров. Однако они в противоположность агглютинированным раковинам довольно хорошей сохранности. В составе комплекса определены виды: *Haplophragmoides* aff. *topagorukensis* Tappan, *Ammobaculites* cf. *fragmentarius* Cushman, *Gaudryinopsis* sp. indet., *Margulinella planiuscula* (Reuss), *Saracenaria solita* Bulatova, *Gavelinella stictata* (Tappan). Наблюдаются и другие недостаточно хорошей сохранности раковины, относимые к семействам *Haplophragmoididae* и *Ataxophragmiidae*.

Пока трудно судить о более точном возрастном значении комплекса, но в том, что он является альбским и, возможно, раннеальбским, мало сомнений.

В других исследованных разрезах скважин площадей п-ва Ямал обнаружены подобные комплексы раннеальбских фораминифер.

#### Средний подъярус – $K_2al_2$

В разрезах скв. 52 (гл. 1524,45 м), а также скв. 53 (гл. 1576,6 м), 54 (гл. 1430,5 и 1542,0 м) и 55 (гл. 1310,1 м) в образцах Южно-Русской площади, состоящих из темно-серых аргиллитов, обнаружены многочисленные фораминиферы и остракоды. Раковины фораминифер агглютинированные, кварцево-кремнистые, удовлетворительной сохранности, составляют комплекс с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis* [Подобина, 2013б; Подобина, 2018а]. В составе комплекса определены виды: *Psammosphaera fusca* Schultze, *Reophax troyeri* Tappan, *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina, *Haplophragmoides*

*topagorukensis* Tappan, *Ammomarginulina obscura* (Loeblich), *Ammobaculites fragmentarius* Cushman, *Spiroplectamina cognata* Podobina, *Gaudryinopsis filiformis* (Berthelin), *Pseudoverneuilina albica* Podobina, *Trochammina umiatensis* Tappan. Стенки раковин средне- и грубозернистые, светло-серого цвета, удовлетворительной сохранности. В комплексе преобладают представители родов *Haplophragmoides*, *Ammobaculites*, *Ammomarginulina* и *Gaudryinopsis*. Присутствие характерных видов, многие из которых известны в среднем альбе Зауралья [Булатова и др., 1957], позволяет установить отложения среднего альба на указанных глубинах скважин Южно-Русской площади. Ядра остракод различного родового состава, так же как и фораминиферы, дают основание предполагать о мелководной среде обитания в относительно холодноводном бассейне, связанном с водами Арктики.

Комплексы фораминифер среднего и верхнего подъярусов альба ( $K_2al_2$ ;  $K_2al_3$ ) в разрезе Самотлорской площади ранее установлены В.М. Подобиной [Подобина, 2013б; Podobina, 2015].

Наиболее разнообразный и многочисленный комплекс агглютинированных кварцево-кремнистых и секреторно-известковых фораминифер обнаружен в разрезах скв. 50 и 53 Малыгинской площади (п-в Ямал). В образцах из данных разрезов выделен среднеальбский комплекс с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*. В составе комплекса преобладает вид *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan. В комплексе определены виды: *Psammosphaera laevigata* White, *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina, *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan, *Recurvoides* aff. *leushiensis* Bulatova, *Ammobaculites fragmentarius* Cushman, *Pseudobolivina contorta* Bulatova, *Gaudryinopsis filiformis* (Berthelin), *Miliammina manitobensis* Wickenden, *Lenticulina topagorukensis* Tappan, *Saracenaria solita* Bulatova, *Gavelinella* aff. *stictata* (Tappan). В комплексе совместно с преобладающими агглютинированными кварцево-кремнистыми формами встречаются вышеуказанные секреторно-известковые раковины родов *Lenticulina*, *Saracenaria*, *Gavelinella*. Подобный разнообразный комплекс с раковинами фораминифер хорошей сохранности обнаружен впервые среди аналогичных комплексов северного палеобиогеографического района. Некоторые виды этого комплекса характерны для альбского комплекса Канадской провинции [Tappan, 1962; Wall, 1967].

Во многих других разрезах скважин площадей п-ва Ямал обнаружены подобные среднеальбские комплексы фораминифер (фиг. 2).

Все исследованные раковины хорошей сохранности и известны в среднем альбе Зауралья, в также формации *Topagoruk* Сев. Аляски [Tappan, 1962].



**Фиг. 2. Комплекс фораминифер с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*  
Западная Сибирь, Западно-Тамбейская скв. 124, гл. 1673,40 м;  
ханты-мансийский горизонт, средний альб**

**Fig. 2. Complex foraminifera with *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*  
Western Siberia, Zapadno-Tambeyskaya well. 124, depth 1673,40 m;  
Khanty-Mansiysk Horizon, Medium Alb**

1 – *Saccamina* aff. *sphaerica* (M. Sars); 2 – *Reophax* aff. *sherborniana* (Chapman); 3 – *Reophax* aff. *inordinatus* Young; 4–8 – *Haplophragmoides topagorukensis* Tappan; 9–12 – *Ammobaculites fragmentarius* Cushman; 13–14 – *Protobolivina contarta* Bulatova; 15 – *Gaudryinopsis filiformis* (Berthelin); 16–19 – *Lenticulina topagopukensis* Tappan; 20–21 – *Gavelinella* aff. *stictata* (Tappan)

*Верхний подъярус – K<sub>2al</sub>*

На Южно-Русской площади в разрезах скв. 52 (гл. 1392,65 м), 53 (гл. 1486,0 м и 1327,85 м) и скв. 54 (гл. 1333,3 м и 1412,0 м) в образцах темно-серых аргиллитов с прослоями серых алевролитов выделе-

ны фораминиферы, обладающие светло-серой, кварцево-кремнистой стенкой удовлетворительной сохранности. На основании определения видового состава установлен позднеальбский комплекс с *Ammotium braunsteini*, *Verneulinoides borealis assanoviensis* [Подобина, 20176; 20186]. В составе

комплекса определены виды: *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina, *Haplophragmoides topagorukensis* Tarran, *Ammomarginulina obscura* (Loeblich), *Ammotium braunsteini* (Cushman et Applin), *Spiroplectamina sibirica* Podobina, *Gaudryinopsis borealis* Tarran *assanoviensis* (Zaspelova), *Trochammina reinwateri* Cushman et Applin. Наиболее многочисленны раковины родов *Ammomarginulina*, *Trochammina*, виды которых известны в отложениях Зауралья [Булатова и др., 1957]. Некоторая часть видов встречается в альбе Северной Аляски [Тарпан, 1962]. Видимо, в это время существовала непосредственная связь бассейнов Западносибирской и Канадской провинций и виды, обитавшие в центральной Арктике, без препятствий проникли в бассейны этих провинций (фиг. 3).

В самых верхних слоях ханты-мансийского горизонта на Южно-Русской площади установлены слои с *Miliammina ischnia* в разрезах скв. 52 (гл. 1254,0 м), 53 (гл. 1218,8 м) и 54 (гл. 1214,55 м). Раковины агглютинированные, кварцево-кремнистые, в основном мелко- и среднезернистые, недостаточно хорошей сохранности. В составе комплекса преобладают представители рода *Miliammina* и вида *M. ischnia* Тарпан, известного на данном стратиграфическом уровне в Зауралье [Булатова, 1976] и на Северной Аляске [Тарпан, 1962]. Определимы следующие таксоны: *Rhizammina indivisa* Brady, *Haplophragmoides* sp. *indet.*, *Ammomarginulina* aff. *obscura* (Loeblich), *Ammobaculites* sp. *indet.*, *Trochammina* aff. *umiatensis* Тарпан, *Miliammina ischnia* Тарпан. Присутствуют в небольшом количестве ядра остракод. Систематический состав комплекса малоразнообразный, но преобладает вид-индекс *Miliammina ischnia* Тарпан.

#### Фораминиферы и биостратиграфия сеноманского яруса

В этой работе обобщены сведения по морским фациям сеномана северного палеобиогеографического района Западносибирской провинции. Эти отложения относятся к уватскому горизонту и включают разной сохранности комплексы фораминифер. Их раковины обладают в основном средне- и грубозернистой кварцево-кремнистой стенкой. Как указывалось, кроме северного района В.М. Подобиной [Podobina, 1995] в пределах Западносибирской провинции установлены другие районы. Из них в западном (Зауралье) и юго-восточном (окрестности г. Северска, Томский район) обнаружены обедненные комплексы фораминифер, также включающие характерные сеноманские виды фораминифер. В центральном, южном и восточном районах в уватском горизонте известны только континентальные фации, включающие обрывки листьев, обломки обуглившейся древесины и спорово-пыльцевые комплексы.

Впервые морские фации сеномана на севере Сибири открыты по находкам моллюсков [Захаров,

Бейзель, Похилайнен, 1989]. Морские фации верхних слоев уватского горизонта с сеноманскими комплексами фораминифер обнаружены автором в ряде разрезов скважин Пурпейской и Тазовской площадей северного палеобиогеографического района [Подобина, Таначева, 1967]. Но наиболее обильные и разнообразные сеноманские комплексы фораминифер установлены автором позже в ряде разрезов скважин Ван-Еганской площади. Южная граница распространения сеноманской трансгрессии проводится юго-западнее от верховьев междуречья рек Пур и Таз. В работе В.А. Захарова с соавторами [Захаров, Маринов, Агалаков, 2000] описывается разрез (переходные слои) сеномана-турона в морских фациях на Севере Сибири (р. Нижняя Агапа, северо-восточнее от города Дудинка). В этой работе верхний сеноман установлен по находкам моллюсков *Inoceramus pictus* Sowberi, нижний турон – по *Inoceramus labiatus* (Schlotheim). Микрофаунистические формы или какие-нибудь микропалеонтологические остатки ими не были обнаружены.

#### Сеноманский ярус – К<sub>2</sub>ст Уватский горизонт

При изучении образцов керна из разрезов скважин ряда площадей (Ван-Еганская, Парусовая, п-в Ямал) получены достаточные данные для изучения раковин сеноманских фораминифер из уватского горизонта. Породы, включающие эти формы, почти однообразны по литологии – сероцветные алевропито-песчаные отложения с прослоями темно-серых глин и аргиллитов. Выделенные два позднесеноманских комплекса фораминифер в разрезах семи скважин Ван-Еганской площади разнообразного систематического состава, в основном представлены средне- и грубозернистыми, достаточно хорошей сохранности агглютинированными кварцево-кремнистыми раковинами. Верхний комплекс с *Trochammina wetteri tumida*, *Verneuilinoides kansasensis* одноименной зоны представлен во всех разрезах из Ван-Еганских скважин. В одном разрезе (скв. 2031, гл. 945,0 м) в глинистых породах, подстилающих туронские глины кузнецовской свиты, обнаружены раковины фораминифер очень хорошей сохранности комплекса верхней зоны (*Trochammina wetteri tumida*, *Verneuilinoides kansasensis*). Подобный комплекс на этом стратиграфическом уровне ранее отмечался в темно-серых, почти черных глинах верхов уватского горизонта в разрезах скважин Тазовской и Пурпейской площадей [Подобина, Таначева, 1967] (фиг. 4).

В разрезах скважин Ван-Еганской площади в нижних отложениях верхней зоны установлены слои с *Gaudryinopsis nanushukensis elongatus*. Этот вид (*G. nanushukensis* (Тарпан)) известен в сеноманских отложениях Сев. Аляски [Тарпан, 1962].



**Фиг. 3. Комплекс фораминифер с *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis*  
Западная Сибирь, Южно-Русская скв. 53, гл. 1486,55 м;  
ханты-мансийский горизонт, верхний альб**

**Fig. 3. Complex foraminifera with *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis*  
Western Siberia, Yuzhno-Russkaya well. 53, depth 1486,55 m;  
Khanty-Mansiysk horizon, upper alb**

1 – *Trochamminoides ivanetzi* Podobina; 2–3 – *Labrospira* aff. *rotunda* Podobina; 4–6 – *Ammomarginulina obscura* (Loeblich); 7–10 – *Ammotium braunsteini* (Cushman et Applin); 11 – *Trochammina eilete* Tappan; 12 – *Trochammina reinwateri* Cushman et Applin; 13 – *Verneuilinoides* sp. indet



**Фиг. 4. Комплекс фораминифер с *Trochammina wetteri tumida*, *Verneuilinoides kansasensis*  
Западная Сибирь, Ван-Еганская скв. 2031, гл. 945,00 м;  
уватский горизонт, верхний сеноман**

**Fig. 4. Complex foraminifera with *Trochammina wetteri tumida*, *Verneuilinoides kansasensis*  
Western Siberia, Van-Eganskaya well. 2031, depth 945,00 m;  
Uvat horizon, upper senoman**

1 – *Hyperammina aptica* (Dampol et Mjatljuk); 2–3 – *Trochamminoides* cf. *ivanetzi* Podobina; 4–5 – *Labrospira rotunda* Podobina; 6 – *Haplophragmoides volubilis* Podobina; 7 – *Spiroplectammina longula* Podobina; 8 – *Trochammina wetteri* Stelck et Wall *tumida* Podobina; 9 – *Verneuilinoides kansasensis* Loeblich et Tappan

Второй комплекс нижней зоны позднего сеномана с *Saccammina micra*, *Ammotarginulina sibirica* в разрезах Ван-Еганских скважин характеризуется некоторыми отличиями в систематическом составе от вышележащего. Самые нижние слои этой зоны

охарактеризованы примитивными фораминиферами родов *Rhabdammina*, *Psammosphaera*, *Saccammina*, *Hyperammina* и др. Присутствие примитивных форм указывает на распространение позднесеноманской бореальной трансгрессии, которая не достигала ши-

ротного течения р. Оби. По породам и микрофауне нижней зоны отмечается чередование трансгрессивных и регрессивных циклов в распространении бо-реальной сеноманской трансгрессии. Слои с примитивными формами этой зоны чередуются со слоями с грубозернистыми раковинами относительно высокоорганизованных таксонов, преимущественно семейств *Haplophragmoididae* (роды *Labrospira*, *Haplophragmoides*) и *Haplophragmiidae* (роды *Ammomarginulina*, *Flabellamina*, *Ammobaculites*, *Haplophragmium*). В нижележащих отложениях уватского горизонта (нижние и средние слои) исследованных семи разрезов скважин Ван-Еганской площади обнаружены раковины фораминифер недостаточно хорошей сохранности, в основном с грубозернистой, кварцево-кремнистой стенкой. Фораминиферы сеномана встречены впервые в разрезах уватского горизонта на территории северного района Западной Сибири [Подобина, 2012а, 2012б]. Ранее в разрезах северного района они обнаружены в пределах самых верхних слоев уватского горизонта Пурпейской и Тазовской площадей.

Проведено сопоставление поздне-сеноманских комплексов фораминифер Западносибирской и Канадской провинций в пределах единой Арктической палеобиогеографической области. Установлены общие виды, викарианты и географические подвиды и проведена детальная корреляция с уточнением возраста западносибирских фораминиферовых зон и слоев верхнего сеномана. Видовой состав этих зон несколько сходен с таковым Канадской провинции (Северная Канада и Северная Аляска), относящихся к Западносибирской провинцией к единой Арктической палеобиогеографической области [Podobina, 1995; Tappan, 1962; Wall, 1967].

В работах автора [Подобина, 2016; Podobina, 2012] сообщалось о существовании Енисейского залива, который в виде узкого и длинного рукава протянулся до окрестностей г. Северска. Находки здесь в разрезе скв. Е-150 в юго-восточном палеобиогеографическом районе сеноманских агглютированных кварцево-кремнистых фораминифер указывают на распространение трансгрессии с севера в момент ее расширения и углубления. В этом разрезе (скв. Е-150) обнаружены агглютированные кварцево-кремнистые фораминиферы следующего видового состава: *Labrospira rotunda* Podobina, *Haplophragmoides variabilis* Podobina, *Ammomarginulina sibirica* Podobina, *Spiroplectamina longula* Podobina, *Trochammina wetteri* Stelck et Wall *tumida* Podobina, *Verneuilioides kansasensis* Loeblich et Tappan [Tappan, 1962; Wall, 1967]. В этом комплексе присутствует ряд видов автора, ранее впервые установленных в разрезах сеномана Ван-Еганской площади [Подобина, 2012а; 2012б; 2016; Podobina, 2012]. Возможно, при более детальном исследова-

нии эти виды окажутся младшими синонимами или географическими подвидами американских видов. Но более высокоорганизованные зональные виды атаксофрагмиид, установленные в верхнем сеномане Западносибирской провинции, без сомнения, относятся к сеноманским видам Канадской провинции.

По присутствию некоторых видов, в основном зональных *Trochammina wetteri* Stelck et Wall *tumida* Podobina и *Verneuilioides kansasensis* Loeblich et Tappan, сходных с таковыми из Канадской провинции, можно судить о связях через Арктику фораминифер этих провинций.

Известны также сведения по сеноманским комплексам фораминифер Парусовой площади, расположенной восточнее п-ова Ямал.

Из пород инт. 1048,8–1031,5 м скв. 1016 Парусовой площади, литологически представленных серыми алевритами, иногда с прослоями светло-серого песчаника, обнаружены единичные агглютированные крупнозернистые раковины фораминифер, черные хитиноидные выстилки из их раковин. У последних намечаются углубления в виде отпечатков прежних камер. Большинство раковин фораминифер из уватского горизонта этой площади недостаточно хорошей сохранности, поэтому видовые признаки определяются с трудом. Наряду с указанными остатками организмов обнаружены желтоватые фрагменты диатомовой флоры в виде мелких округлых дисков.

Во всех образцах, отобранных из уватского горизонта разрезов скв. 1016 Парусовой площади, преобладают почти неопределимые остатки раковин фораминифер. Однако наряду с ними из наиболее хорошо сохранившихся форм удалось установить сеноманские виды родов *Haplophragmoides*, *Ammomarginulina*, *Trochammina*, *Verneuilioides*, *Gaudryinopsis*. Отмечен также вид-индекс одного из комплексов *Gaudryinopsis nanushukensis elongatus*.

В целом, в разрезе Парусовой площади определены следующие виды: *Psamosphaera laevigata* White, *Saccamina micra* Bulatova, *Rhabdammina discreta* Brady, *Haplophragmoides* cf. *variabilis* Podobina, *Ammomarginulina* cf. *sibirica* Podobina, *Ammoscalaria* sp. *indet.*, *Trochammina* aff. *wetteri* Stelck et Wall *tumida* Podobina, *Gaudryinopsis* aff. *nanushukensis* (Tappan) *elongatus* Podobina. Наиболее многочисленны очень уплощенные остатки раковин родов *Ammomarginulina* и *Trochammina*.

Встречены единичные псевдоморфозы известковых раковин фораминифер отряда Rotaliida и остракод. Необходимо дальнейшее обобщение материалов по фораминиферам и стратиграфии сеномана северного района Западной Сибири, так как к этой части разреза приурочены промышленные и, вероятно, пополняемые запасы углеводородов.

В ряде разрезов скважин п-ва Ямал (Малыгинская, 50; Западно-Тамбейская, 42, 124; Северо-

Тамбейская, 205) в морских фациях сеномана северного района обнаружены немногочисленные средне- и грубозернистые кварцево-кремнистые агглютинированные раковины фораминифер. Основными видами некоторых из исследованных сеноманских комплексов на п-ве Ямал (Западно-Тамбейская, 42) являются: *Labrospira rotunda* Podobina, *Haplophragmoides variabilis* Podobina, *Ammobaculites wenonahae* Tappan, *Ammomarginulina sibirica* Podobina, *Haplophragmium ivlevi* Podobina, *Verneuilinoides kansasensis* Loeblich et Tappan, *Gaudryinopsis nanushukensis* (Tappan) *elongatus* Podobina, *Trochammina subbotinae* Zaspelova, *T. wetteri* Stelck et Wall *tumida* Podobina. Возможно, этот комплекс фораминифер извлечен из верхних слоев уватского горизонта, так как в нем присутствуют виды-индексы верхнего сеномана.

В основном же исследованные сеноманские комплексы фораминифер из разрезов скважин остальных площадей п-ва Ямал мало разнообразны по сравнению с вышеуказанным комплексом. Можно предположить, что образцы с этими комплексами отобраны из нижних и средних слоев уватского горизонта и соответствуют нижнему-среднему подъярусам сеномана.

### Фораминиферы и биостратиграфия туронского яруса

В последние годы получены новые сведения по биостратиграфии кузнецовского горизонта благодаря находкам характерных туронских комплексов фораминифер и моллюсков в северном палеобиогеографическом районе.

Ранее проведенные исследования комплексов фораминифер показали, что кузнецовская свита одноименного горизонта имеет в основном туронский возраст и самые нижние слои ипатовской свиты (горизонта) также датированы туроном. Возможно, выделяемая на западе газсалинская пачка соответствует нижней части ипатовской свиты туронского возраста.

По литологическому составу кузнецовская свита неоднородна. В центральном районе это глины или аргиллиты, серые, зеленовато-серые, буроватые, на отдельных площадях – мощностью от 8 до 35 м. Восточнее поселков Новый Васюган и Пудино (восточный район) в свите резко повышается содержание алевролитового и песчаного материалов, мощность увеличивается до 65 м. В этом направлении значительно изменяется и микрофаунистическая характеристика свиты. Если в центральном районе встречены преимущественно агглютинированные комплексы фораминифер, то на востоке кроме них появляются раковины с секреторно-известковой стенкой. Распространение туронских комплексов по

разрезу и их систематический состав описывались ранее [Подобина, 1966, 1975, 1989, 2000, 2009]. Необходимо добавить, что в кузнецовском горизонте З.И. Булатовой выделялась одна зона – *Gaudryina filiformis* [Булатова и др., 1957].

Слои с комплексом *Gaudryinopsis angustus* (= *Gaudryina filiformis*), прежде выделявшиеся в центральном районе в объеме всей свиты одноименного горизонта, в последующие годы обособлены только в нижней ее половине [Подобина, 1966; 1975; 1989; 2000; 2009; 2012в]. В более верхних слоях количество экземпляров зонального вида *Gaudryinopsis angustus* Podobina значительно сокращается, что сопровождается увеличением содержания другого характерного вида – *Pseudoclavulina hastata* (Cushman). Одновременно несколько меняется видовой состав всего комплекса. Появляются новые виды, из которых следует отметить *Spiroplectinella anceps* (Reuss), *Ammoscalaria antis* Podobina, *Trochammina arguta* Podobina. Наряду с этим ряд видов, распространенных в более нижних слоях свиты, исчезает. Так, в этой части разреза кузнецовской свиты почти не встречаются *Trochammina subbotinae* Zaspelova и др. Резко сокращается количество остальных видов годриинописового комплекса, на фоне которых превалируют реофаксы, псаммосферы и псевдоклавулины. Изменяется и облик комплекса: раковины становятся более крупными, грубозернистыми, светлыми. В нижней части свиты, где в больших количествах распространены *Gaudryinopsis angustus* Podobina, раковины мельче, мелкозернистые, преимущественно серого цвета и почти все пиритизированы. Здесь выделяется комплекс с *Gaudryinopsis angustus* (годриинописовый), в верхней – половина свиты с *Pseudoclavulina hastata* (псевдоклавулиновый). Слои с этими комплексами соответственно отнесены к нижнему и верхнему турону. Псевдоклавулиновым слоям, вероятно, соответствует находка в пос. Уват позднетуронского *Baculites romanowskii* Archangelsky. Возраст отложений с годриинописовым комплексом датируется ранним туроном на основании сопоставления с таковым Тазовской площади (скв. 3-р), где совместно с *Gaudryinopsis angustus* Podobina встречен *Inoceramus labiatus* (Schlotheim) (определение М.Д. Поплавской).

В Северном Зауралье (Западный район) в темно-серых плотных плитчатых глинах скв. 23 (инт. 219,0–207,0 м), отнесенных к самым низам кузнецовской свиты, обнаружен комплекс фораминифер, в котором встречены секреторные известковые формы. По находкам последних В.М. Подобиной [Подобина, 2000; 2009] установлен комплекс с *Hedbergella loetterlei*. Выше по разрезу (скв. 23) в серых глинах из инт. 199,0–181,0 м определены фораминиферы другого видового состава, образующего основу комплекса нижнетуронской зоны, – *Gaudryinopsis*

angustus. Подобные раннетуронские планктонные и бентосные формы встречены в северном районе в разрезе скважины Ван-Еганской площади (скв. 1002, инт. 942,0–938,05 м).

В разное время туронские комплексы фораминифер исследовались В.С. Заспеловой [Заспелова, 1948], З.И. Булатовой с соавт. [Булатова и др., 1957; Фораминиферы... 1964], В.Т. Балахматовой [Глазунова и др., 1960], А.И. Еремеевой и Н.А. Белоусовой [Еремеева, Белоусова, 1961], В.М. Подобиной [Подобина, 1966, 1975, 1989, 2000, 2009 и др.]. В.М. Подобиной [Подобина, Таначева, 1967] впервые установлены морские отложения сеномана в верхних пограничных слоях уватского горизонта в разрезах скважин Тазовской и Пурпейской площадей. Это темно-серые, почти черные аргиллиты данного горизонта, вмещающие характерные сеноманские агглютинированные фораминиферы. Выше в темно-серых аргиллитах кузнецовского горизонта из этих же разрезов скважин Тазовской и Пурпейской площадей обнаружены раннетуронские агглютинированные фораминиферы. Это первые исследования отложений верхнего сеномана и нижнего турона в северном палеобиогеографическом районе Западносибирской провинции.

При сопоставлении туронских фораминифер Западносибирской провинции с одновозрастными видами Канадской провинции (Северная Канада и Северная Аляска) можно отметить сходство многих видов. В результате в кузнецовском горизонте (турон) установлены не только общие виды, но и географические подвиды, а также виды-викарианты (заменители) из формации Seabee Северной Аляски [Tappan, 1962] и Северной Канады [Nauss, 1947; Wall, 1967].

В сравнении нижнетуронских фораминифер Западносибирской провинции с одновозрастными видами Канадской провинции можно видеть, что этому стратиграфическому уровню соответствуют виды планктонных форм, сходные с видами рода *Hedbergella*, и других родов бентосных раковин, обнаруженных в низах турона Западной Сибири [Подобина, 2009, 2012в].

Следовательно, анализ туронских комплексов фораминифер Западносибирской провинции с такими Канадской провинции позволяет выявить значительное сходство между ними. Туронские комплексы имеют много общего в видовом составе с одновозрастными комплексами Канадской провинции, особенно Северной Аляски. По данным автора эти туронские фораминиферы, как указывалось, приурочены к формации сибиря (Seabee). Среди фораминифер этой формации обнаружены преимущественно агглютинированные раковины родов *Saccamina*, *Ammodiscus*, *Haplophragmoides*, *Ammobaculites*, *Spiroplectammina*, *Trochammina*, *Gaudryina* (*Gaudryinopsis*), *Verneuilinoides*. В мелководных фа-

циях Канадской провинции, так же как и в Западной Сибири, отмечены *Quinqueloculina sphaera* Nauss, *Praebulimina seabeensis* (Tappan), *Neobulimina albertensis* (Stelck et Wall), *Hedbergella loetterlei* (Nauss), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg).

#### Туронский ярус – $K_2t$ Кузнецовский горизонт

В пределах Ван-Еганской площади изучены образцы керна из двух разрезов скважин: 1002 и 2031, в которых обнаружены фораминиферы двух туронских комплексов: *Gaudryinopsis angustus* (нижний турон) и *Pseudoclavulina hastata* (верхний турон). Вмещающие породы – темно-серые аргиллиты с прослоями серых алевролитов кузнецовской свиты одноименного горизонта. В разрезах скважин Парусовой 1016, Малыгинской 50 (п-в Ямал) и Западно-Тамбейской 124 (п-в Ямал) исследованы фораминиферы только раннетуронского комплекса с *Gaudryinopsis angustus*, так как вскрыты нижние слои свиты.

Фораминиферы – в основном агглютинированные кварцево-кремнистые с мелко- и среднезернистой стенкой раковины, хорошей сохранности.

#### Нижний подъярус – $K_2t_1$

В разрезе скв. 1002 Ван-Еганской площади в одном образце, отобранном из интервала 942,15–941,15 м (гл. 942,0 м) обнаружены немногочисленные фораминиферы раннетуронского комплекса с *Hedbergella loetterlei*. В комплексе кроме вида-индекса определен еще один вид – *Hedbergella delriensis* (Carsey). Последний по количеству экземпляров в комплексе преобладает. Слои с этим комплексом соответствуют на Северной Аляске слоям с комплексом Pelagic (формация Seabee) [Tappan, 1962]. Это планктонные фораминиферы, относящиеся к нижнему турону.

Во втором разрезе (скв. 2031, Ван-Еганская площадь) также в одном образце, отобранном из нижних слоев кузнецовской свиты – интервал 937,3–936,3 м (гл. 936,56 м), установлены фораминиферы раннетуронского комплекса с *Gaudryinopsis angustus*. Фораминиферы – агглютинированные, кварцево-кремнистые раковины с мелко- и среднезернистой стенкой. В составе комплекса определены виды: *Reophax inordinatus* Young, *Saccamina micra* Bulatova, *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis, *Labrospira collyra* (Nauss), *L. fraseri* (Wickenden) stata Podobina, *Haplophragmoides rota* Nauss sibiricus Zaspelova, *H. crickmayi* Stelck et Wall, *Recurvoidella sewellensis* (Olsson) parvus Beloysova, *Ammobaculites agglutinoides* Dain, *Trochammina wetteri* Stelck et Wall, *Gaudryinopsis angustus* Podobina.

Далее сведения по фораминиферам и биостратиграфии кузнецовского горизонта приводятся по разрезу скв. 1016 Парусовой площади.

В 12 образцах, отобранных из нижних слоев этого горизонта (инт. 1019,9–1005,0 м), содержатся фораминиферы. Сопоставлен их систематический состав с таковым из разреза скв. 3-р Тазовской площади, охарактеризованными раннетуронским *Inoceramus labiatus* (Schlotheim) (определен М.И. Поплавской), что доказывает данный возраст вмещающих пород [Подобина, Таначева, 1967].

В этих образцах обнаружены агглютинированные кварцево-кремнистые фораминиферы хорошей сохранности. Литологически образцы представлены темно-серыми аргиллитами кузнецовской свиты одноименного горизонта. В образце с глубины 1016,4 м кроме фораминифер найдены обломки раковин двустворок. В раннетуронском комплексе с *Gaudryinopsis angustus* преобладают представители родов *Haplophragmoides*, *Trochammina* и *Gaudryinopsis*, причем количество вида-индекса в некоторых образцах достигает 50 экземпляров и более (на 100 г породы). Этот вид наряду с *Trochammina wetteri* Stelck et Wall количественно значительно увеличен в комплексе. Видовой состав комплекса с *Gaudryinopsis angustus* следующий: *Psammospaera laevigata* White, *Saccammina complanata* (Franke), *Lituotuba confusa* (Zaspelova), *Reophax inordinatus* Young, *Labrospira collyra* (Nauss), *L. fraseri* (Wickenden) stata Podobina, *Haplophragmoides rota* Nauss sibiricus Zaspelova, *H. crickmayi* Stelck et Wall, *Asarotamina antis*a Podobina, *Ammomarginulina* cf. *haplophragmoidaeformis* (Balakhmatova), *Haplophragmium incomprehens*is (Ehremeeva), *Trochammina subbotinae* Zaspelova, *Trochammina wetteri* Stelck et Wall, *Gaudryinopsis angustus* Podobina, *Miliammina manitobensis* Wickenden. Раковины с мелкозернистой стенкой светло-серого цвета, за исключением совершенно белых азаротаммин и литуотуб. Среди перечисленных видов для данной части разреза (нижний турон) наиболее характерны виды *Asarotamina antis*a Podobina, *Ammomarginulina haplophragmoidaeformis* (Balakhmatova), *Miliammina manitobensis* Wickenden. В комплексе преобладают трохаммины и гаудринопсисы, что определяет относительно глубоководные и благоприятные условия для развития представителей фораминифер и в частности отряда Атахопхрагмииды.

Исследованы комплексы фораминифер из кузнецовского горизонта двух разрезов скважин – Малыгинской, 50 и Западно-Тамбейской, 124 п-ва Ямал. Они извлечены из образцов, отобранных из нижних слоев кузнецовского горизонта. На п-ве Ямал в разрезах этих площадей вскрыты нижние слои кузнецовского горизонта с раннетуронским комплексом фораминифер с *Gaudryinopsis angustus*, соответствующие одноименной микрофаунистической зоне.

В пяти образцах, отобранных из темно-серых аргиллитов кузнецовского горизонта, разреза скв. 50 Малыгинской площади обнаружен довольно обильный и разнообразный комплекс фораминифер зоны *Gaudryinopsis angustus*. В образце с глубины 1074,1 м определены виды фораминифер: *Labrospira collyra* (Nauss), *Haplophragmoides rota* Nauss sibiricus Zaspelova, *H. crickmayi* Stelck et Wall, *Trochammina wetteri* Stelck et Wall, *T. subbotinae* Zaspelova, *Gaudryinopsis angustus* Podobina (фиг. 5).

Во втором образце с глубины 1088,34 м комплекс содержит единичные экземпляры вида-индекса с остальными характерными сопутствующими видами. В комплексе определены: *Reophax inordinatus* Young, *Labrospira collyra* (Nauss), *Haplophragmoides rota* Nauss sibiricus Zaspelova, *H. crickmayi* Stelck et Wall, *Haplophragmium incomprehens*is (Ehremeeva), *Trochammina subbotinae* Zaspelova, *Trochammina wetteri* Stelck et Wall, *Pseudoclavulina hastata* (Cushman), *Gaudryinopsis angustus* Podobina.

Примерно такой видовой состав фораминифер обнаружен и в разрезах скважин как северного, так и других палеобиогеографических районов Западной Сибири. Как видно из приведенных списков видов, почти третья часть из них выделена американскими учеными. Подобные виды обнаружены в туронских отложениях Канадской провинции (Северная Аляска, формация Seabee) [Tarran, 1962] и Северной Канады [Wall, 1967], относящихся вместе с подобными фораминиферами Западносибирской провинции к Арктической палеобиогеографической области одноименного циркумполярного пояса.

#### Верхний подъярус – $K_2t_2$

В пяти образцах разреза скв. 1002 (Ван-Еганская площадь), отобранных из интервала 942,15–934,4 м, обнаружены фораминиферы поздне-туронского комплекса с *Pseudoclavulina hastata*. Фораминиферы обладают агглютинированной, кварцево-кремнистой, мелко-среднезернистой стенкой хорошей сохранности. Вмещающие породы – темно-серые аргиллиты с тонкими прослоями серых алевролитов кузнецовского горизонта. В составе сводного комплекса, составленного из фораминифер пяти образцов указанного интервала, определены виды: *Psammospaera laevigata* (White), *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), *Lituotuba confusa* (Zaspelova), *Labrospira fraseri* (Wickenden) stata Podobina, *L. collyra* (Nauss), *Haplophragmoides rota* Nauss sibiricus Zaspelova, *H. crickmayi* Stelck et Wall, *Ammoscalaria antis*a Podobina, *Pseudoclavulina hastata* (Cushman), *Trochammina wetteri* Stelck et Wall, *T. arguta* Podobina, *Gaudryinopsis angustus* Podobina (фиг. 6).



**Фиг. 5. Комплекс раннетуронских фораминифер с *Gaudryinopsis angustus***  
 Западная Сибирь, Малыгинская скв. 50, гл. 1074,1 м;  
 кузнецовский горизонт, нижний турон

**Fig. 5. Complex of Early Turonian foraminifera with *Gaudryinopsis angustus***  
 Western Siberia, Malyginskaya well. 50, depth 1074,1 m;  
 Kuznetsovskiy Horizon, Upper Turon

1–5 – *Labrospira collyra* (Nauss); 6–7 – *Haplophragmoides rota* Nauss sibiricus Zaspelova; 8–10 – *H. crickmayi* Stelck et Wall; 11–18 – *Trochammina wetteri* Stelck et Wall; 19–24 – *T. subbotinae* Zaspelova; 25–31 – *Gaudryinopsis angustus* Podobina; 32–33 – раковины семейства Trochamminidae



**Фиг. 6. Комплекс фораминифер с *Pseudoclavulina hastata***  
**Западная Сибирь, Ван-Еганская скв. 1002, глубина 938,55 м;**  
**кузнецовский горизонт, верхний турон**

**Fig. 6. Complex foraminifera with *Pseudoclavulina hastata***  
**Western Siberia, Van-Eganskaya well. 1002, depth 938,55 m;**  
**Kuznetsovskiy Horizon, Upper Turon**

1 – *Ammodiscus cretaceus* (Reuss); 2 – *Glomospirella gaultina* (Berthelin); 3 – *Lituotuba confusa* (Zaspelova); 4 – *Labrospira fraseri* (Wickenden) *stata* Podobina; 5–6 – *L. collyra* (Nauss); 7–9 – *Haplophragmoides rota* Nauss *sibiricus* Zaspelova; 10 – *H. crickmayi* Stelck et Wall; 11 – *Ammoscalaria antis* Podobina; 12 – *Trochammina arguta* Podobina; 13–17 – *Pseudoclavulina hastata* (Cushman)

В одном из образцов с глубины 937,10 м обнаружен экземпляр вида *Cibicides westsibiricus* (Balakhmatova), характерного для позднетуронского комплекса восточного района Западной Сибири.

Из семи образцов керна разреза скв. 2031 (Ван-Еганская площадь), отобранных из интервала 935,3–

929,0 м, выделены многочисленные фораминиферы позднетуронского комплекса с *Pseudoclavulina hastata*. Стенка раковин агглютинированная, кварцево-кремнистая, мелко- и среднезернистая, хорошей сохранности.

Вмещающие породы – темно-серые аргиллиты с прослоями серого алевролита. В составе комплекса

определены: *Rhizammina indivisa* Brady, *Psammosphaera fusca* Schultze, *P. laevigata* (White), *Hyperammina aptica* (Dampel et Mjatluk), *Reophax inordinatus* Young, *Labrospira collyra* (Nauss), *Haplophragmoides rota* Nauss *sibiricus* Zaspelova, *H. crickmayi* Stelck et Wall, *Ammoscalaria antis* Podobina, *Pseudoclavulina hastata* (Cushman), *Trochammina arguta* Podobina, *T. wetteri* Stelck et Wall. В комплексе появились виды фораминифер, характерные для верхнего турона: *Ammoscalaria antus* Podobina, *Trochammina arguta* Podobina, увеличилось в комплексе количество экземпляров зонального вида-индекса *Pseudoclavulina hastata* (Cushman). В количественном отношении преобладают виды семейств *Haplophragmiidae* и *Ataxophragmiidae*, что указывает на глубокие и благоприятные для фораминифер условия существования в относительно холодноводном бассейне.

### Заключение

Морские отложения апта в пределах северного палеобиогеографического района установлены впервые. Они выделены по обнаруженным комплексам агглютинированных кварцево-кремнистым средне- и грубозернистых фораминифер, что указывает на мелководную среду обитания в морском бассейне, непосредственно связанном с Арктикой.

Комплексы аптских агглютинированных фораминифер недостаточно хорошей сохранности. По ним определены условно три подъяруса апта. Однако более устойчивым является выделенный средне-аптский комплекс по некоторым видам отряда *Ataxophragmiida* – роды *Pseudoverneuilina* (?) и *Gaudryinopsis*. В составе условно выделенного средне-аптского комплекса наиболее характерен новый вид, установленный и описанный автором [Подобина, 2017a], – *Pseudoverneuilina* (?) *aptica* Podobina. Этот вид является одним из видов-индексов для среднеаптского комплекса фораминифер Западносибирской провинции. Фораминиферы апта во всех изученных разрезах скважин немногочисленные, примерно одинакового и небольшого систематического состава. В целом в работе приводятся фактический материал о систематическом составе аптских комплексов фораминифер, а также их положение в разрезе викуловского горизонта.

Появились новые данные по комплексам альбских фораминифер из ханты-мансийского горизонта в ряде разрезов скважин Самотлорской и Южно-Русской, а также п-ва Ямал площадей. При исследовании комплексов фораминифер из разрезов скважин 52, 53, 54, 55 Южно-Русской площади появилась возможность установить в ханты-мансийском горизонте четыре фораминиферовых комплекса, соответствующих трем альбским подъярусам: ранне-

альбский комплекс с *Gaudryinopsis toileuri*; средне-альбский с *Ammobaculites fragmentarius*, *Gaudryinopsis filiformis*; верхнеальбские – с *Ammotium braunsteini*, *Verneuilinoides borealis assanoviensis* и *Miliammina ischnia*. По сравнению с зауральскими эти комплексы систематически менее разнообразны, однако отдельные таксоны насчитываются в образце в количестве более 50 экземпляров. Наиболее характерны представители семейств *Haplophragmoididae*, *Haplophragmiidae* и *Ataxophragmiidae*. Некоторые таксоны из этих семейств являются видами-индексами или характерными видами.

Альбская трансгрессия распространилась с севера и покрыла Зауралье как наиболее углубленную территорию Западной Сибири. На Самотлорской площади (широтное течение р. Обь) по комплексам фораминифер выделены только средне- и верхне-альбские подъярусы. Видимо, нижнеальбские отложения здесь представлены континентальными фациями, как и на остальной территории Западносибирской провинции.

В северном направлении (южнее верховьев рек Пур и Таз) в разрезах Южно-Русской площади существовал более углубленный альбский бассейн. В морских фациях ханты-мансийского горизонта по комплексам фораминифер установлены, как и в Зауралье, три зоны фораминифер, соответствующие трем подъярусам альба. Отдельные таксоны (роды, виды) из ханты-мансийского горизонта сходны с таковыми формации *Toragoruk* Северной Аляски [Tarpan, 1962].

Авторами некоторых альбских видов Западносибирской провинции считаются американские исследователи, однако эти виды, кроме общих сходных, морфологически несколько отличаются от таковых Канадской провинции и поэтому установлены как подвиды или викарианты канадских таксонов. Например, один из зональных видов-индексов *Verneuilinoides borealis* Tarpan *assanoviensis* (Zaspelova) в Западносибирской провинции определен как географический подвид.

Обобщены новые сведения по фораминиферам из уватского горизонта в северном палеобиогеографическом районе. На их основании определен поздне-сеноманский возраст верхних слоев этого горизонта. Установлено, что фораминиферы сеномана Западносибирской провинции, так же как и апт-альбские, обладают в основном агглютинированной кварцево-кремнистой стенкой и имеют сходство с подобными сеноманскими видами Канадской провинции. Наиболее значительные сведения по фораминиферам получены из семи разрезов скважин Ван-Еганской площади, расположенной северо-восточнее от Самотлорской площади. В разрезах верхних слоев уватского горизонта Ван-Еганской площади установлены две поздне-сеноманские зоны

фораминифер: верхняя – *Trochammina wetteri tumida*, *Verneuilinoides kansasensis* и нижняя – *Saccammina micra*, *Ammomarginulina sibirica*. В нижней части верхней зоны выделены слои с *Gaudryinopsis panushukensis elongatus*.

В нижних и средних слоях уватского горизонта Ван-Еганской площади известны единичные недостаточно хорошей сохранности фораминиферы родов *Labrospira*, *Haplophragmoides*, *Ammomarginulina*, *Trochammina* и др. Такие же сведения, но более краткие, получены при изучении большинства разрезов скважин уватского горизонта Парусовой и п-ва Ямал площадей. Эта часть разреза уватского горизонта условно относится к нижнему и среднему сеноману.

Кузнецовский горизонт является плотной покровной, сохранившей в северном палеобиогеографическом районе уникальные залежи углеводородов от разрушения. Поэтому изучение его биостратиграфии представляет большое значение. Повсеместно, в том числе и в северном районе, распространены фораминиферы, являющиеся основной группой палеонтологических остатков, необходимых для изучения биостратиграфии этого горизонта. В исследованных образцах из двух разрезов скважин 1002 и 2031 Ван-Еганской площади установлены три комплекса фораминифер, два из них – *Hedbergella loetterlei* и *Gaudryinopsis angustus* – раннетуронские из нижних слоев кузнецовского горизонта. Третий комплекс – *Pseudoclavulina hastata* позднетуронского возраста из верхних слоев кузнецовского горизонта. Слои с комплексом *Gaudryinopsis angustus* и *Pseudoclavulina hastata* установлены в горизонте как микрофаунистические (фораминиферовые) зоны. В образцах из разреза скв. 1016 Парусовой площади нижние слои кузнецовского горизонта с раннетуронским комплексом *Gaudryinopsis angustus* выделены как одноименная микрофаунистическая (фораминиферовая) зона. Исследованные комплексы фораминифер из разрезов скважин двух площадей: Малыгинская, 50, Северо-Тамбейская, 124 дают возможность изучить биостратиграфию кузнецовского горизонта самого северного участка Западной Сибири – п-ва Ямал. По систематическому составу раннетуронский комплекс с *Gaudryinopsis angustus* из площадей северного района отличается от таковых, распространенных в центральном и других районах Западносибирской провинции. Основной отличительной особенностью комплекса из изученных разрезов является присутствие вида *Asarotamina antisia* Podobina, ранее неизвестно-

го в разрезах турона южнее расположенных площадей этой провинции.

В отличие от позднесеноманских, раковины раннетуронского комплекса фораминифер хорошей сохранности с характерными видами, в том числе и видом-индексом *Gaudryinopsis angustus* Podobina. В комплексе по количеству экземпляров преобладают представители отряда Атахофрагмида, это указывает на благоприятный гидрологический режим морского бассейна (достаточная глубина, температура, соленость, газовый состав), что связано с углублением и расширением туронской бореальной трансгрессии. Эта трансгрессия, в отличие от сеноманской распространилась почти на всю территорию Западной Сибири, что способствовало расцвету фораминифер комплексов с *Gaudryinopsis angustus* и *Pseudoclavulina hastata*, вмещающих почти все характерные для кузнецовского горизонта виды, в том числе и виды-индексы.

Большое сходство систематического состава исследованных туронских комплексов Западносибирской провинции с одновозрастным комплексом из формации Seabee (Северная Аляска) [Tarran, 1962] и Северной Канады [Wall, 1967] Канадской провинции указывает на обитание этих фораминифер в сходных жизненных условиях – относительно холодноводном Арктическом бассейне одноименной палеобиогеографической области Арктического циркумполярного пояса.

Комплексы фораминифер апта, альба, сеномана и турона отличаются некоторым сходством в облике и систематическом составе составляющих их таксонов, что определило установление единой среднемеловой ассоциации организмов. Вмещающие породы, соответствующие этим ярусам: викуловский, ханты-мансийский, уватский горизонты по литологическим особенностям терригенных пород объединены в одну покурскую серию осадков. Эти породы отличаются от подстилающих ранее выделяемого неокома (берриас, варанжи, готерив, баррем) и покрывающих сенона (коньяк, сантон, кампан и маастрихт) отсутствием в породах опоковидного и карбонатного материала, а также некоторым сходством их литологического состава.

Верхние два яруса – аптский и альбский нижнего отдела и два нижних яруса верхнего отдела – сеноман и турон по этой причине объединены автором в средний отдел меловой системы, что обосновывается новым фактическим материалом, полученным по многим разрезам скважин площадей северного палеобиогеографического района Западносибирской провинции.

## ЛИТЕРАТУРА

- Амон Э.О. Комплексы агглютинирующих фораминифер из ханты-мансийской свиты (альб, нижний мел) в Среднем и Южном Зауралье // Литосфера. 2005. № 2. С. 97–134.
- Булатова З.И. и др. Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. М.: Гостоптехиздат, 1957. С. 75–84, палеонт. табл. 8–12.

- Булатова З.И.** Стратиграфия апт-альбских нефтегазоносных отложений Западно-Сибирской равнины по фораминиферам. М.: Недра, 1976. 152 с., 21 палеонт. табл.
- Глазунова А.Е., Балахматова В.Т., Липман Р.Х. и др.** Стратиграфия и фауна меловых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1960. Т. 29. С. 23–124, 9 палеонт. табл.
- Еремеева А.И., Белоусова Н.А.** Стратиграфия и фауна фораминифер меловых и палеогеновых отложений восточного склона Урала, Зауралья и Северного Казахстана // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М., 1961. Вып. 9. С. 3–189, 38 палеонт. табл.
- Заспелова В.С.** Фораминиферы верхнеюрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности // Микрофауна СССР. Сб. 1. М., 1948. С. 189–210, 3 палеонт. табл.
- Захаров В.А., Бейзель А.Л., Похилайнен В.П.** Открытие морского сеномана на севере Сибири // Геология и геофизика. 1989. № 6. С. 10–13.
- Захаров В.А., Маринов В.А., Агалаков С.Е.** Альбский ярус Западной Сибири // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 6. С. 769–791.
- Маринов В.А., Злобина О.Н., Игольников А.Е. и др.** Биостратиграфия и условия формирования нижнего мела Малохетского структурно-фациального района (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56, № 10. С. 1842–1853.
- Подобина В.М.** Фораминиферы верхнего мела Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1966. 148 с., 19 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1975. 163 с., 40 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Систематика и филогения гаплограммидей. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1978. 91 с., 17 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и зональная стратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 175 с., 35 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 1998. 338 с., 62 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск: Изд-во НТЛ, 2000. 388 с., 80 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск: ТГУ, 2009. 430 с., 73 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Новые сведения по фораминиферам и биостратиграфии верхнего сеномана северного района Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. 2012а. № 361. С. 182–187, 3 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и биостратиграфия верхнего сеномана северного района Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. 2012б. № 362. С. 189–193, 3 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Новые сведения по биостратиграфии и фораминиферам турона Западной Сибири // Вестник Томского государственного университета. 2012в. № 364. С. 181–184, 4 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Палеозоогеографическое районирование Западной Сибири в позднем сеномане (по данным фораминифер) // Вестник Томского государственного университета. 2013а. № 371. С. 189–196, 5 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Биостратиграфия альба Самотлорской площади Западной Сибири (по данным фораминифер) // Вестник Томского государственного университета. 2013б. № 374. С. 188–198, 4 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Палеозоогеография и фораминиферы позднего сеномана Западной Сибири // Геосферные исследования. Журнал Томского государственного университета. 2016. № 1. С. 16–23.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и биостратиграфия апта северного палеобиогеографического района Западной Сибири // Геосферные исследования. Журнал Томского государственного университета. 2017а. № 3. С. 61–72, 8 рис.
- Подобина В.М.** Новые сведения по биостратиграфии альба северного палеобиогеографического района Западной Сибири (по данным фораминифер) // Журнал «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири». 2017б. № 4. С. 3–10, 5 рис.
- Подобина В.М.** Комплексы фораминифер и биостратиграфия альба Западной Сибири (п-ов Ямал) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2018а. № 1 (33). С. 24–31, 6 рис.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и биостратиграфия среднего мела Западной Сибири. Томск: ТГУ, 2018б. 138 с., 36 фиг., 6 рис. 25 палеонтол. табл.
- Подобина В.М., Таначева М.И.** Стратиграфия газоносных верхнемеловых отложений северо-восточных районов Западно-Сибирской низменности // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1967. Вып. 2. С. 89–99.
- Региональная стратиграфическая** схема меловых отложений Западной Сибири (апт – альб – сеноман) // Региональные стратиграфические схемы меловых отложений Западной Сибири. Приняты VI Межведомственным стратиграфическим совещанием 16 октября 2003 г. Утверждена МСК РФ 8 апреля 2005 г. Новосибирск, 2005.
- Фораминиферы** меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. Вып. 234 / под ред. Н.Н. Субботиной. Л.: Недра, 1964. 456 с., 66 палеонт. табл.
- Фурсенко А.В.** Введение в изучение фораминифер // Тр. ИГиГ СО АН СССР. Вып. 391. Новосибирск: Наука, 1978. 242 с.
- Loeblich A.R., Tappan H.** Studies of Arctic Foraminifera // Smithsonian Miscellaneous Collection. 1953. № 121 (7). 150 p.
- Nauss A.** Cretaceous microfossils of the Vermilion area Alberta // J. Paleontology, 1947. Vol. 21, № 4. P. 329–343, pls. 48–49.
- Podobina V.M.** Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basins based on foraminifera // Proc. 4th Int. Workshop on Agglutinated Foraminifera. Spec. Publ., 1995. № 3. P. 233–247, 5 figs.
- Podobina V.M.** Recent data on the Upper Cenomanian foraminifera and biostratigraphy of the northern district of Western Siberia // Ninth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication. 2012. 18. P. 77–79.
- Podobina V.M.** New data on middle and late Albian foraminifera and biostratigraphy of the northern palaeobiogeographical district of Western Siberia // Geologos. 2015. V. 21, № 1. P. 71–78, 4 pls.
- Tappan H.** Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. Pt. 3: Cretaceous Foraminifera // U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 1962. № 236. P. 91–209, pls. 29–58.
- Wall J.** Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta. 1967. Bull. 20. 185 p., 15 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

*Geosphere Research*, 2019, 1, 64–88. DOI: 10.17223/25421379/10/5

**V.M. Podobina**

*National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia*

**MIDDLE CRETACEOUS BIOSTRATIGRAPHY ON FORAMINIFERA OF WESTERN SIBERIA  
(NORTHERN PALEOBIOGEOGRAPHICAL DISTRICT)**

The similarity in systematic composition of the new foraminiferal assemblages and litological affinity of such stages as Aptian, Albian, Cenomanian and Turonian have given opportunity to establish the Middle order of Cretaceous system. The first time these foraminiferal assemblages have been found in borehole sections of Samotlorskaya, Van-Eganskaya, South-Russkaya, Parusovaya and several areas of Yamal peninsula, which keep to Northern paleobiogeographical district of West Siberian province. The related connecting between species of foraminiferal assemblages of four stages have been united in one association of these taxons. Holding rocks of Viculian, Chanty-Mansian, Uvatskian horizons consisting of similar on litology argillit-alevrolit-silks have been united in Pourskaya series of deposits, without opoka and carbonate infusions. Due to similarity in foraminiferal assemblages Kusnetsovskian horizon also offer to Middle Cretaceous. New data on Foraminifera and Biostratigraphy of each stage have been received during study kern specimens from borehole sections of these areas. Some species, subspecies and vicariant in foraminiferal assemblages have known in such age formations of Canadian province. On this base West Siberian and Canadian provinces belong to Arctic paleobiogeographical Realm of same name circum pole Belt.

**Keywords:** *foraminifera, biostratigraphy, Middle Cretaceous, Western Siberia*

**References**

- Amon E.O. Agglutinated foraminifera assemblages from Khanty-Mansiysk suite (Albian, Lower Cretaceous) in the Middle and South Zauralye (Trans-Urals) // *Litosfera*. 2005. (2). pp. 97–134. In Russian
- Bulatova Z.I. et al. *Stratigrafiya mezozoya i kaynozoya Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Mesozoic and Cenozoic Stratigraphy of the West Siberian Lowland]. Moscow : Gostoptekhizdat, 1957. pp. 75–84, paleont. tabl. 8–12. In Russian
- Bulatova Z.I. *Stratigrafiya apt-al'bskikh neftegazonosnykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy ravniny po foraminiferam* [Apt-Albian oil and gas deposits stratigraphy of the West Siberian Plain by foraminifera] Moscow : Nedra, 1976. 152 c., 21 paleont. tabl. In Russian
- Glazunova A.E., Balakhmatova V.T., Lipman R.KH. et al. *Stratigrafiya i fauna melovykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Stratigraphy and fauna of the Cretaceous sediments of the West Siberian Lowland] // Tr. VSEGEI. Nov. ser. Leningrad, 1960. T. 29. pp. 23–124, 9 paleont. tabl. In Russian
- Eremeyeva A.I., Belousova N.A. *Stratigrafiya i fauna foraminifer melovykh i paleogenovykh otlozheniy vostochnogo sklona Urala, Zaural'ya i Severnogo Kazakhstana* [Stratigraphy and fauna of foraminifera of Cretaceous and Paleogene deposits of the eastern slope of the Urals, Trans-Urals and Northern Kazakhstan] // *Materialy po geologii i poleznym iskopayemym Urala*. Moscow, 1961. Vyp. 9. pp. 3–189, 38 paleont. tabl. In Russian
- Zaspelova V.S. *Foraminifery verkhneyurskikh i melovykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Foraminifera of Upper Jurassic and Cretaceous sediments of the West Siberian Lowland] // *Mikrofauna SSSR*. Sb. 1. Moscow, 1948. pp. 189–210, 3 paleont. tabl. In Russian
- Zakharov V.A., Beyzel' A.L., Pokhilaynen V.P. *Otkrytiye morskogo senomana na severe Sibiri* [Discovery of the marine Cenomanian in the north of Siberia] // *Geologiya i geofizika*. 1989. № 6. pp. 10–13. In Russian
- Zakharov V.A., Marinov V.A., Agalakov S.E. *Al'bskiy yarus Zapadnoy Sibiri* [Albian tier of Western Siberia] // *Geologiya i geofizika*. 2000. T. 41, № 6. C. 769–791. In Russian
- Marinov V.A., Zlobina O.N., Igol'nikov A.E., Mogucheva N.K., Urman O.S. *Biostratigrafiya i usloviya formirovaniya nizhnego mela Malokhetskogo strukturno-fatsial'nogo rayona (Zapadnaya Sibir')* [The biostratigraphy and sedimentary environments of the Lower Cretaceous section, Malaya Kheta structural-facies region, West Siberia] // *Геология и геофизика*. 2015. T. 56, № 10. C. 1842–1853.
- Podobina V.M. *Foraminifery verkhnego mela Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Foraminifera of the Upper Cretaceous of the West Siberian Lowland]. Moscow: Nauka, 1966. 148 p., 19 Tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery verkhnego mela i paleogena Zapadno-Sibirskoy nizmennosti, ikh znachenie dlya stratigrafii* [Foraminifera of the Upper Cretaceous and Paleogene of the West Siberian Lowland, their importance for stratigraphy]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1975. 163 p., 40 Tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Sistematika i filogeniya gaplofragmiidey* [Systematics and phylogeny of haplophragmidia]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1978. 91 p., 17 Tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery i zonal'naya stratigrafiya verkhnego mela Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera and zonal stratigraphy of the Upper Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1989. 175 p., 35 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 pal. Tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery i biostratigrafiya verkhnego mela Zapadnoy Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo NTL, 2000. 388 p., 80 pal. Tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery, biostratigrafiya verkhnego mela 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. New data on Upper Cenomanian foraminifers and biostratigraphy of northern district of Western Siberia // Tomsk State University Journal. 2012a. № 361. pp. 182–187. In Russian
- Podobina V.M. Upper Cenomanian foraminifers and biostratigraphy of northern district of Western Siberia // Tomsk State University Journal. 2012b. № 362. pp. 189–193. In Russian
- Podobina V.M. Recent data on Turonian biostratigraphy and foraminifers of Western Siberia // Tomsk State University Journal. 2012b. № 364. pp. 181–184. In Russian
- Podobina V.M. Paleozoogeographical regionalization of Western Siberia in the Late Cenomanian (by data on foraminifera) // Tomsk State University Journal. 2013. № 371. pp. 189–196. In Russian
- Podobina V.M. Biostratigraphy of the Albian of the Samotlor area of Western Siberia (based on foraminifera) // Tomsk State University Journal. 2013b. № 374. P. 188–198. In Russian
- Podobina V.M. Palaeozoogeography and Late Cenomanian foraminifera of Western Siberia // Geosphere Research. 2016. № 1. pp. 16–23. In Russian
- Podobina V.M. Aptian foraminifera and biostratigraphy of the Northern palaeobiogeographical district of Western Siberia // Geosphere Research. 2017a. № 3. pp. 61–72. In Russian
- Podobina V.M. New data on Albian biostratigraphy of the Northern Paleobiogeographic Region of West Siberia (from foraminifera) // Geology and mineral resources of Siberia. 2017b. № 4. pp. 3–10. In Russian
- Podobina V.M. Foraminifera assemblages and Albian biostratigraphy of West Siberia (Yamal Peninsula) // Geology and mineral resources of Siberia. 2018a. № 1 (33). pp. 24–31. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery i biostratigrafiya srednego mela Zapadnoy Sibiri* [Middle cretaceous foraminifera and biostratigraphy of Western Siberia]. Tomsk: TSU, 2018b. 138 c., 36 fig., 6 pic. 25 pal. Tabl. In Russian
- Podobina V.M., Tanacheva M.I. *Stratigrafiya gazonosnykh verkhnemelovykh otlozheniy severo-vostochnykh rayonov Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* [Stratigraphy of gas-bearing Upper Cretaceous deposits of the northeastern regions of the West Siberian Lowland] // *Novyye dannyye po geologii i poleznym iskopayemym Zapadnoy Sibiri*. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1967. Vyp. 2. pp. 89–99. In Russian
- Regional'naya stratigraficheskaya skhema melovykh otlozheniy Zapadnoy Sibiri (apt – al'b – senoman)* [Regional stratigraphic scheme of the Cretaceous sediments of Western Siberia (Apt - Alb - Senoman)] // *Regional'nyye stratigraficheskiye skhemy melovykh otlozheniy Zapadnoy Sibiri*. Prinyaty VI Mezhdomstvennym stratigraficheskim so-veshchaniyem 16 oktyabrya 2003 g. Utverzhdena MSK RF 8 aprelya 2005 g. Novosibirsk, 2005. In Russian
- Foraminifery melovykh i paleogenovykh otlozheniy Zapadno-Sibirskoy nizmennosti* / pod red. N.N. Subbotinoy. Tr. VNIGRI, vyp. 234. Leningrad: Nedra, 1964. 456 p, 66 paleont. tabl. In Russian
- Fursenko A.V. *Vvedenie v izucheniye foraminifer* [Introduction to the study of foraminifera] / Tr. IGiG SO AN SSSR. Vyp. 391. Novosibirsk: Nauka, 1978. 242 p. In Russian
- Loeblich A.R., Tappan H. Studies of Arctic Foraminifera // Smithsonian Miscellaneous Collection 121 (7). 1953. 150 p.
- Nauss A. Cretaceous microfossils of the Vermilion area Alberta // J. Paleontology, 1947. V. 21. № 4. pp. 329–343, pls. 48–49.
- Podobina V.M. Paleozoogeographic regionalization of Northern Hemisphere Late Cretaceous basins based on foraminifera // Proc. 4th Int. Workshop on Agglutinated Foraminifera. Spec. Publ., 1995. № 3. pp. 233–247, 5 figs.
- Podobina V.M. Recent data on the Upper Cenomanian foraminifers and biostratigraphy of the northern district of Western Siberia // Ninth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication. 2012. 18. P. 77–79.
- Podobina V.M. New data on middle and late Albian foraminifera and biostratigraphy of the northern palaeobiogeographical district of Western Siberia // Geologos. 2015. Vol. 21, № 1. pp. 71–78, 4 pls.
- Tappan H. Foraminifera from the Arctic slope of Alaska. Pt. 3: Cretaceous Foraminifera // U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 1962. № 236. pp. 91–209, pls. 29–58.
- Wall J. Cretaceous Foraminifera of the Rocky Mountain Foothills, Alberta // Res. Council Alberta. 1967. Bull. 20. 185 p., 15 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

Научный журнал

**ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

**GEOSPHERE RESEARCH**

**2019. № 1**

Редактор Н.А. Афанасьева  
Оригинал-макет А.И. Лелоюр  
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 24.03.2019 г. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Гарнитура Times. Печ. л. 10,2; усл. печ. л. 9,5.  
Тираж 50 экз. Заказ № 3703. Цена свободная.

Дата выхода в свет 11.04.2019 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](mailto:rio.tsu@mail.ru)