

# ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

# GEOSPHERE RESEARCH

---

*Научный журнал*

---

**2017**

**№ 4**

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

**Учредитель – Томский государственный университет**

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

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ**

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

E-mail: [Richard.Ernst@Carleton.ca](mailto: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](mailto:vasvr@yandex.ru)

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

E-mail: [ev.asochakova@gmail.com](mailto:ev.asochakova@gmail.com)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

**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

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

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

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

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

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

**Чамберлейн К.Р.**, профессор, Университет Вайоминг, 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

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

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

**David Banks**, CGeol, 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

---

### ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ

- Арбузов С.И., Чекрыжов И.Ю., Сунь Юйчжуан, Жао Цунлян, Машенькин В.С., Ильенко С.С., Иванов В.В., Блохин М.Г., Зарубина Н.В.** Редкоземельные элементы (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) в углях Северной Азии (Сибирь, российский Дальний Восток, Северный Китай, Монголия, Казахстан) ..... 6
- Борозновская Н.Н., Корнева А.П., Герасимов В.К.** Кристаллохимические и люминесцентные особенности минералов группы турмалина Малханского пегматитового поля (Забайкалье) ..... 28

### ГЕОДИНАМИКА, МЕТАЛЛОГЕНИЯ, КОСМОЛОГИЯ

- Кузьмин М.И., Горячев Н.А.** Эволюция Земли и процессы, определяющие ее геодинамику, магматизм и металлогению ..... 36
- Глуховский М.З.** О масштабном импактном событии на Неоархейском этапе тектоно-магматической эволюции Оленёкской кольцевой структуры и его следствия ..... 51
- Бочкарев В.С.** Модель фейерверочного формирования Земли и Солнечной системы ..... 58

### ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ГИДРОЛОГИЯ

- Евсеева Н.С., Петров А.И., Каширо М.А., Квасникова З.Н., Батманова А.С., Хон А.В.** Влияние рельефа и растительности на распределение снежного покрова в бассейнах малых рек ..... 64
- Замараев Д.К.** Факторы формирования заторов при ледоходе и их учет для обоснования мероприятий по предотвращению наводнений на участке р. Томи у г. Томска ..... 75

### ПАМЯТНАЯ ДАТА

- Ананьев С.А.** К 70-летию со дня рождения С.И. Коноваленко, моего учителя, друга, геолога, минералога и педагога ..... 92

---

## CONTENTS

---

### GEOCHEMISTRY, MINERALOGY

- Arbuzov S.I., Chekryzhov I.Yu., Sun Yuzhuang, Zhao Cunliang, Mashenkin V.S., Ilenok S.S., Ivanov V.V., Blokhin M.G., Zarubina N.V.** Rare-earth elements (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) in the coals of the North Asia (Siberia, Russian Far East, North China, Mongolia, Kazakhstan) ..... 6
- Boroznovskaya N.N., Korneva A.P., Gerasimov V.K.** Chrystallochemical and luminescent characteristics of tourmaline group minerals from Malkhan pegmatite field (Transbaikalia) ..... 28

### GEODYNAMICS, METALLOGENIYA, COSMOLOGY

- Adamenko M.M., Gutak Ya.M.** A new approach to separation small glaciers from perennial snowfields which is based on the data about duration of the continuous existence of glacial and firn objects (on the example of the Kuznetsky Alatau mountains) ..... 36
- Glukhovskii M.Z.** Vast impact in the Neoproterozoic tectono-magmatic evolution of the Olenek ring structure and its after-effect ..... 51
- Bochkarev V.S.** Model of fireworks formation of the Earth and Solar system ..... 58

### GEOMORPHOLOGY, HYDROLOGY

- Evseeva N.S., Petrov A.I., Kashiro M.A., Kvasnikova Z.N., Batmanova A.S., Khon A.V.** Influence of the relief and vegetation on the distribution of the snow cover in the pools of small rivers ..... 64
- Zamaraev D.K.** Factors of formation of ice jams during floating of ice and their registration for the substantiation of the events for prevention of floods at the area of Tom river Tomsk territory ..... 75

### MEMORABLE DATE

- Ananyev S.A.** 70th anniversary of the birthday S.I. Konovalenko, my teacher, friend, geologist, mineralogist and lecturer ..... 92

## ГЕОХИМИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 550.42: 552.57

### РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) В УГЛЯХ СЕВЕРНОЙ АЗИИ (СИБИРЬ, РОССИЙСКИЙ ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, СЕВЕРНЫЙ КИТАЙ, МОНГОЛИЯ, КАЗАХСТАН)

С.И. Арбузов<sup>1</sup>, И.Ю. Чекрыжов<sup>2</sup>, Юйчжуан Сунь<sup>3</sup>, Цунлянь Жао<sup>3</sup>, В.С. Машенькин<sup>1</sup>,  
С.С. Ильенко<sup>1</sup>, В.В. Иванов<sup>2</sup>, М.Г. Блохин<sup>2</sup>, Н.В. Зарубина<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Томский политехнический университет, Томск, Россия

<sup>2</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

<sup>3</sup>Хэбэйский инженерный университет, Ханьдань, КНР

Выполнено исследование РЗЭ (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) в 7 189 пробах угля из угольных месторождений и бассейнов Северной Азии. Угли Северной Азии характеризуются повышенными по сравнению с угольным кларком содержаниями РЗЭ. Изучены основные закономерности распределения и условия накопления РЗЭ в угольных месторождениях и бассейнах. Накопление РЗЭ в угольных пластах обусловлено особенностями состава области питания древнего бассейна торфонакопления, проявлением субсинхронного торфонакопления вулканизма, проявлением эпигенетических процессов и особенностями гидрогеохимии региона. Формирование аномалий и комплексных редкометалльных руд обусловлено наличием среди пород фундамента и складчатого обрамления угленосных впадин, специализированных массивов горных пород, обогащенных РЗЭ, или проявлением субсинхронного угленакопления вулканизма щелочного или кислого состава. Преобразование пеплов в условиях агрессивной среды торфяника приводит к выносу и перетолжению РЗЭ вблизи тонштейнов с формированием в угольных пластах контрастных аномалий. В ряде случаев эти комплексные аномалии могут представлять промышленный интерес. Формы нахождения РЗЭ изменяются в процессе углефикации. В бурых углях низкой степени углефикации преобладают органические формы нахождения РЗЭ, а в каменных углях и антрацитах – аутигенные минеральные формы.

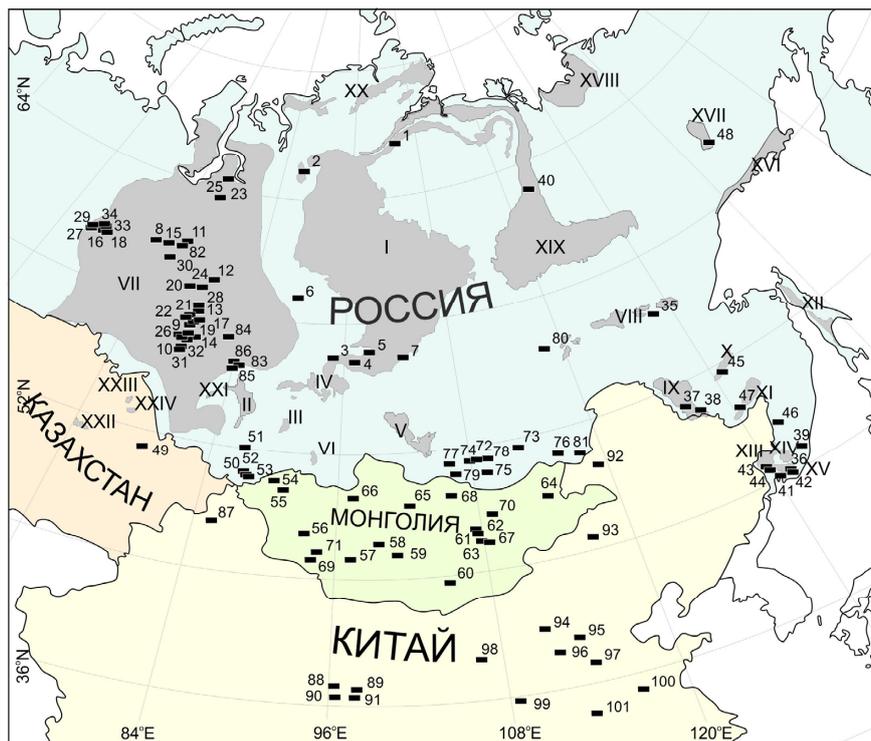
**Ключевые слова:** уголь, Северная Азия, редкоземельные элементы, закономерности распределения, условия накопления, формы нахождения.

#### Введение

Редкоземельные элементы (РЗЭ) играют важную роль в экономике XXI в., особенно в быстро развивающихся инновационных отраслях промышленности. Основными источниками РЗЭ являются коры выветривания гранитов, карбонатитовые месторождения и прибрежно-морские россыпи. Помимо традиционных сырьевых источников лантаноидов в качестве потенциально перспективных рассматриваются и металлоносные угли [Середин, 1991; Seredin, 1996; Seredin et al., 2008, 2012, 2013; Dai et al., 2010, 2011]. Колоссальные ресурсы и огромные объемы потребления угля наряду с наличием в ряде угольных месторождений аномальных концентраций РЗЭ позволяют рассмотреть этот потенциальный сырьевой источник редких металлов более детально, требуют проведения масштабных поисковых работ с целью выявления металлоносных углей.

Первые сведения об аномальных содержаниях группы редких земель в углях опубликованы в 1933 г. В.М. Гольдшмидтом и К. Петерсом [Гольдшмидт, Петерс, 1938], определивших содержание четных лантаноидов в пробе золы низкозольного

(1,5%) угля Силезского бассейна. Первые данные о РЗЭ в углях на исследуемой территории были получены А.В. Костериным с соавторами в 1963 г. на Чехезском (Павловском) месторождении [Костерин и др., 1963]. В 1980-х гг. В.В. Середин впервые описал редкоземельную минерализацию с промышленными содержаниями РЗЭ в углях Ванчинской впадины. После публикации в 1991 г. В.В. Серединым [Середин, 1991] этих данных, а впоследствии – серии работ различных научных коллективов по аномально редкоземельным углям в других месторождениях [Середин, 2001, 2005; Seredin et al., 2011, 2012, 2013; Dai et al., 2007, 2008, 2010, 2011, 2016с; Арбузов и др., 1997, 2003, 2007а; Hower et al., 1999; Mardon, Hower, 2004; Чекрыжов и др., 2016б; Dai et al., 2016с] интерес к лантаноидам в угольных месторождениях существенно возрос. В настоящее время выполнена оценка содержания лантаноидов в углях США, Китая и ряде других стран, рассчитано среднее содержание всех индивидуальных редкоземельных элементов в углях мира [Ketris, Yudovich, 2009]. На ряде месторождений проведены всесторонние геохимические исследования.



**Рис. 1. Положение изученных угольных бассейнов и месторождений на территории Северной Азии**

**Бассейны:** I – Тунгусский, II – Кузнецкий, III – Минусинский, IV – Канско-Ачинский, V – Иркутский, VI – Улугхемский, VII – Западно-Сибирский, VIII – Южно-Якутский, IX – Нижнезейский, X – Бурейнский, XI – Средне-Амурский (Ханкайский), XII – Сахалинский, XIII – Раздольненский, XIV – Бикино-Уссурийский, XV – Партизанский, XVI – Охотский, XVII – Аркага-линский, XVIII – Яно-Омолойский, XIX – Ленский, XX – Таймырский, XXI – Горловский, XXII – Карагандинский, XXIII – Экибастузский, XXIV – Майкубенский

**Месторождения:** 1 – Каякское, 2 – Кайерканское, 3 – Кокуйское, 4 – Гавриловское, 5 – Кодинское, 6 – Подкаменно-Тунгусское, 7 – Жеронское, 8 – Ай-Пимское, 9 – Арчинское, 10 – Верхтарское, 11 – Восточно-Тромьеганское, 12 – Восточно-Пермяковское, 13 – Герасимовское, 14 – Григорьевское, 15 – Кониторское, 16 – Лазаревское, 17 – Летнее, 18 – Ловинское, 19 – Лугинское, 20 – Малореченское, 21 – Мильджинское, 22 – Нижне-Табанганское, 23 – Ново-Уренгойское, 24 – Приграничное, 25 – СГ-7-397, 26 – Северо-Калиновое, 27 – Тальниково, 28 – Трассовое, 29 – Умытинское, 30 – Федоровское, 31 – Широное, 32 – Южно-Табанганское, 33 – Яхлинское, 34 – Симорьяхское, 35 – Эльгинское, 36 – Сергеевское, 37 – Ерквецкое, 38 – Райчихинское, 39 – Возновское, 40 – Жиганское, 41 – Шкотовское, 42 – Авангард, 43 – Липовецкое, 44 – Павловское, 45 – Ургальское, 46 – Бикинское, 47 – Ушумунское, 48 – Аркагалинское, 49 – Каражыра, 50 – Курайское, 51 – Пыжинское, 52 – Талду-Дюргунское, 53 – Балхаш, 54 – Нурст-Хотгор, 55 – Хартарвагагай, 56 – Хундлун, 57 – Зеегт, 58 – Увур-Чулуут, 59 – Баянтег, 60 – Таван-Толгой, 61 – Баганур, 62 – Тугрикнурское, 63 – Алагтог, 64 – Адун-Чулун, 65 – Сайхан-Ово, 66 – Могоингол, 67 – Шиве-Ово, 68 – Шарынгол, 69 – Маньт, 70 – Чандган Тал, 71 – Хуренгол, 72 – Олонь-Шибирское, 73 – Татауровское, 74 – Тарбагатайское, 75 – Зашуланское, 76 – Харанорское, 77 – Загустайское, 78 – Буртуйское, 79 – Окино-Ключевское, 80 – Апсатское, 81 – Уртуйское, 82 – Кавринское, 83 – Туганское, 84 – Колпашевское, 85 – Лагерносадское, 86 – Таловское, 87 – Хокстолгай, 88 – Ику, 89 – Татуо, 90 – Хидатен, 91 – Шихьюгоу, 92 – Юминь, 93 – Шенгли, 94 – Джунгар, 95 – Южань, 96 – Нингву, 97 – Хан Хинг, 98 – Нингдонг, 99 – Хуанглинг, 100 – Янчжоу, 101 – Сонгшань

**Fig. 1. The situation of the studied coal basins and deposits in North Asia**

**Basins:** I – Tunguska, II – Kuznetsk, III – Minusinsk, IV – Kansk-Achinsk, V – Irkutsk, VI – Ulughem, VII – West Siberian, VIII – South Yakut, IX – Nizhnezeyskiy, X – Bureinsky, XI – Amur (Khankai), XII – Sakhalin, XIII – Rzdolnensky, XIV – Bikino-Ussuriyskiy, XV – Partizanskiy, XVI – Okhotskiy, XVII – Arcagalinskiy, XVIII – Yano-Omoloy, XIX – Lenskiy, XX – Taimyr, XXI – Gorlovskiy, XXII – Karaganda, XXIII – Ekibastuz, XXIV – Maikubenskiy

**Deposits:** 1 – Kayak, 2 – Kayerkanskoeye, 3 – Kokuiskoye, 4 – Gavrilovskoye, 5 – Kodinskoye, 6 – Podkamenno-Tunguska, 7 – Zheronskoye; 8 – Ai-Pimskoye, 9 – Archinskoye, 10 – Verkhotaraskoye, 11 – East-Tromyegan, 12 – East Permyakovskoye, 13 – Gerasimovskoye, 14 – Grigorievskoye, 15 – Konyatorskoye, 16 – Lazarevskoye, 17 – Summer, 18 – Lovin, 19 – Luginetskoye, 20 – Malorechenskoye, 21 – Miljin, 22 – Nizhne-Tabaganskoye, 23 – Novo-Urengoisckoye, 24 – Prigranichnoe, 25 – SG-7-397, 26 – North Kalinoye, 27 – Talnikovo, 28 – Trassovoye, 29 – Umytinskoye, 30 – Fedorovskoye, 31 – Shirotnoye, 32 – South Tabaganskoye, 33 – Yakh-linskiy, 34 – Syromoryakhskoye, 35 – Elginskiy, 36 – Sergeevskiy, 37 – Erkaevetskoye, 38 – Raichikhinskiy, 39 – Voznovskoye, 40 – Zhi-ganskoye, 41 – Shkotovskoye, 42 – Avangard, 43 – Lipovetskoye, 44 – Pavlovskoye, 45 – Urgalskoye, 46 – Bikinskoye, 47 – Ushumunskoye, 48 – Arkagalinskoye, 49 – Karazhira, 50 – Kuray, 51 – Pyzhin, 52 – Taldo-Dyurghun, 53 – Balkhash, 54 – Nurst Hotgor, 55 – Khartarvagatay, 56 – Hundloon, 57 – Seegt, 58 – Uvur-Chuluut, 59 – Bayanteg, 60 – Tavan-Tolgoi, 61 – Baganur, 62 – Tugriknur, 63 – Alagotogo, 64 – Adun-Chulun, 65 – Sayhan-Ovo, 66 – Mogoingol, 67 – Shiva Ovo, 68 – Sharyngol, 69 – Mant, 70 – Changdan Tal, 71 – Hurenhol, 72 – Olon-Shibirskaya, 73 – Tataurovskoye, 74 – Tartbagataiskoye, 75 – Zashulanskoye, 76 – Kharanor, 77 – Zagustai, 78 – Burtuiyskoye, 79 – Okino-Klyuchevskoye, 80 – Apsatskiy, 81 – Urtuisckoye, 82 – Kavrinskiy, 83 – Tugan, 84 – Koldpashevo, 85 – Lager-nosadskoye, 86 – Talovskoye, 87 – Khokstolgay, 88 – Iku, 89 – Tatuo, 90 – Hidaten, 91 – Shihyugou, 92 – Yumin, 93 – Shengli, 94 – Jungar, 95 – South, 96 – Ningua, 97 – Khan Hing, 98 – Ningdong, 99 – Huangling, 100 – Yangzhou, 101 – Songshan

Наиболее полное обобщение этих материалов приведено в монографии [Юдович, Кетрис, 2006]). Детальная характеристика аномальных редкоземельных углей дана в работах [Seredin, Dai, 2012; Dai et al., 2016c].

Вместе с тем, несмотря на значительный прогресс в изучении геохимии лантаноидов, не решен целый ряд вопросов, касающихся условий накопления, миграции и фракционирования лантаноидов в углях, форм их нахождения, факторов, контролирующих формирование редкоземельных металлоносных углей.

Настоящая работа посвящена обобщению многочисленных оригинальных данных по геохимии углей Северной Азии, полученных авторами в процессе комплексных геохимических исследований на территории этого обширного региона.

### **Характеристика объекта исследований**

Исследование геохимии редкоземельных элементов в углях выполнено на территории азиатской части Российской Федерации (Сибирь и российский Дальний Восток), Монголии, Северного Китая (северо-восточные, северо-западные и северные территории) и Казахстана (см. рис. 1).

Выбор объектов изучения определялся задачами исследований, такими как оценка среднего содержания лантаноидов в углях, сформировавшихся в разные геологические эпохи в разных геотектонических обстановках, изучение закономерностей их накопления в угленосных отложениях, оценка влияния различных факторов геологической среды на концентрирование лантаноидов в углях и золах углей, изучение условий концентрирования и фракционирования индивидуальных редкоземельных элементов в геологических процессах, а также определение форм их нахождения в углях разной степени углефикации. Изучены угольные месторождения Сибири, представленные девятью угольными бассейнами и многочисленными самостоятельными месторождениями. В четырех бассейнах – Кузнецком, Минусинском, Иркутском и Канско-Ачинском – выполнены наиболее детальные геолого-геохимические исследования. В меньшей степени изучены Горловский, Тунгусский, Таймырский, Улугхемский и Западно-Сибирский бассейны, но и они охарактеризованы достаточно представительными материалами. Общее число изученных проб угля в Сибирском регионе составляет 3 772 штуки. Сибирский регион представлен каменными и бурными углями всех марок вплоть до антрацитов и суперантрацитов. Здесь также установлены развитые по углям контактово-метаморфические графитовые породы.

Дальневосточный регион Российской Федерации изучен менее детально, но и здесь исследованы угли трех бассейнов (Яно-Омолойский, Сахалинский и

Южно-Якутский) и 10 самостоятельных месторождений, представленные 315 пробами.

Впервые представительные геохимические исследования выполнены на территории Монголии. Всего изучено 8 месторождений карбонового и пермского возраста, представленных 240 пробами угля, и 10 месторождений юрского и мелового возраста, представленных 123 пробами.

Угли Китайской Народной Республики (КНР) в работе представлены только месторождениями, расположенными на севере страны (северные, северо-западные и северо-восточные территории). Здесь изучено шесть месторождений карбон-пермского возраста, в том числе детально опробованы месторождения Нингву и Джунгар, и девять месторождений юрского возраста. Полученная информация достаточно представительна. Общее количество проб угля, отобранных на 15 изученных месторождениях северного Китая, составляет 2 629 штук.

Небольшой массив данных получен по угленосным отложениям Казахстана. Они представлены углями Экибастузского и Карагандинского бассейнов карбонового возраста, Майкубенского и Тургайского бассейнов и месторождением Каражыра юрского возраста. Коллекция проб из месторождений Казахстана предоставлена Н.Г. Каменским, С.Ю. Калининой, А.Я. Пшеничкиным и С.В. Азаровой и составляет 110 проб.

В исследуемой коллекции проб по территории Северной Азии представлены основные типы углей, образовавшихся в различных геотектонических режимах и разных фациальных обстановках. Марочный состав изменяется от незрелых бурых углей до антрацитов. Общее количество проб составило 7 189 штук.

### **Методика исследований**

Основой для написания статьи являются результаты количественного анализа редкоземельных элементов в 7 198 пробах угля и свыше 2 000 проб углевмещающих пород различных месторождений. Опробование угольных пластов выполнялось бороздовым методом с дифференцированным отбором проб на угледобывающих предприятиях в разрезах и шахтах, в естественных обнажениях, а также по керну скважин. Длина интервала опробования выбиралась в зависимости от мощности и сложности строения пласта и изменялась в среднем от 0,15 до 5,0 м. Отдельно изучали маломощные угольные пачки, разделенные породными прослоями, сами породные прослои, кластические «дайки», сульфидные включения, карбонатные конкреции и другие минеральные образования. В отдельных сечениях выполнялась детализация разреза с интервалом отбора проб 0,5–10 см. Изменчивость содержания редкоземельных элементов по латерали оценивалась на основании сети разрезов по пласту.

Определение содержания La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb и Lu во всех пробах, отобранных на территории Российской Федерации, Казахстана и Монголии, выполнено инструментальным нейтронно-активационным анализом (ИНАА) непосредственно в угле без предварительного концентрирования с целью избежать потерь некоторого количества металла при озолении. Одновременно их содержание определялось и в золе угля. Лабораторное определение РЗЭ в углях, золах углей и породах производилось в ядерно-геохимической лаборатории кафедры геоэкологии и геохимии Национального исследовательского Томского политехнического университета (ЯГЛ ТПУ) (исполнитель – А.Ф. Судыко). Облучение проб нейтронами выполнено на исследовательском ядерном реакторе ИРТ-Т Научно-исследовательского института ядерной физики ТПУ. Для определения содержания использовали ИНАА из навески 200 мг для угля и 100 мг для золы угля и углевмещающих пород. Пределы обнаружения индивидуальных РЗЭ в углях методом ИНАА – от 0,01 (Sm, Eu, Yb, Lu) до 0,05 г/т (Ce, Tb). Для 400 проб выполнено параллельное определение полного комплекса РЗЭ в угле и золе угля масс-спектрометрическим методом с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) в аналитическом центре Дальневосточного геологического института, г. Владивосток (аналитик – Е.В. Еловский)

и в химико-аналитическом центре «Плазма», г. Томск (исполнитель – Н.В. Федюнина). Все лаборатории аккредитованы. Сходимость результатов различных методов анализа удовлетворительная (табл. 1).

Для контроля выполняли параллельное определение РЗЭ в углях и золах углей с соответствующими пересчетами содержаний в золе угля на уголь и наоборот. Качество нейтронно-активационного анализа контролировалось по различным стандартам золы угля и горных пород, в том числе по стандарту ЗУК-2 (зола угля Канско-Ачинского бассейна) (табл. 2).

Образцы углей из месторождений Китайской Народной Республики отбирались штучным способом и по керну скважин. Штуф вырезался в форме куба с размером стороны 10 см. Пробы вырезались из массива по фронту горных выработок в соответствии с китайским стандартом GB482-2008. Пробы керна отбирались из кернохранилищ, эксплуатирующих месторождение компаний. Все пробы Северного Китая проанализированы методом ICP MS в Центральной лаборатории геологоразведки ресурсов провинции Хебей, аналитической лаборатории Пекинского научно-исследовательского института по геологии урана и в Исследовательском центре Шаньдунского бюро Китайского металлурго-геологического управления.

Таблица 1

Сравнение результатов определения содержания лантаноидов методами ICP MS и INAA

Table 1

Comparison of the results of determining the content of lanthanides by ICP MS and INAA methods

Элемент	Дв-9-02		Дв-10-02		Дв-18-02	
	ICP MS	INAA	ICP MS	INAA	ICP MS	INAA
La	1,3	1,7	18,2	19,5	52,7	64,0
Ce	2,5	3,2	34,8	47,8	110,7	116,1
Sm	0,27	0,39	1,60	2,1	8,0	11,9
Eu	0,066	0,12	0,23	0,40	1,0	1,5
Tb	0,063	0,10	0,15	0,15	0,47	0,39
Yb	0,37	0,45	0,45	0,48	0,35	0,48
Lu	0,061	0,10	0,063	0,09	0,045	0,079

Таблица 2

Определение РЗЭ в стандартных образцах

Table 2

Determination of REE in standard samples

Элемент	Стандартный образец/CRM					
	JG-3		БИЛ-1		ЗУК-2	
	1	2	1	2	1	2
La	20,6±2,2	19,4±1,4	45±6	43,2±0,8	20±2	20,8±0,6
Ce	40,3±4,8	41,1±2,2	80±5	71,1±3,6	37±5	39,5±1,9
Nd	17,2±1,8	15,3±2,8	39±5	38,4±2,2	17±1	19,7±0,8
Eu	0,90±0,08	0,91±0,02	1,4±0,2	1,35±0,04	(0,8±0,2)	0,69±0,02
Sm	3,39±0,44	3,30±0,08	7±1	7,0±0,2	3,2±0,2	3,28±0,11
Tb	0,46±0,05	0,44±0,01	0,9±0,1	0,89±0,06	0,45±0,06	0,46±0,04
Yb	1,77±0,35	1,56±0,06	2,9±0,4	2,68±0,10	1,5±0,2	1,64±0,09

Примечание: 1 – паспортные данные; 2 – результаты ИНАА; JG-3 – гранодиорит; БИЛ-1 – ил оз. Байкал; ЗУК-2 – зола угля Канско-Ачинского бассейна.

Note: 1 – passport data; 2 – results INAA; JG-3 – granodiorite; БИЛ-1 – sludge of Lake Baikal; ЗУК-2 – ash coal of the Kansk-Achinsk basin.

Выполнен межлабораторный контроль качества аналитических работ путем анализа группы проб в лаборатории Хэбэйского инженерного университета (КНР) и в аналитическом центре Дальневосточного геологического института, г. Владивосток (аналитик – Е.В. Еловский). Сходимость результатов межлабораторного контроля удовлетворительная.

Оценка среднего содержания индивидуальных лантаноидов в углях выполнялась путем последовательного усреднения данных. Средние содержания РЗЭ в угольных пластах рассчитывались как средневзвешенные по мощности интервалов опробования, в месторождениях – как средневзвешенные по мощности пластов, а в бассейнах – как средневзвешенные по массе (ресурсам) угля в месторождениях [Арбузов et al., 2014].

Для углей Монголии и Казахстана оценки среднего для основных эпох угленакопления выполнены с меньшей достоверностью в связи с малой представительностью опробования бассейнов и месторождений. В связи с этим полученные данные следует рассматривать как предварительные.

Расчеты средних содержаний РЗЭ в углях Северного Китая выполнены с применением методов математической статистики с определением закона распределения. Большой массив использованных данных позволяет считать полученные оценки средних содержаний достаточно представительными.

### Результаты исследований и их обсуждение

#### *Содержание РЗЭ в угле и золе угля*

Угли Северной Азии характеризуются содержаниями лантаноидов, сопоставимыми со средней оценкой для углей США (табл. 3), хотя и несколько выше их. Различие обусловлено несколько более высокой средней зольностью изученных углей (18,4%) по сравнению с углями США (13,1%). В пересчете на золу сумма изученных семи РЗЭ (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) в углях Северной Азии и США близки (283 и 278 г/т соответственно). Полученные оценки выше среднемировых данных для углей и золы угля [Ketrís, Yudovich, 2009]. Помимо повышенной зольности на оценку среднего содержания РЗЭ в углях Северной Азии оказывают влияние и аномальные угли Северного Китая карбон-пермского возраста. Здесь сумма семи изученных РЗЭ в среднем составляет 109 г/т, а в месторождении Сонгшан достигает 207 г/т [Арбузов и др., 2016b]. Китайские угли в целом обогащены РЗЭ в сравнении с другими регионами мира [Dai et al., 2012]. Рассчитанные средние содержания РЗЭ для углей Северной Азии значительно ниже, чем средние данные для всех углей Китая (табл. 3). По мнению китайских специалистов, высокие содержания РЗЭ в углях Китая связаны не только с повышенной их зольностью,

но и с наличием в углях сингенетических горизонтов вулканических пеплов щелочного состава, найденных и детально изученных в угольных пластах на юго-западе страны [Dai et al., 2012]. Эти выводы подтверждаются резким преобладанием легких лантаноидов в спектре исследованных элементов. Отношение La/Yb здесь более высокое, чем в среднем для углей мира и верхней континентальной земной коры.

Отмечены значительные вариации содержания редкоземельных элементов в углях Северной Азии. Сумма семи изученных во всех угольных месторождениях лантаноидов колеблется от 12,0 (месторождения Юмин, Китай и Зашуланское, Восточная Сибирь) до 207 и 223 г/т (месторождения Сонгшан (северный Китай) и Павловское (Приморье) соответственно) (табл. 3). Повышено содержание лантаноидов в углях месторождений Шихьюгоу, Хан-Хинг и Джунгар в Северном Китае (99–108 г/т). В Сибири аномально зольные угли девонского возраста (Барзасское и Убрусское в Кузбассе) и Курайского месторождения карбонического возраста на юге Западной Сибири. На Дальнем Востоке выделяются помимо Павловского месторождения также Райчихинское и описанные в литературе Ванчинское, Реттиховское, Раковское, Хумурлинское и Лианское месторождения [Середин, Чекрыжов, 2011; Чекрыжов и др., 2016а, 2016б, 2017; Шишов, Чернышев, 2017]. Среди месторождений Монголии наиболее богаты РЗЭ угли месторождений Могойн-Гол (сумма РЗЭ 87,8 г/т), Баянтег (сумма РЗЭ 87,7 г/т) и высокозольные угли месторождения Хуренгол (сумма РЗЭ 74,2 г/т).

Это усредненные оценки по бассейнам и месторождениям. На отдельных участках содержание может существенно отличаться от средних данных. В Минусинском бассейне и в Кузбассе имеют место участки пластов с содержанием РЗЭ в золе угля до 0,1–0,3% [Арбузов и др., 1997, 2003]. Аномально редкоземельные угли карбон-пермского возраста на территории Северной Азии достаточно распространены. Однако эти аномалии обычно не контрастны и, как правило, локальны, что не позволяет рассматривать их как самостоятельное сырье на лантаноиды. Впервые локальные аномалии РЗЭ описаны в Черногорском месторождении Минусинского бассейна. При исследовании германиеносных углей месторождения Ю.И. Горький [1972] выявил в отдельных пробах золы угля до 0,5% La и 0,01% Yb.

Наиболее контрастные аномалии отмечены в мезозойских и кайнозойских углях. В частности, в ураноносных окисленных углях месторождения Адун-Чулун в Восточной Монголии содержание суммы семи РЗЭ достигает 0,44% при рядовых нижекларковых концентрациях в углях, не подверженных гипергенному окислению. Такие же контрастные аномалии выявлены в Ванчинском, Павловском, Раковском и Реттиховском месторождениях в Приморском крае [Середин, 2001;

Seredin, Dai, 2012; Чекрыжов и др., 2016а, 2016б, 2017]. В Азейском месторождении Иркутского бассейна установлены локальные аномалии с содержанием суммы РЗЭ в золе угля до 0,26%. Они связаны с наличием в углях синхронного древнему торфонакоплению вулканогенного пеплового материала кислого (риолитового) состава [Arbuzov et al., 2016а].

Эти факты свидетельствуют о наличии в угленосных бассейнах в разные периоды их геологиче-

ского развития обстановок, благоприятных для накопления редкоземельных элементов. Следует обратить внимание на тот факт, что золы углей в целом [Ketris, Yudovich, 2009] обогащены РЗЭ по сравнению с кларком для верхней континентальной земной коры более чем в 2 раза. Для золы углей Северной Азии оно еще более контрастно – в 2,7 раза. Природа этого явления многофакторна и требует специального анализа.

Таблица 3

**Содержание редкоземельных элементов в углях Северной Азии  
(Сибирь, российский Дальний Восток, Казахстан, Монголия, Северный Китай)**

Table 3

**Content of REE in coals of Northern Asia (Siberia, the Russian Far East, Kazakhstan, Mongolia, North China)**

Угольный бассейн, месторождение	Число проб	A <sup>d</sup> , %	Содержание элементов, г/т							La/Yb
			La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	
<b>Сибирский регион</b>										
Угли девонского возраста										
Барзасское	14	32,5	35±11	68±19	5,4±1,7	1,7±0,4	0,7±0,2	1,5±0,2	0,31±0,06	23,3
Убрусское	6	49,2	38±11	79±12	17,8±2,7	6,9±0,9	3,1±3,1	5,7±0,4	1,3±0,1	6,7
<i>Среднее</i>	<i>20</i>	<i>35,3</i>	<i>36±11</i>	<i>70±18</i>	<i>7,5±1,9</i>	<i>2,5±0,5</i>	<i>1,1±0,2</i>	<i>2,2±0,2</i>	<i>0,48±0,1</i>	<i>16,4</i>
Угли карбон-пермского возраста										
Горловский	24	7,0	8,2±1,4	21,0±2,7	1,8±0,2	0,39±0,06	0,19±0,04	0,77±0,15	0,18±0,03	10,6
Кузнецкий	1394	13,5	12,3±0,6	24,7±0,9	2,6±0,1	0,64±0,03	0,43±0,03	1,30±0,05	0,34±0,06	9,5
Минусинский	801	16,4	13,2±2,0	29,0±5,8	2,1±0,3	0,62±0,10	0,45±0,08	1,18±0,16	0,34±0,09	11,2
Тунгусский	206	12,8	9,2±2,2	21,1±5,8	1,9±0,6	0,47±0,08	0,37±0,10	0,88±0,14	0,21±0,06	10,5
Таймырский	55	24,4	14,5±1,1	33,7±2,4	2,4±0,2	0,58±0,05	0,43±0,04	1,4±0,1	0,20±0,02	10,4
Курайское	12	25,2	38,2±7,5	44,1±7,9	4,8±0,7	1,5±0,2	0,75±0,11	2,0±0,3	0,5±0,1	19,1
<i>Среднее</i>	<i>2492</i>	<i>14,8</i>	<i>11,5±1,2</i>	<i>25,9±2,4</i>	<i>2,2±0,2</i>	<i>0,54±0,05</i>	<i>0,37±0,05</i>	<i>1,11±0,12</i>	<i>0,25±0,04</i>	<i>10,4</i>
Угли мезозойского возраста										
Пыжинское	6	6,5	4,9±1,8	5,8±2,1	1,0±0,35	0,5±0,2	0,23±0,06	0,54±0,20	0,17±0,06	9,1
Канско-Ачинский	563	10,2	3,4±0,4	8,5±1,2	0,79±0,13	0,31±0,05	0,21±0,04	0,45±0,07	0,10±0,02	7,6
Иркутский	129	14,3	12,7±1,6	27,7±2,5	3,4±0,5	0,54±0,14	0,54±0,12	2,0±0,3	0,28±0,05	6,4
Улугхемский	45	9,3	4,3±0,7	8,2±1,4	1,0±0,2	0,34±0,06	0,19±0,04	0,40±0,07	0,11±0,01	10,8
Западно-Сибирский	159	10,7	8,1±0,8	15,6±1,5	2,2±0,2	0,70±0,06	0,49±0,04	1,7±0,2	0,39±0,03	4,8
Тунгусский	33	12,6	5,1±0,6	6,7±1,0	0,9±0,1	0,49±0,11	0,25±0,05	0,40±0,06	0,10±0,02	12,8
Олонь-Шибирское	40	15,2	10,1±0,9	24,6±1,7	1,81±0,13	0,37±0,03	0,28±0,03	0,89±0,06	0,12±0,009	11,3
Татауровское	31	11,6	2,7±0,8	6,9±1,8	0,46±0,16	0,09±0,05	0,06±0,02	0,33±0,08	0,043±0,011	8,2
Тарбагатайское	34	10,7	4,6±0,7	11,3±1,5	0,79±0,16	0,16±0,03	0,14±0,03	0,48±0,08	0,073±0,013	9,6
Зашуланское	17	7,4	3,0±1,6	8,0±3,2	0,60±0,26	0,12±0,04	0,07±0,02	0,43±0,09	0,060±0,014	7,0
Харанорское	41	10,0	3,8±1,0	10,7±2,0	0,67±0,18	0,091±0,018	0,10±0,02	0,35±0,07	0,055±0,009	10,9
Загустайское	12	17,2	13,6±3,0	28,1±5,7	2,50±0,50	0,47±0,11	0,31±0,07	1,14±0,20	0,150±0,027	11,9
Буртуйское	18	9,5	4,7±0,7	13,6±1,6	1,05±0,13	0,22±0,04	0,15±0,03	0,51±0,06	0,076±0,009	9,2
Окино-Ключевское	11	17,9	16,3±2,6	39,3±5,1	2,9±0,4	0,64±0,09	0,31±0,03	0,93±0,09	0,140±0,015	17,5
Уртуйское	7	7,9	3,9±0,4	9,2±1,1	0,68±0,14	0,073±0,012	0,14±0,02	0,44±0,06	0,055±0,007	8,9
Апсатское	5	12,3	7,4±1,1	19,8±2,8	1,25±0,22	0,25±0,04	0,18±0,04	0,75±0,10	0,103±0,015	9,9

Угольный бассейн, месторождение	Число проб	A <sup>d</sup> , %	Содержание элементов, г/т							La/Yb
			La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	
<i>Среднее</i>	1151	10,7±0,9	6,8±1,0	15,1±2,3	1,42±0,22	0,35±0,05	0,26±0,04	0,74±0,12	0,14±0,02	9,2

## Угли палеогенового возраста

Западно-Сибирский	80	30,3	18,1±0,7	28,5±1,0	3,7±0,2	1,33±0,05	0,55±0,04	2,2±0,1	0,67±0,08	8,2
Талду-Дюргунское	29	19,8	7,3±0,9	6,6±1,1	2,0±0,3	0,71±0,09	0,36±0,05	1,3±0,1	0,73±0,33	5,6
<i>Среднее</i>	109	30,3	18,1±0,7	28,5±1,0	3,7±0,2	1,33±0,05	0,55±0,04	2,2±0,1	0,67±0,08	8,2

## Дальневосточный регион

## Угли позднеюрского-нижнемелового возраста

Ерковецкое	23	14,1	10,2±1,4	23,5±3,1	1,8±0,3	0,30±0,06	0,31±0,06	0,95±0,18	0,14±0,03	10,7
Райчихинское	19	13,6	32,5±9,8	59,3±18,4	4,9±1,8	1,05±0,44	1,11±0,43	2,9±1,1	0,42±0,16	11,2
Эльгинское	47	15,5	11,6±1,1	26,4±2,0	1,8±0,2	0,32±0,05	0,25±0,03	0,69±0,14	0,10±0,03	16,8
Ургальское	60	24,1	14,6±1,0	29,2±2,0	2,6±0,2	0,35±0,03	0,37±0,02	1,4±0,1	0,26±0,02	10,4
Липовецкое	4	32,7	16,4±3,3	32,5±3,9	2,2±0,3	0,38±0,03	0,6±0,04	1,4±0,3	0,19±0,04	11,7
<i>Среднее</i>	153	20,0	17,1±4,0	34,2±6,5	2,7±0,6	0,48±0,14	0,53±0,16	1,5±0,4	0,22±0,06	11,4

## Угли палеоген-неогенового возраста

Шкотовское	5	16,2	11,4±4,3	24,6±8,5	2,8±1,1	0,75±0,27	0,34±0,12	1,1±0,4	0,15±0,05	10,4
Павловское	41	14,2	61,4±12,1	141±40	9,1±1,9	2,24±0,76	2,14±0,75	6,4±2,0	0,83±0,23	9,6
Бикинское	14	17,4	10,1±2,6	21,5±4,6	2,6±0,7	0,55±0,11	0,29±0,05	1,1±0,2	0,15±0,03	9,2
Ушумунское	29	18,9	18,2±2,0	39,6±4,3	2,8±0,3	0,66±0,08	0,37±0,04	0,98±0,08	0,15±0,01	18,6
Яно-Омолоийский	20	26,8	10,1±2,0	18,9±3,3	2,3±0,4	0,60±0,10	0,24±0,04	1,0±0,2	0,17±0,03	10,1
Сахалинский	40	16,2	10,3±1,3	24,7±2,8	2,5±0,3	0,58±0,06	0,44±0,05	1,6±0,1	0,26±0,02	6,4
Возновское	6	21,1	17,2±4,6	41,6±8,3	4,3±1,4	0,82±0,26	0,60±0,15	1,9±0,6	0,26±0,07	9,1
Сергеевское	7	15,8	17,0±2,3	31,9±3,5	3,6±0,6	0,49±0,08	0,39±0,08	1,3±0,2	0,23±0,05	13,1
<i>Среднее</i>	162	17,1	19,5±6,1	43,0±14,3	3,8±0,8	0,83±0,21	0,60±0,22	1,9±0,7	0,28±0,08	10,3

## Казахстан

## Угли карбонового возраста

Карагандинский	5	13,5	6,0±1,0	15,2±3,2	2,0±0,4	0,63±0,12	0,41±0,10	1,1±0,3	0,22±0,03	5,5
Экибастуз	44	36,9	12,3±0,7	29,6±2,1	2,9±0,2	0,80±0,04	0,56±0,04	2,1±0,2	0,37±0,03	5,9
<i>Среднее</i>	49	25,2	9,2	22,4	2,5	0,72	0,49	1,6	0,30	5,7

## Угли юрского возраста

Каражыра	8	11,7	10,4±1,8	23,2±4,5	4,9±0,9	1,1±0,2	0,67±0,11	1,9±0,3	0,27±0,05	5,5
Майкубенский	10	22,8	8,8±0,8	23,0±1,8	2,1±0,2	0,61±0,06	0,44±0,05	1,5±0,2	0,24±0,03	5,9
Тургайский	43	26,7	7,8±2,8	18,1±6,6	2,1±0,6	0,62±0,17	0,49±0,12	2,8±0,8	0,46±0,13	2,8
<i>Среднее</i>	61	20,4	9,0	21,4	3,0	0,8	0,5	2,1	0,3	4,4

## Монголия

## Угли карбонового возраста

Нурс-Хотгор	94	18,2	18,9±1,9	39,1±2,7	2,7±0,2	0,43±0,02	0,41±0,03	1,7±0,1	0,23±0,02	11,1
Хаар-Тарвагатай	10	18,7	13,1±1,0	36,2±2,9	3,6±0,3	0,49±0,03	0,37±0,03	1,3±0,1	0,23±0,03	10,1
Хундлун	8	9,4	8,1±1,7	26,1±5,7	1,8±0,2	0,34±0,04	0,23±0,03	0,58±0,06	0,097±0,010	14,0
Зээгт	10	12,5	5,1±1,0	15,4±3,5	0,68±0,13	0,18±0,03	0,12±0,02	0,44±0,07	0,075±0,013	11,6
<i>Среднее</i>	122	14,7	11,3±3,0	29,2±5,4	2,2±0,6	0,36±0,07	0,28±0,07	1,0±0,3	0,16±0,04	11,3

## Угли пермского возраста

Угольный бассейн, месторождение	Число проб	A <sup>d</sup> , %	Содержание элементов, г/т							La/Yb
			La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	
Таван-Толгой	10	9,8	5,5±0,5	12,8±1,0	1,0±0,1	0,17±0,01	0,11±0,01	0,46±0,04	0,065±0,006	12,0
Маньт	16	20,2	12,4±1,3	29,8±2,6	2,7±0,2	0,61±0,05	0,51±0,04	1,4±0,1	0,20±0,02	8,9
Увур-Чулууг	5	16,7	10,6±2,8	22,7±4,6	2,5±0,4	0,63±0,20	0,38±0,08	1,6±0,3	0,24±0,05	6,6
Хуренгол	87	38,7	21,9±1,2	46,0±2,5	3,4±0,2	0,65±0,05	0,40±0,02	1,6±0,1	0,23±0,01	13,7
<i>Среднее</i>	<i>118</i>	<i>21,4</i>	<i>12,6±3,4</i>	<i>27,8±7,0</i>	<i>2,4±0,5</i>	<i>0,52±0,12</i>	<i>0,35±0,09</i>	<i>1,3±0,3</i>	<i>0,18±0,04</i>	<i>9,7</i>
Угли юрского возраста										
Сайхан-Ово	6	9,7	11,8±4,7	25,0±6,7	2,1±0,8	0,54±0,13	0,26±0,05	0,77±0,26	0,11±0,04	15,3
Могойн-Гол	15	14,8	28,1±6,9	51,4±12,5	4,6±1,4	0,79±0,19	0,52±0,15	2,1±0,7	0,34±0,10	13,4
Баянтэг	8	14,8	22,1±3,0	57,6±8,8	3,2±1,3	1,07±0,19	0,70±0,09	2,1±0,3	0,35±0,05	10,5
Шарынгол	29	13,1	13,1±1,1	42,1±2,9	3,3±0,3	0,55±0,05	0,53±0,05	2,3±0,2	0,35±0,03	5,7
<i>Среднее</i>	<i>58</i>	<i>13,1</i>	<i>18,8±3,9</i>	<i>44,0±7,1</i>	<i>3,3±0,5</i>	<i>0,74±0,13</i>	<i>0,50±0,09</i>	<i>1,8±0,4</i>	<i>0,29±0,06</i>	<i>10,4</i>
Угли нижнемелового возраста										
Алаг-Того	10	28,6	11,0±1,6	30,2±4,9	2,7±0,6	0,62±0,11	0,38±0,07	0,94±0,17	0,12±0,02	11,7
Адун-Чулун	6	11,3	9,2±7,6	11,3±5,3	0,69±0,2	0,30±0,14	0,20±0,12	0,79±0,5	0,06±0,01	11,6
Тугрикнуурское	7	13,3	9,6±2,6	19,0±6,3	1,4±0,3	0,34±0,11	0,23±0,07	0,56±0,11	0,08±0,02	17,1
Шивэ-Ово	28	14,4	8,3±3,5	18,7±5,9	1,1±0,3	0,18±0,07	0,19±0,06	0,75±0,18	0,10±0,03	11,1
Чандган Тал	12	18,0	6,3±1,7	15,4±3,5	1,2±0,3	0,50±0,19	0,18±0,06	0,79±0,21	0,12±0,04	8,0
<i>Среднее</i>	<i>65</i>	<i>15,7</i>	<i>8,1±1,0</i>	<i>17,2±3,1</i>	<i>1,3±0,3</i>	<i>0,35±0,08</i>	<i>0,22±0,04</i>	<i>0,70±0,08</i>	<i>0,09±0,01</i>	<i>11,6</i>
Северный Китай										
Угли карбонового возраста										
Хан-Хинг	167	12,4	33,6	58,2	4,55	0,88	0,6	1,98	0,31	16,9
Джунгар	1038	18,3	34,8	64,5	4,49	0,87	0,65	2,12	0,32	16,4
Нингву	1046	18,6	23	39,5	3,13	0,57	0,53	1,55	0,23	14,8
Сонгшан	10	21,2	44,5	116,9	30,7	6,05	3,24	4,62	0,6	9,6
Янчжоу	73	23,5	21,2	37,1	3,3	0,7	0,4	1,2	0,2	19,6
Шихьюгоу	21	13,4	30,8	59,1	5,4	1,1	0,7	1,7	0,32	18,1
<i>Среднее</i>	<i>2355</i>	<i>17,9</i>	<i>31,3±3,5</i>	<i>62,6±11,8</i>	<i>8,6±4,3</i>	<i>1,7±0,9</i>	<i>1,0±0,5</i>	<i>2,2±0,5</i>	<i>0,33±0,06</i>	<i>14,2</i>
Угли юрского возраста										
Хокстолгай	32	5	10,5	24,8	2,28	0,61	0,32	1,09	0,16	9,6
Ике	41	35,5	47,1	87,2	6,62	1,36	0,87	2,59	0,39	18,2
Татуо	25	26,4	42,8	87,7	6,79	1,19	0,84	2,21	0,33	19,4
Хидатен	31	22,4	21,6	49,0	4,01	4,03	2,09	1,42	1,4	15,2
Шенгли	15	9,2	5,8	12,1	1,17	0,23	0,14	0,43	0,07	13,5
Юминь	32	5,3	3,7	7,2	0,56	0,12	0,09	0,34	0,05	10,9
Хуанглинг	28	21,4	9,16	18,4	1,68	2,63	0,22	0,7	0,1	13,1
Нингдонг	32	24,5	15,3	29,7	2,68	0,69	0,36	1,03	0,15	14,8
Южань	38	8,7	6,21	12,7	1,23	0,46	0,43	0,59	0,24	14,7
<i>Среднее</i>	<i>274</i>	<i>17,6</i>	<i>18,0±5,4</i>	<i>36,5±10,5</i>	<i>3,0±0,8</i>	<i>1,3±0,4</i>	<i>0,6±0,2</i>	<i>1,2±0,3</i>	<i>0,3±0,1</i>	<i>15,0</i>
Среднее для углей Северной Азии	7189	18,4	14,7±1,9	31,4±3,6	3,1±0,5	0,77±0,12	0,46±0,06	1,5±0,15	0,27±0,04	9,9
Среднее для золы углей Северной Азии	7189		80,1	170,6	16,8	4,2	2,5	8,1	1,5	9,9

Угольный бассейн, месторождение	Число проб	A <sup>d</sup> , %	Содержание элементов, г/т							La/Yb
			La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	
Среднее для углей США <sup>1</sup>	>5 000	13,1	12,0	21,0	1,7	0,40	0,3	0,95	0,14	12,6
Среднее для углей Китая <sup>2</sup>	392		22,5	46,7	4,07	0,84	0,62	2,08	0,38	10,8
Кларк для углей <sup>3</sup>	8 400		11,0	23,0	2,0	0,47	0,32	1,0	0,20	11,0
Кларк для золы углей <sup>3</sup>	8 400		69	130	13	2,5	2,1	6,2	1,2	11,1
Кларк ЗК <sup>4</sup>			32,0	63,0	5,7	1,3	0,89	2,5	0,51	12,8

Примечание: 1 – [Finkelman, 1993]; 2 – [Dai et al., 2012]; 3 – [Ketris, Yudovich, 2009]; 4 – [Grigor'ev, 2003].

Note: 1 – [Finkelman, 1993]; 2 – [Dai et al., 2012]; 3 – [Ketris, Yudovich, 2009]; 4 – [Grigor'ev, 2003].

## Закономерности распределения РЗЭ

### Латеральная неоднородность

Закономерности латерального распределения РЗЭ в углях достаточно сложно поддаются анализу. РЗЭ неравномерно распределены в углях как в целом по региону, так и в пределах отдельных бассейнов. Региональные закономерности выражены в обогащении в целом углей в пределах блоков земной коры, геохимически специализированных на РЗЭ. К таковым можно отнести некоторые угольные месторождения Северного Китая, Западной Монголии, Курайское месторождение, Минусинский, Кузнецкий и Иркутский угольные бассейны в Сибири, несколько месторождений Приморья (Дальний Восток).

В пределах бассейнов и месторождений латеральная изменчивость проявлена не менее отчетливо. Так, в Кузбассе сумма РЗЭ и содержание отдельных лантаноидов в углях разных геолого-экономических районов различается в 2–5 раз (рис. 2).

При этом природа таких различий связана не только с положением угленосных районов относительно областей питания бассейна угленакопления, отличающихся разным содержанием РЗЭ, но и с разными стратиграфическими уровнями изученных угленосных районов [Арбузов и др., 1997]. Влияние стратиграфического положения исследуемых углей на неоднородность распределения лантаноидов в пределах бассейна в целом обусловлено различным вкладом пирокластики щелочного и кислого состава в разные периоды формирования угленосной толщи.

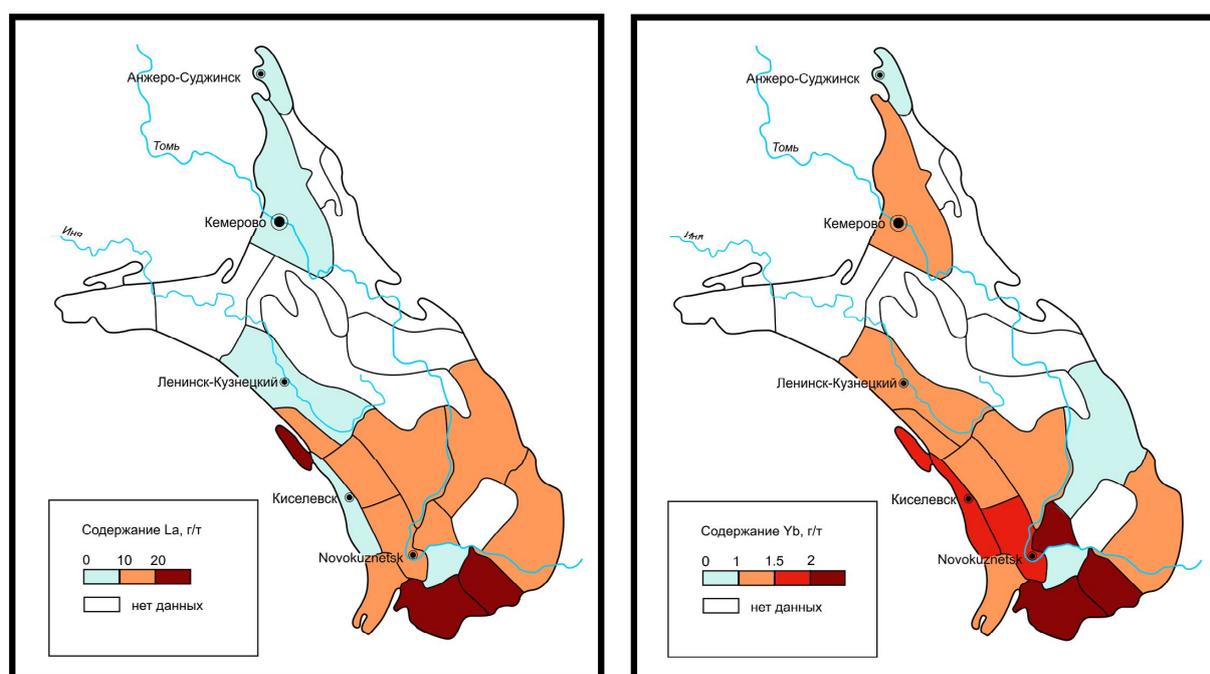


Рис. 2. Распределение La и Yb в углях Кузнецкого бассейна по геолого-промышленным районам

Fig. 2. Distribution of La and Yb in coal Kuznetsk basin by geological and industrial areas

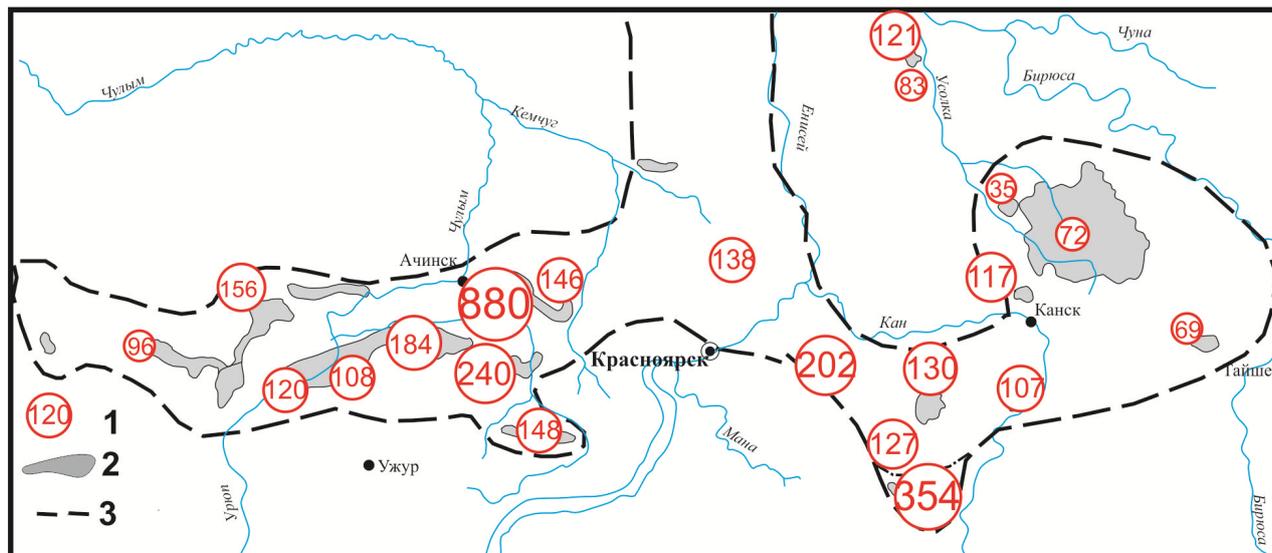


Рис. 3. Распределение суммы РЗЭ (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) в золе угля в различных месторождениях Канско-Ачинского бассейна

1 – Сумма РЗЭ, г/т; 2 – контуры месторождений; 3 – контур угольного бассейна

Fig. 3. Distribution of the sum REE (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) in coal ash in various deposits of the Kansk-Achinsk basin

1 – Sum REE, g/t; 2 – contours of deposits; 3 – coal basin contour

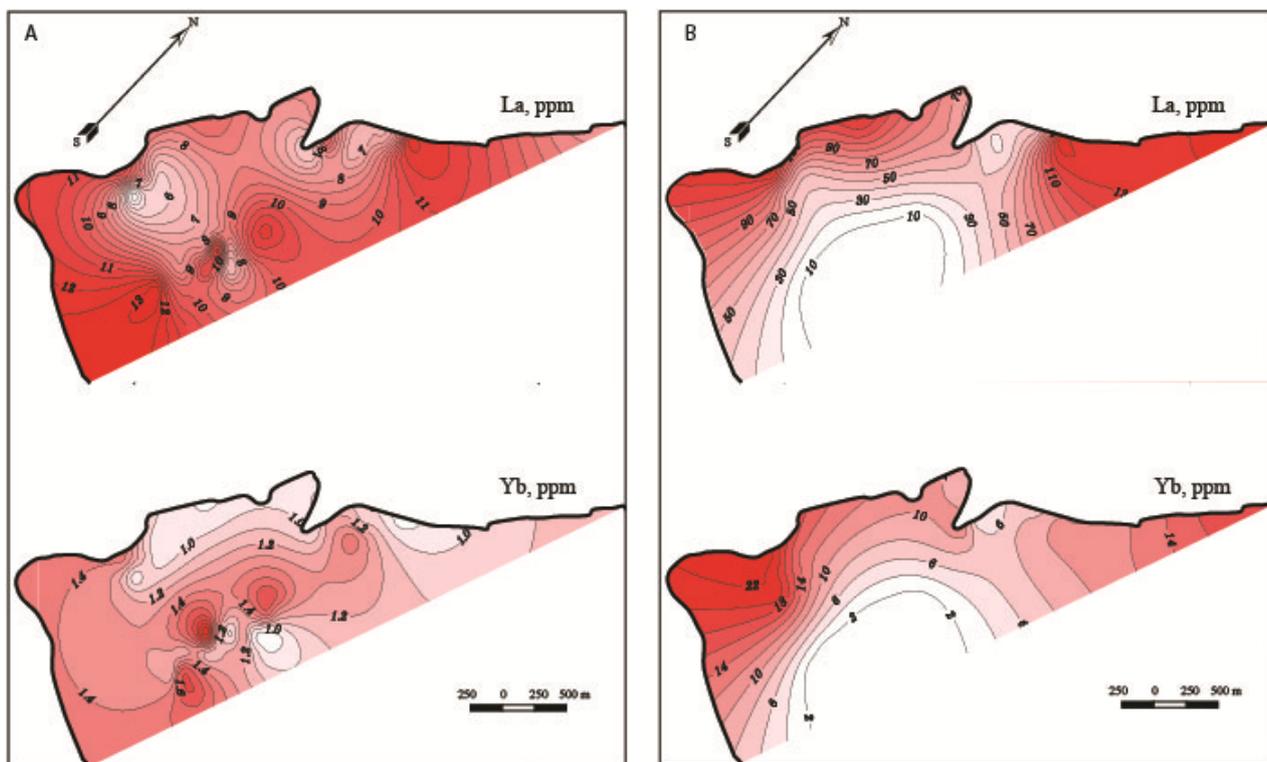


Рис. 4. Распределение La и Yb в угле (А) и золе угля (В) пласта Двухаршинный Черногорского месторождения (Минусинский бассейн)

Fig. 4. Distribution of La and Yb in coal (A) and coal ash (B) of Dvukharshinnyy layer of the Chernogorsky deposit (Minusinsk basin)

В Канско-Ачинском бассейне, протянувшемся с запада на восток более чем на 800 км, среднее содержание суммы лантаноидов (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) в золе угля изменяется от 35 до 880 г/т (см. рис. 3). Здесь основные различия обусловлены преимущественно особенностями состава области питания бассейна угленакопления. Аномально высокие содержания РЗЭ связаны с наличием непосредственно вблизи угольных месторождений гранитоидных массивов [Арбузов и др., 2008].

Исследование латеральной изменчивости содержаний РЗЭ в углях в границах отдельных пластов в Минусинском бассейне показало отсутствие ярко выраженных закономерностей латерального распределения [Арбузов и др., 2003]. В то же время в золах углей содержания отчетливо снижаются от периферии месторождения к центру (см. рис. 4). Эти факты указывают на определенную роль водных растворов в накоплении РЗЭ в углях, как и в предыдущих примерах, подчеркивают влияние фактора петрофонда на их накопление. Подобные закономерности распределения характерны для многих, особенно для углефильных, элементов [Юдович, Кетрис, 2006].

#### *Вертикальная неоднородность*

Вертикальная изменчивость проявлена более ярко, чем латеральная. В разрезе угленосной толщи Кузбасса и в Минусинском бассейне в пределах угленосных серий отмечено отчетливо выраженное увеличение содержания суммы РЗЭ от нижних свит к верхним [Арбузов и др., 1997, 2000, 2003]. Отношение La/Yb при этом также возрастает, указывая на преимущественно кластогенный механизм поступления РЗЭ в угли.

Та же особенность в целом отмечается и для бурых углей Канско-Ачинского бассейна [Арбузов и др., 2008]. Из-за большой протяженности бассейна вертикальная изменчивость трудно поддается анализу. Средние данные по свитам не дают надежных свидетельств, так как здесь сильно влияние площадной неоднородности (см. рис. 3). Последняя обусловлена неоднородным составом областей питания отдельных районов бассейна. Изучение же всего разреза на пространственно сближенных месторождениях невозможно в связи с ограниченной мощностью вскрытых отложений. Наиболее надежные данные получены для бородинской свиты в Бородинском месторождении. Здесь вскрыто 10 угольных пластов. Вверх по разрезу одновременно с ростом зольности возрастает и содержание РЗЭ. Но содержание РЗЭ в золе угля также растет снизу вверх по разрезу (рис. 5). Это указывает либо на изменение состава области сноса в направлении более богатых РЗЭ пород и/или на увеличение аквагенного поступления элементов в палеоторфяник. Никакого подтверждения изменения состава области питания Канско-Ачинского бассейна в процессе его форми-

рования нет [Тимофеев, 1970]. В то же время просматривается взаимосвязь содержаний РЗЭ в золе угля с мощностью угольных пластов. Наиболее богаты РЗЭ маломощные пласты, что типично для углефильных элементов [Юдович, Кетрис, 2002]. Обогащение маломощных пластов углефильными элементами по сравнению с более мощными обусловлено их привнесом с водными растворами и обогащением припочвенной и прикровельной зоны пласта. Мощность приконтактных зон, как правило, невелика, составляет первые десятки сантиметров или даже несколько сантиметров. Она не зависит от мощности пласта. В связи с этим доля приконтактных зон в обогащении мощных пластов незначительна по сравнению с их ролью при обогащении маломощных пластов.

В пределах единичного угольного пласта распределение лантаноидов часто весьма неравномерно и определяется ролью различных факторов, ответственных за накопление РЗЭ в углях. При отсутствии следов субсинхронного вулканизма в угольном пласте простого строения отчетливо проявляется «закон Зильберминца» [Павлов, 1966], выраженный в накоплении наиболее высоких содержаний РЗЭ в верхней и нижней частях угольного пласта в прикровельной и припочвенной зонах. В этих зонах отмечено резкое понижение отношения La/Yb. Такой характер распределения указывает на участие в накоплении РЗЭ в углях их водорастворимых форм.

В случае наличия в угольном пласте субсинхронного древнему торфонакоплению пирокластического материала, преобразованного в каолиновые прослойки – тонштейны, в разрезе пласта вблизи тонштейнов формируются ярко выраженные аномалии РЗЭ (рис. 6). Контрастность аномалий обычно определяется первичным составом вулканогенной пирокластики, а их число в пласте – периодичностью и характером извержений. На рис. 6 отмечены две аномалии, связанные с тонштейнами, и две приконтактные гидрогенные аномалии.

В других случаях при наложении различных факторов накопления РЗЭ в углях их распределение в колонке угольного пласта могут быть весьма сложными. В сложных по строению пластах обычно имеет место повторение распределения от одной угольной пачки к другой. Пепловые горизонты также представляют собой породные прослойки, в основном малой мощности, но часто контрастные по содержанию РЗЭ. В связи с этим на границе таких прослоев также проявлен «закон Зильберминца». Факт обогащения приконтактных участков тонштейнов замечен давно и интерпретируется большинством исследователей как результат водной миграции элементов [Zielinski, 1985; Crowley et al., 1989; Hower et al., 1999 и др.].

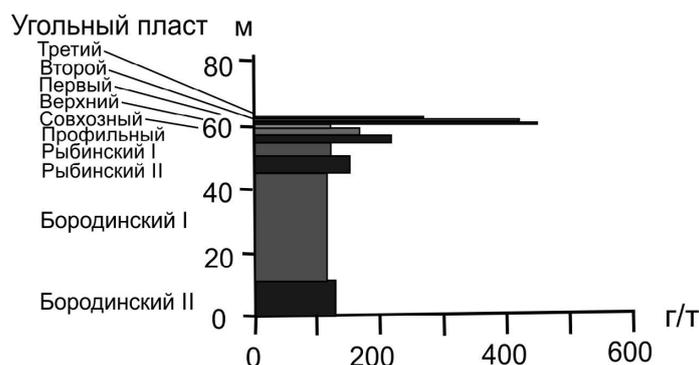


Рис. 5. Распределение суммы РЗЭ золе угля в угольных пластах в разрезе бородинской свиты Бородинского месторождения (Канско-Ачинский бассейн)

Fig. 5. Distribution of sum REE in coal ash of coal layer in the section of borodin suite Borodin deposit (Kansk-Achinsk basin)

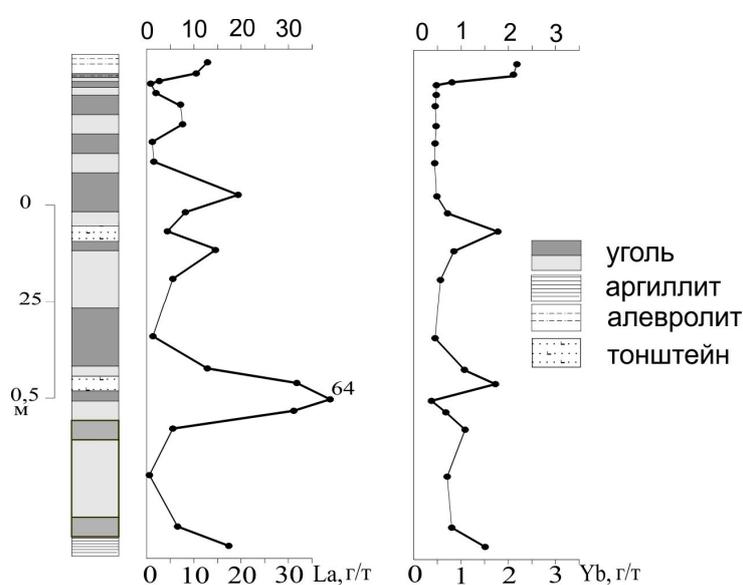


Рис. 6. Распределение лантана и иттербия в угле в разрезе пласта Двухаршинный (Черногорское месторождение, Минусинский бассейн)

Fig. 6. Distribution of La and Yb in coal in the section of Dvukharshinnyy layer (Chernogorsky deposit, Minusinsk basin)

### Условия накопления РЗЭ в углях

Природа накопления РЗЭ в углях разнообразна. В целом можно выделить три ведущих фактора, ответственных за накопление РЗЭ в углях: фактор петрофонда (особенности состава пород области питания бассейна угленакопления), фактор субсинхронного древнему торфонакоплению вулканизма и эпигенетический фактор, ответственный за преобразование угля в процессе углефикации и в процессе вторичного гипергенного окисления. Важным также является гидрогеохимический фактор, ответственный за перераспределение РЗЭ внутри угленосной толщи, но его роль во многом предопределена фактором петрофонда.

*Факторы, контролирующие накопление РЗЭ в углях*

*Фактор петрофонда*, как правило, имеет значение для всех угольных месторождений и определяет гео-

химический фон РЗЭ в углях. Всегда и во всех бассейнах и месторождениях проявлена роль фактора петрофонда, обычно определяющего фоновые уровни накопления РЗЭ. Показателем этого фактора является характер латерального распределения элементов, демонстрирующий избыточное накопление РЗЭ на участках бассейна, месторождения или отдельного угольного пласта, приближенных к источникам, обогащенным этими элементами. Одновременно в этом процессе участвует и гидрогеохимический фактор, с которым связано поступление водорастворимых форм лантаноидов, обуславливающих накопление повышенных их концентраций на периферии месторождений, в приконтактных зонах угольных пластов. Эту особенность распределения редких элементов, в том числе La, в угольных бассейнах и месторождениях отметил еще в 1966 г. Ю.Е. Баранов [Баранов, 1966].

Угольные месторождения, залегающие вблизи массивов горных пород, обогащенных РЗЭ, также обогащены ими. Доказательством сингенетичного накопления лантаноидов в связи с фактором петрофонда могут быть факты наличия аномалий в современных торфяниках, залегающих вблизи массивов горных пород, обогащенных РЗЭ. Имеются немногочисленные данные об аномальном накоплении лантаноидов в современных торфяниках. Показательны результаты финских исследователей, изучивших 399 образцов торфа из 26 болот Финляндии, залегающих на гранитах и архейских сланцах [Yliruokanen, Lehto, 1995]. Полученные данные показывают отчетливо выраженную связь содержания лантаноидов с составом подстилающих пород. Наиболее высокие концентрации изученных редкоземельных элементов (La, Ce, Pr, Nd, Sm и Y) установлены в торфах, залегающих на гранитах рапакиви, наименьшие – на архейских гнейсах. При этом максимумы концентраций тяготеют к основанию торфяной залежи. Сумма изученных лантаноидов в золе торфа, залегающего на гранитах рапакиви, в среднем составляет 1 288 г/т при частных значениях, достигающих для La 1 268 г/т, Ce – 2598 г/т, Pr – 294 г/т, Nd – 1766 г/т, Sm – 401 г/т, Y – 3465 г/т. Эти значения существенно превышают содержания РЗЭ в подстилающих породах, что указывает на избирательное их накопление органическим веществом торфа.

Этим фактором можно объяснить в целом повышенный фон РЗЭ в углях Северного Китая, в месторождениях Монголии, Курайского месторождения на юге Сибири. Все они имеют пространственную связь с доугольными редкометалльными щелочными гранитоидами [Рихванов и др., 2010]. Согласно данным исследования углей Северного Китая [Huang et al., 2000], содержание РЗЭ в месторождениях отчетливо связано с расстоянием до источника питания бассейна угленакпления. Эту связь демонстрирует характер распределения РЗЭ в углях Минусинского бассейна (см. рис. 4), Канско-Ачинского бассейна (см. рис. 5). Связь с гранитоидами при накоплении РЗЭ в углях Раковско-го месторождения в Приморье обоснована в работе [Чекрыжов и др., 2016а]. Таким источником лантаноидов в углях могут быть и другие обогащенные ими горные породы, различные по составу, а также редкометалльные месторождения и рудопроявления, расположенные вблизи бассейна угленакпления.

*Фактор субсинхронного вулканизма.* На фоне рядовых или повышенных содержаний РЗЭ в углях в угольных пластах могут возникать контрастные аномалии, связанные с выпадением субсинхронного с формированием палеоторфяника вулканогенного пеплового материала щелочного или кислого состава. Эти вулканогенные продукты в процессе преобразования в агрессивной среде торфяника впоследствии формируют достаточно контрастные аномалии в углях вблизи тонштейнов (см. рис. 6). Аномалии РЗЭ в связи с тонштейнами зафиксированы во мно-

гих работах и связываются с их аквагенным перераспределением в результате разложения пирокластике в агрессивной среде торфяного болота [Zielinski, 1985; Crowley et al., 1989; Hower et al., 1999; Арбузов и др., 2003; Арбузов, Ершов, 2007; Arbuzov et al., 2016a; Hower et al., 2016]. Их вклад может быть весьма значителен. В отдельных случаях за счет преобразованной пирокластике формируются редкометалльно-угольные месторождения [Seredin, Finkelman, 2008; Середин, 2004; Seredin, Dai, 2012; Seredin et al., 2013; Dai et al., 2010, 2011, 2012, 2014a, 2014b; Арбузов и др., 2003; Арбузов, Ершов, 2007]. В карбон-пермских углях Северной Азии факты наличия пеплового материала установлены повсеместно. Часто он представлен измененными пеплами кислого или щелочного состава и выделяется контрастными аномалиями РЗЭ, что позволяет рассматривать субсинхронный вулканизм в качестве одного из ведущих факторов накопления РЗЭ в углях [Арбузов, Ершов, 2007]. Согласно выводам китайских коллег [Dai et al., 2012], все значимые проявления РЗЭ в китайских углях связаны с субсинхронным вулканизмом.

Пирокластический материал, обогащенный РЗЭ, отмечен и в более молодых по возрасту углях. Хорошо изучены тонштейны Иркутского бассейна юрского возраста [Arbuzov et al., 2016a], богатые РЗЭ тонштейны Возновского месторождения в Приморье [Арбузов и др., 2017]. Каолинитовые горизонты, обогащенные РЗЭ, отмечены и в ряде месторождений юрского возраста в Забайкальском регионе Восточной Сибири.

*Этигенетические факторы.* Под этими факторами в данном случае понимаем факты накопления в углях РЗЭ за счет внешнего источника после формирования угольного пласта и факты перераспределения РЗЭ в процессе углефикации. Согласно данным китайских исследователей [Dai et al., 2012], формирование сколько-нибудь значимых концентраций РЗЭ в каменных углях в связи с гидротермальными процессами не установлено. Отмечено уменьшение содержания Ce, La, Eu и Lu при удалении от контакта с гранитами с проявленной гидротермальной минерализацией. Однако в более поздних обзорах для комплексного REY–Zr(Hf)–Nb(Ta)–Ga оруденения в углях Китая как альтернативная рассматривается и гидротермальная гипотеза его формирования [Dai et al., 2016a, 2016b].

Гипергенное окисление каменных углей также не сопровождается сколько-нибудь значительными накоплениями РЗЭ. Из-за слабой подвижности этих элементов-гидролизатов в зоне гипергенеза отмечено возрастание их содержания в окисленных углях одновременно с ростом зольности [Арбузов и др., 2003; Арбузов, Ершов, 2007]. Иное дело бурые угли. Следует отметить, что процессы окисления бурых углей так же, как и каменных, повсеместно сопровождаются увеличением содержания РЗЭ. В случае

наличия источника повышенных содержаний РЗЭ при благоприятных гидрогеохимических условиях благодаря высокой сорбционной способности бурые угли, подобно торфу, способны к накоплению существенных концентраций РЗЭ. Яркими примерами такого концентрирования являются современные аномалии РЗЭ в зонах окисления угольных пластов в местах их выходов под наносы в Канско-Ачинском бассейне [Арбузов и др., 2008], в месторождении Адун-Чулун в Восточной Монголии [Арбузов, Машенькин, 2007], в Азейском месторождении Иркутского бассейна в Сибири [Ильенок, Арбузов, 2016].

Угольный метаморфизм не приводит к сколько-нибудь значительным изменениям содержания РЗЭ в углях [Арбузов, Ершов, 2007]. В целом же отмечен общий тренд незначительного возрастания содержания РЗЭ с возрастанием степени угольного метаморфизма. Кроме того, угольный метаморфизм приводит к значительным потерям отдельных, более подвижных в данных условиях, чем лантаноиды, элементов-примесей (Ca, Mg, Na и др.) [Юдович, Кетрис, 2002], что часто обуславливает некоторое относительное увеличение содержания РЗЭ. Примером тому служит более высокий угольный кларк для каменных углей по сравнению с бурыми [Ketris, Yudovich, 2009]. Для золы угля эти различия еще более контрастны. Увеличение содержания РЗЭ при угольном метаморфизме отмечено и другими исследователями [Кизильштейн, 2002; Рыбалко, Арбузов, 2011, 2014]. Лишь антрациты обеднены лантаноидами по сравнению с углями других марок. Вероятно, высокие температуры, при которых протекают эти процессы, наряду с углекислым составом вод обуславливают частичный вынос РЗЭ из угольного пласта.

Контактный метаморфизм при внедрении Сыр-кашевского силла диабазовых порфиров в угленосные отложения в Кузбассе также не сопровождается значимыми изменениями содержания РЗЭ [Арбузов, Ершов, 2007]. Аналогичные результаты получены при исследовании углей, подвергшихся контактовому воздействию силлов и даек лампрофиров и сиенитовых порфиров в Восточном Китае [Chen et al., 2014]. Эти данные хорошо согласуются с исследованием контактовых изменений при внедрении дайки андезибазальтов в угольный пласт в бассейне Эльбурс (Исламская Республика Иран) [Рыбалко, Арбузов, 2011; Рыбалко и др., 2013].

Следовательно, эпигенетические процессы преобразования углей Северной Азии в массе не приводят к сколько-нибудь существенным изменениям содержания РЗЭ в угольных бассейнах и месторождениях. Однако они способны в результате перераспределения РЗЭ в пределах угленосной толщи формировать локальные аномалии в угольных пластах вплоть до формирования редкометалльно-угольных месторождений.

#### *Природа аномальных концентраций РЗЭ в углях*

Важнейшим фактором накопления РЗЭ в углях является проявление субсинхронного палеоторфона-

коплению вулканизма, приводящего нередко к формированию в углях комплексных редкометалльных аномалий [Баранов, 1966; Dai et al., 2010, 2012, 2016a, 2016b; Арбузов и др., 2003, 2007]. Роль этого фактора зависит от частоты и мощности извержений, их удаленности, состава и количества пирокластики в угольном пласте. Наиболее значим вклад в накопление РЗЭ щелочной пирокластики при ее накоплении в малозольных торфах. Терригенный материал в зольных палеоторфяниках в данном случае разубоживает концентрации лантаноидов. Относительно низкая подвижность РЗЭ как элементов-гидролизатов позволяет им концентрироваться в угле в процессе углефикации (угольного метаморфизма) при выносе других более подвижных элементов-примесей.

Отмечены случаи аномального накопления РЗЭ в углях в связи с поздними эпигенетическими преобразованиями. Эти явления локальны, но в ряде случаев с ними могут быть связаны весьма контрастные аномалии РЗЭ. Ярким представителем таких проявлений РЗЭ в углях является месторождение Адун-Чулун в Восточной Монголии [Арбузов, Машенькин, 2007]. В месторождении в зоне окисления угольного пласта выявлено урановое оруденение. В ураноносной зоне в непосредственном контакте с перекрывающими основной угольный пласт породами, представленными каолинизированным слабосцементированным галечниково-гравийным материалом, выявлены небольшие по мощности протяженные ореолы РЗЭ. Содержание суммы семи лантаноидов в золе угля достигает 0,44%. Здесь же отмечены аномальные промышленно значимые концентрации золота и урана. Аналогичные достаточно контрастные аномалии с содержанием до 0,3% суммы РЗЭ отмечены в прикровельной зоне основного промышленного пласта (пласт II) в окисленных бурых углях Азейского месторождения Иркутского бассейна.

В редких случаях аномалии РЗЭ в углях могут быть связаны с гидротермальными процессами [Dai et al., 2012, 2016a, 2016b]. Однако гидротермальная деятельность в пределах угольных бассейнов, как правило, проявлена крайне незначительно. Эти процессы возможны в зонах рифтогенеза в связи с мелкими месторождениями угля в рифтогенных впадинах. Такими, возможно, являются некоторые месторождения в Приморье и Китае [Середин и др. 2005; Dai et al., 2012, 2016a, 2016b; Чекрыжов и др., 2016б].

#### **Формы нахождения РЗЭ в углях Северной Азии**

Формы нахождения являются важным геохимическим показателем, позволяющим оценить природу накопления РЗЭ в углях, рассмотреть эволюцию вещества в процессе углефикации и при других эпигенетических преобразованиях.

Проведенные нами исследования показали изменение форм нахождения РЗЭ в процессе углефика-

ции. На раннем этапе углеобразования (торфонакопления) резко преобладают подвижные формы нахождения РЗЭ. Среди них значительна доля органических соединений. На примере современных торфяников Западной Сибири показана преобладающая роль подвижных форм РЗЭ, преимущественно в связи с органическим веществом [Arbuzov et al., 2017]. Минеральное вещество не играет существенной роли в накоплении лантаноидов в торфе, хотя и присутствует в форме устойчивых РЗЭ минералов (ксенотим, циркон, монацит).

В процессе углефикации происходит изменение форм нахождения с возрастанием доли минеральных форм. На бурогольной стадии органическая форма нахождения РЗЭ также преобладает. Это установлено для углей с различной зольностью и с разными уровнями накопления лантаноидов: от рядовых содержаний до резко аномальных [Арбузов, Ершов, 2007]. Здесь основной формой концентрирования РЗЭ являются органические комплексные соединения хелатного типа. В бурых углях нормальной зольности основным носителем РЗЭ являются гуминовые вещества [Арбузов, Ершов, 2007]. В обогащенных РЗЭ бурых углях низкой степени углефикации роль гуминовых веществ в концентрировании РЗЭ весьма высока. Так, исследование двух проб редкометалльных бурых углей палеогенового возраста Дальнего Востока показало, что в изученных металлоносных углях не менее 70% лантаноидов содержится в гуминовом веществе и лишь 10–20% – в минеральной форме [Середин, Шпирт, 1999; Шпирт и др., 1999]. Эти выводы подтверждены и результатами изучения редкометалльных углей Павловского месторождения Приморья методом ICP MS с лазерной абляцией. В витрините в исследованных пробах концентрации РЗЭ в несколько раз превышают их содержание в минеральном веществе угля [Кузеванова, 2014]. Роль минеральных фаз в общем балансе лантаноидов здесь в основном второстепенна. Исключением являются лишь некоторые металлоносные угли с редкоземельной минерализацией гидротермальной природы [Середин, Магазина, 1999] и, возможно, аномально обогащенные лантаноидами приконтактные зоны тонштейнов [Ильенок, Арбузов, 2016]. В гуминовом веществе бурого угля, в отличие от торфа, не отмечено фракционирования лантаноидов.

В зрелых углях каменноугольной стадии роль минеральных фаз значительно возрастает. За счет высвобождающихся при углефикации металлов в связи с потерей активных функциональных групп гуминовых веществ формируются аутигенные минералы. В слабометаморфизованном каменном угле значительная часть РЗЭ находится в составе органических комплексов, возможно, образуют неустойчивые минеральные формы. Они легко извлекаются концентрированной HCl. При окислении таких углей в природных условиях основная масса лантаноидов

фиксируется в регенерированных гуминовых кислотах. Чем выше степень угольного метаморфизма, тем выше роль новообразованных минералов в накоплении РЗЭ. В процессе угольного метаморфизма доля органической формы постепенно снижается вплоть до полного перехода в минеральную фазу.

Среди минеральных форм РЗЭ в углях преобладают разнообразные фосфаты (монацит, крандаллит, рабдофанит, ксенотим, гойяцит, флоренсит), встречаются карбонаты (бастнезит, лантанит, паризит, синхизит), а также различные минеральные фазы сложного состава. Кроме того, лантаноиды отмечены в составе аксессуарных минералов (чаще всего апатит) в виде изоморфных примесей.

Формы нахождения РЗЭ в углях свидетельствуют о том, что их концентрирование в угле обусловлено ведущей ролью гидрогенного механизма. Независимо от источника поступления в бассейн угленакопления, лантаноиды в условиях агрессивной среды палеоторфяника в основной массе переходят в подвижную форму и в конечном итоге накапливаются в органическом веществе. В бурых углях помимо кластогенно-вулканогенного источника происходит накопление РЗЭ в органическом веществе за счет привноса в водных растворах из зоны гипергенеза или гидротерм. Кислые воды угленосных отложений, в том числе насыщенные углекислотой и органическим веществом, могут быть существенно обогащены лантаноидами на фоне других типов вод. Последующее преобразование органического вещества в процессе углефикации приводит к формированию аутигенных минералов РЗЭ.

## Выводы

Угли Северной Азии характеризуются несколько повышенными, но близкими к угольному кларку содержаниями РЗЭ (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu). Более высокие уровни их накопления характерны для углей месторождений Юмин, Сонгшан, Шихьюгоу, Хан-Хинг и Джунгар в Северном Китае, месторождений Могойн-Гол, Баянтег и Хуренгол в Монголии, Барзасского, Убрусского и Курайского месторождений в Сибири и группы месторождений на Дальнем Востоке (Павловское, Раковское, Возновское, Ванчинское, Реттиховское, Хумурлинское и Лианское). В пределах отдельных бассейнов при околофоновом среднем содержании РЗЭ установлены отдельные угольные пласты или участки угольных пластов, обогащенные лантаноидами. В угольных бассейнах и месторождениях отмечено относительное обогащение лантаноидами участков или зон, непосредственно примыкающих к области сноса терригенного материала при формировании угольного бассейна.

Накопление повышенных содержаний РЗЭ в угольных месторождениях обусловлено наличием среди пород фундамента и складчатого обрамления

угленосных впадин специализированных массивов горных пород, обогащенных РЗЭ, или проявлением субсинхронного угленакопления вулканизма щелочного или кислого состава. Эпигенетические процессы приводят к перераспределению РЗЭ, не влияя существенно на их среднее содержание в угольных бассейнах, но нередко формируя локальные контрастные аномалии РЗЭ.

Формирование аномалий и комплексных редкометалльных руд обусловлено проявлением субсинхронного угленакопления вулканизма щелочного или кислого состава. Преобразование палеопеплов в условиях агрессивной среды торфяника приводит к выносу и переотложению РЗЭ вблизи тонштейнов с формированием контрастных аномалий. В ряде случаев эти комплексные аномалии могут представлять промышленный интерес. Аномалии РЗЭ в углях могут быть связаны с эпигенетическими изменениями. В зонах окисления буроугольных месторождений на контактах с вмещающими породами нередко формируются контрастные аномалии РЗЭ. Возможно формирование аномалий и в связи с гидротермальными процессами.

Формы нахождения редкоземельных элементов в углях свидетельствуют о том, что их концентрирование в угле обусловлено ведущей ролью гидрогенного механизма. Независимо от источника поступления в бассейн угленакопления, лантаноиды в условиях агрессивной среды палеоторфяника в основной массе переходят в подвижную форму и в конечном итоге накапливаются в органическом веществе. В бурых углях и торфах помимо кластогенно-вулканогенного источника возможно также накопление РЗЭ в органическом веществе за счет привноса в водных растворах из зоны гипергенеза или гидротерм. Кислые воды угленосных отложений, в том числе насыщенные углекислотой и органическим веществом, могут быть существенно обогащены лантаноидами на фоне других типов вод. Последующее преобразование органического вещества в процессе углефикации приводит к формированию аутигенных минералов РЗЭ.

*Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 16-55-53122 ГФЕН\_а и № 16-05-00405А.*

## ЛИТЕРАТУРА

- Арбузов С.И., Ершов В.В., Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Советов В.М.** Редкоземельные элементы и скандий в углях Кузбасса // Литология и полезные ископаемые. 1997. № 3. С. 315–326.
- Арбузов С.И., Ершов В.В., Поцелуев А.А., Рихванов Л.П.** Редкие элементы в углях Кузнецкого бассейна. Кемерово : Изд-во КПК, 2000. 246 с.
- Арбузов С.И., Ершов В.В., Рихванов Л.П., Усова Т.Ю., Кяргин В.В., Булатов А.А., Дубовик Н.Е.** Редкометалльный потенциал углей Минусинского бассейна. Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2003. 347 с.
- Арбузов С.И., Ершов В.В.** Геохимия редких элементов в углях Сибири. Томск : Д-Принт, 2007. 468 с.
- Арбузов С.И., Машенькин В.С.** Зона окисления угольных месторождений – перспективный источник благородных и редких металлов (на примере месторождений Центральной Азии) // Проблемы и перспективы развития минерально-сырьевой базы и предприятий ТЭК Сибири : материалы межрегион. науч.-практ. конф. Томск : Изд-во ТПУ, 2007. С. 26–31.
- Арбузов С.И., Волостанов А.В., Ершов В.В., Рихванов Л.П., Миронов В.С., Машенькин В.С.** Геохимия и металлоносность углей Красноярского края. Томск : STT, 2008. 300 с.
- Арбузов С.И., Кикина Е.В., Чекрыжов И.Ю., Блохин М.Г., Иванов В.В.** Вулканогенный пирокластический материал – источник редких металлов в углях Возновского буроугольного месторождения, Приморский край, Россия // Материалы Всероссийской конференции «Комплексное использование потенциала каменных и бурых углей и создание комбинированных экологически безопасных технологий их освоения» 20–22 сентября 2017 г., г. Благовещенск. Благовещенск, 2017. С. 95–99.
- Баранов Ю.Е.** Редкие элементы в угленосных формациях // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3: Генетические типы месторождений редких элементов. М. : Наука, 1966. С. 736–754.
- Гольшмидт В.М., Петерс К.** О накоплении редких элементов в каменных углях // Сборник статей по геохимии редких элементов: пер. с нем. М. : Ред. горно-топливной и геолого-разведочной литературы, 1938. С. 41–53.
- Горький Ю.И.** Основные закономерности распространения германия в ископаемых углях (на примере Минусинского бассейна) : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Минск, 1972. 184 с.
- Ильенок С.С., Арбузов С.И.** Минеральные формы редких элементов в углях и золах углей Азейского месторождения Иркутского угольного бассейна // Известия Томского политехнического университета. 2016. Т. 327, № 2. С. 6–20.
- Кизильштейн Л.Я.** Экогеохимия элементов-примесей в углях. Ростов н/Д : Изд-во СКНЦ ВШ, 2002. 296 с.
- Костерин А.В., Королев Д.Ф., Кизюра В.Е.** Редкие земли в Чехезском буроугольном месторождении // Геохимия. 1963. № 7. С. 694–695.
- Кузеванова Е.В.** Металлоносность углей кайнозойских буроугольных месторождений Приморья : дис. ... канд. геол.-минерал. наук. СПб., 2014. 134 с.
- Павлов А.В.** Вещественный состав золы углей некоторых районов Западного Шпицбергена // Ученые записки некоторых районов НИИГА. Региональная геология. 1966. Вып. 8. С. 128–136.
- Рихванов Л.П., Арбузов С.И., Бат-Улзий Д., Гэрэл О., Гарамжав Д.** Радиогеохимические особенности щелочных гранитоидов Хан-Богдинского типа Монголии и их редкометалльное оруденение // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых: Международная конференция, посвященная 80-летию основания в Томском политехническом универси-

тете первой в азиатской части России кафедры «Разведочное дело»: материалы науч. конф. Томск, НИ ТПУ, 5–8 октября 2010 г. Томск: Изд-во ТПУ, 2010. С. 85–91.

**Рыбалко В.И., Арбузов С.И.** Прогнозно-геохимическая оценка металлоносности углей Ирана // Вестник науки Сибири. 2011. № 1. С. 19–22.

**Рыбалко В.И., Арбузов С.И., Волостнов А.В.** Металлоносность углей Ирана // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 322, № 1. С. 83–90.

**Рыбалко В.И., Арбузов С.И.** Влияние угольного метаморфизма на поведение Sc, REE, Th, U в углях Табасского бассейна, Иран // Геохимия литогенеза: материалы Российского совещания с международным участием (Сыктывкар, Республика Коми: 17–19 марта 2014 г.). Сыктывкар: Геопринт, 2014. С. 221–222.

**Середин В.В.** О новом типе редкоземельного орудения кайназойских угленосных впадин // Доклады Академии наук СССР. 1991. Т. 320, вып. 6. С. 1446–1450.

**Середин В.В., Магазина Л.О.** Минералогия и геохимия ископаемой древесины Павловского бурогоугольного месторождения (Приморье) // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 3. С. 281–286.

**Середин В.В., Шпирт М.Я.** Редкоземельные элементы в гуминовом веществе металлоносных углей // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 3. С. 281–286.

**Середин В.В.** Основные закономерности распределения редкоземельных элементов в углях // Доклады Академии наук. 2001. Т. 377, № 2. С. 239–243.

**Середин В.В.** Металлоносность углей: условия формирования и перспективы освоения // Угольная база России. Т. VI (Сводный, заключительный): Основные закономерности углеобразования и размещения угленосности на территории России. М.: Геоинформ-марк, 2004. 779 с.

**Середин В.В.** Редкоземельные элементы в германиеносных пластах месторождения «Спецугли», Приморье // Геология рудных месторождений. 2005. № 3. С. 265–283.

**Середин В.В., Кременецкий А.А., Копнева Л.А.** Новый тип гидротермальной иттриевоземельной минерализации в кайнозойских рифтогенных структурах Приморья // Прикладная геохимия. Вып. 7: Минералогия, геохимия и генетические типы месторождений. Кн. 1: Минералогия и геохимия. М.: ИМГРЭ, 2005. С. 57–77.

**Середин В.В., Чекрыжов И.Ю.** Рудоносность Ванчинского грабена (Приморье) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, № 3. С. 230–249.

**Тимофеев П.П.** Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее формирования // Труды ГИН АН СССР. М.: Наука, 1970. Вып. 198. 208 с.

**Чекрыжов И.Ю., Середин В.В., Арбузов С.И.** Редкоземельные элементы и уран в углях Раковской впадины, Южного Приморья // Материалы V Международной конференции: Радиоактивность и радиоактивные элементы в среде обитания человека. г. Томск, 13–16 сентября 2016 г. Томск: STT, 2016а. С. 703–706.

**Чекрыжов И.Ю., Трач Г.Н., Нечаев В.П., Высоцкий С.В., Трач Д.А.** Редкоземельное оруденение в угленосных районах Южного Приморья // Материалы третьей Всероссийской научной конференции с международным участием: Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. г. Владивосток, 20–22 сентября 2016 г. Владивосток: ДВГИ, 2016б. С. 381–383.

**Чекрыжов И.Ю., Трач Г.Н., Нечаев В.П., Высоцкий С.В., Тарасенко И.А.** Редкоземельные угли Приморья // Материалы Всероссийской конференции «Комплексное использование потенциала каменных и бурых углей и создание комбинированных экологически безопасных технологий их освоения» 20–22 сентября 2017 г., г. Благовещенск. Благовещенск, 2017. С. 113–115.

**Шишов Е.П., Чернышев А.А.** Металлоносность бурых углей Средне-Амурской угленосной площади // Региональная геология и металлогения. 2017. № 69. С. 96–106.

**Шпирт М.Я., Середин В.В., Горюнова Н.П.** Формы соединений редкоземельных элементов в углях // Химия твердого топлива. 1999. № 3. С. 91–99.

**Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Неорганическое вещество углей. Екатеринбург: НИСО УрО РАН, 2002. 420 с.

**Юдович Я.Э., Кетрис М.П.** Ценные элементы-примеси в углях. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2006. 538 с.

**Arbuzov S.I., Volostnov A.V., Mezhibor A.M., Rybalko V.I., Penok S.S.** Scandium (Sc) geochemistry of coals (Siberia, Russian Far East, Mongolia, Kazakhstan, and Iran) // International Journal of Coal Geology. 2014. V. 125. P. 22–35.

**Arbuzov S.I., Mezhibor A.M., Spears D.A., Penok S.S., Shaldybin M.V., Belaya E.V.** Nature of Tonsteins in the Azeisk Deposit of the Irkutsk Coal Basin (Siberia, Russia) // International Journal of Coal Geology. 2016а. V. 152. P. 99–111. doi: 10.1016/j.coal.2015.12.001

**Arbuzov S.I., Penok S.S., Mashenkin V.S., Sun Yuzhuang, Zhao Cunliang, Blokhin M.G., Ivanov V.V., Zarubina N.V.** Rare Earth Elements in the late Paleozoic coals of Northern Asia (Siberia, Northern China, Mongolia, Kazakhstan) // Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2016b. V. 327, № 8. P. 74–88.

**Arbuzov S.I., Maslov S.G., Finkelman R.B., Mezhibor A.M., Penok S.S., Blokhin M.G., Peregudina E.V.** Modes of occurrence of Rare earth elements in peat from Western Siberia // Journal of Geochemical Exploration. 2018. V. 184. P. 40–48. doi: 10.1016/j.gexplo.2017.10.012

**Chen J., Liu G., Li H., Wu B.** Mineralogical and geochemical responses of coal to igneous intrusion in the Pansan Coal Mine of the Huainan coalfield, Anhui, China // International Journal of Coal Geology. 2014. V. 124. P. 11–35.

**Crowley S.S., Stanton R.W., Ryer T.A.** The effects of volcanic ash on the maceral and chemical composition of the C coal bed, Emery Coal Field, Utah // Organic Geochemistry. 1989. V. 14. P. 315–331.

**Dai S., Zhou Y., Ren D., Wang X., Li D., Zhao L.** Geochemistry and mineralogy of the Late Permian coals from the Songzao Coalfield, Chongqing, southwestern China // Science in China Series D: Earth Science. 2007. № 50. P. 678–688.

**Dai S., Li D., Chou C.-L., Zhao L., Zhang Y., Ren D., Ma Y., Sun Y.** Mineralogy and geochemistry of boehmite-rich coals: new insights from the Haerwusu Surface Mine, Jungar Coalfield, Inner Mongolia, China // International Journal of Coal Geology. 2008. V. 74. P. 185–202.

**Dai S., Zhou Y., Zhang M., Wang X., Wang J., Song X., Jiang Y., Luo Y., Song Z., Yang Z., Ren D.** A new type of Nb (Ta)–Zr(Hf)–REE–Ga polymetallic deposit in the late Permian coal-bearing strata, eastern Yunnan, southwestern China: possible economic significance and genetic implications // *International Journal of Coal Geology*. 2010. V. 83. P. 55–63.

**Dai S., Wang X., Zhou Y., Hower J.C., Li D., Chen W., Zhu X.** Chemical and mineralogical compositions of silicic, mafic, and alkali tonsteins in the late Permian coals from the Songzao Coalfield, Chongqing, Southwest China // *Chemical Geology*. 2011. V. 282. P. 29–44.

**Dai S., Ren D., Chou C.-L., Finkelman R.B., Seredin V.V., Zhou Y.** Geochemistry of trace elements in Chinese coals: a review of abundances, genetic types, impacts on human health, and industrial utilization // *International Journal of Coal Geology*. 2012. V. 94. P. 3–21.

**Dai S., Li T., Seredin V.V., Ward C.R., Hower J.C., Zhou Y., Zhang M., Song X., Song W., Zhao C.** Origin of minerals and elements in the Late Permian coals, tonsteins, and host rocks of the Xinde Mine, Xuanwei, eastern Yunnan, China // *International Journal of Coal Geology*. 2014a. V. 121. P. 53–78.

**Dai S., Luo Y., Seredin V.V., Ward C.R., Hower J.C., Zhao L., Liu S., Zhao C., Tian H., Zou J.** Revisiting the late Permian coal from the Huayingshan, Sichuan, southwestern China: Enrichment and occurrence modes of minerals and trace elements // *International Journal of Coal Geology*. 2014b. V. 122. P. 110–128.

**Dai S., Chekryzhov I.Y., Seredin V.V., Nechaev V.P., Graham I.T., Hower J.C., Ward C.R., Ren D., Wang X.** Metalliferous coal deposits in East Asia (Primorye of Russia and South China): a review of geodynamic controls and styles of mineralization // *Gondwana Research*. 2016a. V. 29. P. 60–82. doi:10.1016/j.gr.2015.07.001

**Dai S., Yan X., Ward C.R., Hower J.C., Zhao L., Wang X., Zhao L., Ren D., Finkelman R.B.** Valuable elements in Chinese coals: a review // *International Geology Review*. 2016b. P. 1–31. doi:10.1080/00206814.2016.1197802

**Dai S., Graham I.T., Ward C.R.** A review of anomalous rare earth elements and yttrium in coal // *International Journal of Coal Geology*. 2016c. V. 159. P. 82–95.

**Finkelman R.B.** Trace and minor elements in coal // *Organic Geochemistry* / eds. by M.H. Engel, S. Macko. New York : Plenum, 1993. P. 593–607.

**Grigor'ev N.A.** Average concentrations of chemical elements in rocks of the upper continental crust // *Geochemistry International*. 2003. V. 41, № 7. P. 711–718.

**Hower J.C., Ruppert L.F., Eble C.F.** Lanthanide, yttrium, and zirconium anomalies in the Fire Clay coal bed, Eastern Kentucky // *International Journal of Coal Geology*. 1999. V. 39. P. 141–153.

**Hower J.C., Eble C.F., Dai S., Belkin H.E.** Distribution of rare earth elements in eastern Kentucky coals: Indicators of multiple modes of enrichment? // *International Journal of Coal Geology*. 2016. V. 160–161. P. 73–81.

**Huang W., Yang Q., Tang D., Tang X., Zhao Z.** Rare earth element geochemistry of Late Paleozoic coals in North China // *Acta Geologica Sinica*. 2000. V. 74 (1). P. 74–83.

**Ketris M.P., Yudovich Ya.E.** Estimations of Clarkes for carbonaceous biolithes: world average for trace element contents in black shales and coals // *International Journal of Coal Geology*. 2009. V. 78. P. 135–148.

**Mardon S.M., Hower J.C.** Impact of coal properties on coal combustion by-product quality: examples from a Kentucky power plant // *International Journal of Coal Geology*. 2004. V. 59. P. 153–169.

**Seredin V.V.** Rare earth element-bearing coals from the Russian Far East deposits // *International Journal of Coal Geology*. 1996. V. 30. P. 101–129.

**Seredin V.V., Finkelman R.B.** Metalliferous coals: a review of the main genetic and geochemical types // *International Journal of Coal Geology*. 2008. V. 76. P. 253–289.

**Seredin V.V., Dai S.** Coal deposits as potential alternative sources for lanthanides and yttrium // *International Journal of Coal Geology*. 2012. V. 94. P. 67–93.

**Seredin V.V., Dai S., Sun Y., Chekryzhov I.Yu.** Coal deposits as promising sources of rare metals for alternative power and energy-efficient technologies // *Applied Geochemistry*. 2013. V. 31. P. 1–11.

**Yliruokanen I., Lehto S.** The occurrence of rare earth elements in some Finnish mires // *Bull. Geol. Soc. Finland*. 1995. V. 67. P. 27–38.

**Zielinski R.A.** Element mobility during alteration of silicic ash to kaolinite – a study of tonstein // *Sedimentology*. 1985. V. 32. P. 567–579.

#### Авторы:

**Арбузов Сергей Иванович**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, кафедра геоэкологии и геохимии, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия. E-mail: siarbuzov@mail.ru

**Чекрыжов Игорь Юрьевич**, научный сотрудник, лаборатория геохимии, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия. E-mail: chekr2004@mail.ru

**Сунь Юйчжуан**, профессор, Совместный инновационный центр угольной эксплуатации Хэбэя, Хэбэйский инженерный университет, Ханьдэнь, КНР. E-mail: sun\_yz@hotmail.com

**Жао Цунлян**, доцент, Совместный инновационный центр угольной эксплуатации Хэбэя, Хэбэйский инженерный университет, Ханьдэнь, КНР. E-mail: sunliang909@163.com

**Машенькин Валерий Семенович**, директор, отдел горных проектов Чингис-хан Банка. Улан-Батор, Монголия. E-mail: mashenikin@mail.ru

**Ильенок Сергей Сергеевич**, ассистент, кафедра геоэкологии и геохимии, Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, Россия. E-mail: ilenokss@rambler.ru

**Иванов Владимир Викторович**, кандидат геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией микро- и наноисследований, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия. E-mail: d159327@yandex.ru

**Блохин Максим Геннадьевич**, кандидат биологических наук, заместитель директора по научной работе, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия. E-mail: blokhin@fegi.ru

**Зарубина Наталья Владимировна**, научный сотрудник, лаборатория аналитической химии, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия. E-mail: zarubina@fegi.ru

*Geosphere Research*, 2017, 4, 6–27. DOI: 10.17223/25421379/5/1

S.I. Arbuzov<sup>1</sup>, I.Yu. Chekryzhov<sup>2</sup>, Yuzhuang Sun<sup>3</sup>, Cunliang Zhao<sup>3</sup>, V.S. Mashenkin<sup>1</sup>,  
S.S. Ilenok<sup>1</sup>, V.V. Ivanov<sup>2</sup>, M.G. Blokhin<sup>2</sup>, N.V. Zarubina<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Far Eastern Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

<sup>3</sup> Hebei University of Engineering, Handan City, China

### RARE-EARTH ELEMENTS (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) IN THE COALS OF THE NORTH ASIA (SIBERIA, RUSSIAN FAR EAST, NORTH CHINA, MONGOLIA, KAZAKHSTAN)

7182 coal samples from coal deposits and basins of North Asia were analyzed for rare-earth elements (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu). The coals of Northern Asia are characterized by elevated REE concentrations compared with the mean concentrations in coals of the world. Main regularities of distribution and conditions of REE accumulation in the coal deposits and basins were studied. The accumulation of REE in the coal seams is caused by peculiarities of the source area composition in the ancient peat accumulation basin, subsynchronous volcanism during peat accumulation, epigenetic processes and features of the regional hydrogeochemistry. The formation of anomalies and complex rare metal ores is caused by the presence of REE-enriched rock massifs in the basement and surrounding rocks of the coal-bearing depressions, or by sub-synchronous volcanism of alkaline or acidic composition. The transformation of ashes in the aggressive peat bog environment leads to the removal and redeposition of REE near tonsteins forming contrast anomalies in the coal seams. Sometimes these complex anomalies may be of industrial interest. The modes of REE occurrence change over the coalification process. In brown coals of low extent of coalification, organic forms of REE predominate, while autogenic mineral forms prevail in the hard coals and anthracites.

**Keywords:** Coals, North Asia, rare earth elements, average content, distribution patterns, accumulation conditions, modes of occurrence.

#### References

- Arbuzov S.I., Ershov V.V., Potseluev A.A., Rikhvanov L.P., Sovetov V.M. Rare Earth Elements and Scandium in Kuznetsk Basin Coals // *Lithology and Mineral Resources*, 1997. № 3. pp. 275. In Russian
- Arbuzov S.I., Ershov V.V., Potseluev A.A., Rikhvanov L.P. *Redkie elementy v uglyakh Kuznetskogo basseyna* [Rare elements in the coals of the Kuznetsk basin.]. Kemerovo: Izd-vo KPK, 2000. 246 p. In Russian
- Arbuzov S.I., Ershov V.V., Rikhvanov L.P. Usova T.Yu., Kyargin V.V., Bulatov A.A., Dubovik N.E. *Redkometall'nyy potentsial ugley Minusinskogo basseyna* [Rare-metal potential of coal the Minusinsk basin]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN, filial "Geo", 2003. 347 p. In Russian
- Arbuzov S.I., Ershov V.V. *Geokhimiya redkikh elementov v uglyakh Sibiri* [Geochemistry of rare elements in coals of Siberia]. Tomsk: Izd. dom «D-Print, 2007a. 468 p. In Russian
- Arbuzov S.I., Mashenkin V.S. *Zona okisleniya ugol'nykh mestorozhdeniy – perspektivnyy istochnik blagorodnykh i redkikh metallov (na primere mestorozhdeniy Tsentral'noy Azii)* [The oxidation zone of coal deposits is a promising source of precious and rare metals (on the example of Central Asian deposits)] // *Problemy i perspektivy razvitiya mineral'no-syr'evoy bazy i predpriyatiy TEK Sibiri. Materialy mezhhregional'noy nauchno-prakticheskoy konferentsii*. Tomsk: Izd-vo TPU, 2007b. pp. 26–31. In Russian
- Arbuzov S.I., Volostnov A.V., Ershov V.V., Rikhvanov L.P., Mironov V.S., Mashenkin V.S. *Geokhimiya i metallonosnost' ugley Krasnoyarskogo kraya* [Geochemistry and metal content of coals of the Krasnoyarsk Territory]. Tomsk: STT, 2008. 300 p. In Russian
- Arbuzov S.I., Kikina E.V., Chekryzhov I.Yu., Blokhin M.G., Ivanov V.V. *Vulkanogennyy piroklasticheskiy material – istochnik redkikh metallov v uglyakh Voznovskogo burougol'nogogo mestorozhdeniya, Primorskiy kray, Rossiya* [Volcanogenic pyroclastic material - a source of rare metals in coals of Voznovsky brown coal deposit, Primorsky Krai, Russia] // *Materialy Vserossiyskoy konferentsii «Kompleksnoe ispol'zovanie potentsiala kamennykh i burykh ugley i sozdanie kombinirovannykh ekologicheskii bezopasnykh tekhnologiy ikh osvoeniya» 20–22 sentyabrya 2017 g., g. Blagoveshchensk. Blagoveshchensk. Blagoveshchensk, 2017. pp. 95–99. In Russian*
- Baranov Yu.E. *Redkie elementy v uglennykh formatsiyakh* [Rare elements in coal-bearing formations] // *Geokhimiya, mineralogiya i geneticheskie tipy mestorozhdeniy redkikh elementov. T.3. Geneticheskie tipy mestorozhdeniy redkikh elementov*. Moscow : Nauka, 1966. pp. 736–754. In Russian
- Golshmidt V.M., Peters K. *O nakoplenii redkikh elementov v kamennykh uglyakh* [On the accumulation of rare elements in stone coal] // *Sbornik statey po geokhimii redkikh elementov: per. s nem. Moscow : Red. Gorno-toplivnoy i geologo-razvedochnoy literatury, 1938. pp. 41–53. In Russian*
- Gorkiy Yu.I. *Osnovnye zakonomernosti rasprostraneniya germaniya v iskopaemykh uglyakh (na primere Minusinskogo basseyna)* [Basic laws of the distribution of germanium in fossil coals (on the example of the Minusinsk basin)]: diss.... kand. geol-min nauk. Minsk, 1972. 184 p. In Russian
- Ilenok S.S., Arbuzov S.I. Mineral modes of rare elements in coals and ashes of coals of Azey deposit in Irkutsk coal basin *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*. 2016. V. 327, № 2, pp. 6–20. In Russian

- Kizilshiteyn L.Ya. *Ekogeokhimiya elementov-primesev v uglyakh* [Ecogeochemistry of element-impurities in coals] Rostov-na Donu : Izd-vo SKNTs VSh, 2002. 296 p. In Russian
- Kosterin A.V., Korolev D.F., Kizyura V.E. *Redkie zemli v Chekhezskom burougol'nom mestorozhdenii* [Rare earths in the Chechez brown coal deposit] // *Geokhimiya*. 1963. № 7. pp. 694–695. In Russian
- Kuzevanova E.V. *Metallonosnost' ugley kaynozoykskikh burougol'nykh mestorozhdeniy Primor'ya* [Metalliferous of coals of Cenozoic brown coal deposits of Primorye]: diss. ... kand. geol.-min. nauk. St. Petersburg, 2014. 134 p. In Russian
- Pavlov A.V. *Veshchestvennyy sostav zoly ugley nekotorykh rayonov Zapadnogo Shpitsbergena* [Material composition of coal ash in some areas of Western Spitsbergen] // *Uchenye zapiski nekotorykh rayonov NIIGA. Regional'naya geologiya*. 1966. Vyp.8. pp. 128–136. In Russian
- Rikhvanov L.P., Arbuzov S.I., Bat-Ulzii D., Gerel O., Garamjav D. *Radiogeokhicheskie osobennosti shchelochnykh granitoidov Khan-Bogdinskogo tipa Mongolii i ikh redkometall'noe orudnenie* [Radio geochemical features of alkaline granitoids of the Khan-Bogdinsky type of Mongolia and their rare metal mineralization] // *Sovremennyye problemy geologii i razvedki poleznykh iskopayemykh: Mezhdunarodnaya konferentsiya, posvyashchennaya 80-letiyu osnovaniya v Tomskom politekhnicheskom universitete pervoy v aziatskoy chasti Rossii kafedry «Razvedochnoe delo»: Materialy nauchnoy konferentsii - Tomsk, NI TPU, 5–8 okt. 2010. Tomsk : Izd. TPU, 2010. pp. 85–91. In Russian*
- Rybalko V.I., Arbusov S.I. *Prognozno-geokhicheskaya otsenka metallonosnosti ugley Irana* [Forecast-geochemical estimation of metal content of coals of Iran] // *Vestnik nauki Sibiri*, 2011. № 1. pp. 19–22. In Russian
- Rybalko V.I., Arbusov S.I., Volostnov A.V. *Metallonosnost' ugley Irana* [Metalliferousness of coals of Iran] // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*, 2013. V. 322, № 1. pp. 83–90. In Russian
- Rybalko V.I., Arbusov S.I. *Vliyaniye ugol'nogo metamorfizma na povedeniye Sc, REE, Th, U v uglyakh Tabasskogo basseyna, Iran* [Effect of carbon metamorphism on the behavior of Sc, REE, Th, U in the coals of the Tabas basin, Iran] // *Geokhimiya litogeneza: Materialy Rossiyskogo soveshchaniya s mezhdunarodnym uchastiem (Syktyvkar, Respublika Komi: 17–19 marta 2014 g.)*. Syktyvkar : Geoprint, 2014. pp. 221–222. In Russian
- Seredin V.V. *O novom tipe redkozemel'nogo orudeniya kaynozoykskikh ugleonosnykh vpadin* [On a new type of rare-earth mineralization of the Cainozoic coal-bearing depressions]. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR*, 1991. V. 320, Vyp. 6. pp. 1446–1450. In Russian
- Seredin V.V., Magazina L.O. *The Mineralogy and Geochemistry of Fossil Wood from the Pavlovka Lignitic Deposit in the Primorsk Region* // *Lithology and Mineral Resources*, 1999. № 2. p. 134. In Russian
- Seredin V.V., Shpirt M.Ya. *Rare Earth Elements in the Humic Substance of Metalliferous Coal* // *Lithology and Mineral Resources*, 1999. № 3. p. 244. In Russian
- Seredin V.V. *Major regularities of the ree distribution in coal* // *Doklady earth sciences*, 2001. V. 377. № 2. pp. 250–253.
- Seredin V.V. *Metallonosnost' ugley: usloviya formirovaniya i perspektivy osvoeniya* [Metalliferousness of coal: the conditions of formation and prospects for development] // *Ugol'naya baza Rossii. T. VI (Svodnyy, zaklyuchitel'nyy). Osnovnyye zakonomernosti ugleobrazovaniya i razmeshcheniya ugleonosnosti na territorii Rossii*. Moscow : OOO «Geoinform-mark», 2004. 779 p. In Russian
- Seredin V.V. *Rare Earth Elements in Germanium-Bearing Coal Seams of the Spetsugli Deposit (Primor'e Region, Russia)* // *Geology of Ore Deposits*. 2005. № 3. p. 238. In Russian
- Seredin V.V., Kremenetskiy A.A., Kopneva L.A. *Novyy tip gidrotermal'noy ittrievozemel'noy mineralizatsii v kaynozoykskikh riftogenykh strukturakh Primor'ya* [A new type of hydrothermal yttrium-earth mineralization in the Cenozoic riftogenic structures of Primorye] // *Prikladnaya geokhimiya. Vyp. 7. Mineralogiya, geokhimiya i geneticheskie tipy mestorozhdeniy. Kn. 1. Mineralogiya i geokhimiya*. Moscow : IMGRE, 2005. pp. 57–77. In Russian
- Seredin V.V., Chekryzhov I.Yu. *Ore Potentiality of the Vanchin Graben, Primorye, Russia* // *Geology of Ore Deposits*. 2011. V. 53. № 3. p. 202. In Russian
- Timofeev P.P. *Yurskaya ugleonosnaya formatsiya Yuzhnoy Sibiri i usloviya ee formirovaniya* [Jurassic coal-bearing formation of Southern Siberia and conditions of its formation] // *Trudy GIN AN SSSR. Vyp. 198*. Moscow : Nauka, 1970. 208 p. In Russian
- Chekryzhov I.Yu., Seredin V.V., Arbuzov S.I. *Redkozemel'nye elementy i uran v uglyakh Rakovskoy vpadiny, Yuzhnogo Primor'ya* [Rare earth elements and uranium in the coals of the Rakovskaya Depression, Southern Primorye] // *Materialy V mezhdunarodnoy konferentsii: Radioaktivnost' i radioaktivnye elementy v srede obitaniya cheloveka. g. Tomsk, 13–16 sentyabrya 2016 g. Tomsk: STT, 2016a. pp. 703–706. In Russian*
- Chekryzhov I.Yu., Trach G.N., Nechaev V.P., Vysotsky S.V., Trach D.A. *Redkozemel'noe orudnenie v ugleonosnykh rayonakh Yuzhnogo Primor'ya* [Rare-earth mineralization in coal-bearing regions of the Southern Primorye] // *Materialy tret'ey Vserossiyskoy nauchnoy konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem: Geologicheskie protsessy v obstanovkakh subduksii, kollizii i skol'zheniya litosfernykh plit. g. Vladivostok, 20–22 sentyabrya 2016 g. Vladivostok : DVGI, 2016b. pp. 381–383. In Russian*
- Chekryzhov I.Yu., Trach G.N., Nechaev V.P., Vysotsky S.V., Tarasenko I.A. *Redkozemel'nye ugli Primor'ya* [Rare-earth coals of Primorye] // *Materialy Vserossiyskoy konferentsii «Kompleksnoe ispol'zovanie potentsiala kamennykh i burykh ugley i sozdanie kombinirovannykh ekologicheskii bezopasnykh tekhnologiy ikh osvoeniya» 20–22 sentyabrya 2017 g., g. Blagoveshchensk. Blagoveshchensk, 2017. pp. 113–115. In Russian*
- Shishov E.P., Chernyshev A.A. *Metal contents of brown coals of Middle-Amur coalfield* // *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, 2017. № 69. pp. 96–106. In Russian
- Shpirt M.Ya., Seredin V.V., Goryunova N.P. *Formy soedineniy redkozemel'nykh elementov v uglyakh* [Forms of compounds of rare-earth elements in coals] // *Solid Fuel Chemistry*. 1999. № 3. pp. 91–99. In Russian
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. *Neorganicheskoe veshchestvo ugley* [Inorganic matter of coals]. Ekaterinburg: NISO UrO RAN, 2002. 420 p. In Russian
- Yudovich Ya.E., Ketris M.P. *Tsennyye elementy-primesi v uglyakh* [Valuable impurity elements in coals]. Ekaterinburg: Izd-vo UrO RAN, 2006. 538 p. In Russian
- Arbuzov S.I., Volostnov A.V., Mezhibor A.M., Rybalko V.I., Ilenok S.S. *Scandium (Sc) geochemistry of coals (Siberia, Russian Far East, Mongolia, Kazakhstan, and Iran)* // *International Journal of Coal Geology*, 2014. V. 125. P. 22–35.
- Arbuzov, S.I., Mezhibor, A.M., Spears, D.A., Ilenok, S.S., Shal'dybin, M.V., Belaya, E.V. *Nature of Tonsteins in the Azeisk Deposit of the Irkutsk Coal Basin (Siberia, Russia)* // *International Journal of Coal Geology*, 2016a. V. 152. P. 99–111 doi: 10.1016/j.coal.2015.12.001

- Arbuzov S.I., Ilenok S.S., Mashenkin V.S., Sun Yuzhuang, Zhao Cunliang, Blokhin M.G., Ivanov V.V., Zarubina N.V. Rare Earth Elements in the late Paleozoic coals of Northern Asia (Siberia, Northern China, Mongolia, Kazakhstan) // *Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering*. 2016b. V. 327, № 8. P. 74–88.
- Arbuzov S.I., Maslov S.G., Finkelman R.B., Mezhibor A.M., Ilenok S.S., Blokhin M.G., Peregudina E.V. Modes of occurrence of Rare earth elements in peat from Western Siberia // *Journal of Geochemical Exploration*. 2018. V. 184. P. 40–48. doi:10.1016/j.gexplo.2017.10.012
- Chen J., Liu G., Li H., Wu B. Mineralogical and geochemical responses of coal to igneous intrusion in the Pansan Coal Mine of the Huainan coalfield, Anhui, China // *International Journal of Coal Geology*. 2014. V. 124. P. 11–35.
- Crowley, S.S., Stanton, R.W., Ryer, T.A. The effects of volcanic ash on the maceral and chemical composition of the C coal bed, Emery Coal Field, Utah // *Organic Geochemistry*, 1989. V. 14. P. 315–331.
- Dai S., Zhou Y., Ren D., Wang X., Li D., Zhao L. Geochemistry and mineralogy of the Late Permian coals from the Songzao Coalfield, Chongqing, southwestern China // *Science in China Series D: Earth Science*, 2007. № 50. P. 678–688.
- Dai S., Li D., Chou C.-L., Zhao L., Zhang Y., Ren D., Ma Y., Sun Y. Mineralogy and geochemistry of boehmite-rich coals: new insights from the Haerwusu Surface Mine, Jungar Coalfield, Inner Mongolia, China // *International Journal of Coal Geology*, 2008. V. 74. P. 185–202.
- Dai S., Zhou Y., Zhang M., Wang X., Wang J., Song X., Jiang Y., Luo Y., Song Z., Yang Z., Ren D. A new type of Nb (Ta)–Zr(Hf)–REE–Ga polymetallic deposit in the late Permian coal-bearing strata, eastern Yunnan, southwestern China: possible economic significance and genetic implications // *International Journal of Coal Geology*, 2010. V. 83. P. 55–63.
- Dai S., Wang X., Zhou Y., Hower J.C., Li D., Chen W., Zhu X. Chemical and mineralogical compositions of silicic, mafic, and alkali tonsteins in the late Permian coals from the Songzao Coalfield, Chongqing, Southwest China // *Chemical Geology*, 2011. V. 282. P. 29–44.
- Dai S., Ren D., Chou C.-L., Finkelman R.B., Seredin V.V., Zhou Y. Geochemistry of trace elements in Chinese coals: a review of abundances, genetic types, impacts on human health, and industrial utilization // *International Journal of Coal Geology*. 2012. V. 94. P. 3–21.
- Dai S., Li T., Seredin V.V., Ward C.R., Hower J.C., Zhou Y., Zhang M., Song X., Song W., Zhao C. Origin of minerals and elements in the Late Permian coals, tonsteins, and host rocks of the Xinde Mine, Xuanwei, eastern Yunnan, China // *International Journal of Coal Geology*. 2014a. V. 121. P. 53–78.
- Dai S., Luo Y., Seredin V.V., Ward C.R., Hower J.C., Zhao L., Liu S., Zhao C., Tian H., Zou J. Revisiting the late Permian coal from the Huayingshan, Sichuan, southwestern China: Enrichment and occurrence modes of minerals and trace elements // *International Journal of Coal Geology*. 2014b. V. 122. P. 110–128.
- Dai S., Chekryzhov I.Y., Seredin V.V., Nechaev V.P., Graham I.T., Hower J.C., Ward C.R., Ren D., Wang X. Metalliferous coal deposits in East Asia (Primorye of Russia and South China): a review of geodynamic controls and styles of mineralization // *Gondwana Research*, 2016a. V. 29. P. 60–82. doi:10.1016/j.gr.2015.07.001
- Dai S., Yan X., Ward C.R., Hower J.C., Zhao L., Wang X., Zhao L., Ren D., Finkelman R.B. Valuable elements in Chinese coals: a review // *International Geology Review*, 2016b. P.1–31. doi:10.1080/00206814.2016.1197802
- Dai S., Graham I.T., Ward C.R. A review of anomalous rare earth elements and yttrium in coal // *International Journal of Coal Geology*, 2016c. V. 159. P. 82–95.
- Finkelman R.B. Trace and minor elements in coal // *Organic Geochemistry*. Eds. M.H. Engel, S. Macko. New York: Plenum, 1993. P. 593–607.
- Grigor'ev N.A. Average concentrations of chemical elements in rocks of the upper continental crust. *Geochemistry International*, 2003. V. 41, № 7. P. 711–718.
- Hower J.C., Ruppert L.F., Eble C.F. Lanthanide, yttrium, and zirconium anomalies in the Fire Clay coal bed, Eastern Kentucky // *International Journal of Coal Geology*, 1999. V. 39. P. 141–153.
- Hower J.C., Eble C.F., Dai S., Belkin H.E. Distribution of rare earth elements in eastern Kentucky coals: Indicators of multiple modes of enrichment? // *International Journal of Coal Geology*, 2016. V. 160–161. P. 73–81
- Huang W., Yang Q., Tang D., Tang X., Zhao Z. Rare earth element geochemistry of Late Paleozoic coals in North China // *Acta Geologica Sinica*. 2000. V. 74 (1). P. 74–83.
- Ketris M.P., Yudovich Ya.E. Estimations of Clarkes for carbonaceous biolithes: world average for trace element contents in black shales and coals // *International Journal of Coal Geology*, 2009. V. 78. P. 135–148.
- Mardon S.M., Hower J.C. Impact of coal properties on coal combustion by-product quality: examples from a Kentucky power plant // *International Journal of Coal Geology*, 2004. V. 59. P. 153–169.
- Seredin V.V. Rare earth element-bearing coals from the Russian Far East deposits // *International Journal of Coal Geology*, 1996. V. 30. P. 101–129.
- Seredin V.V., Finkelman R.B. Metalliferous coals: a review of the main genetic and geochemical types // *International Journal of Coal Geology*, 2008. V. 76. P. 253–289.
- Seredin V.V., Dai S. Coal deposits as potential alternative sources for lanthanides and yttrium // *International Journal of Coal Geology*, 2012. V. 94. P. 67–93.
- Seredin V.V., Dai S., Sun Y., Chekryzhov I.Yu. Coal deposits as promising sources of rare metals for alternative power and energy-efficient technologies // *Applied Geochemistry*, 2013. V. 31. P. 1–11.
- Yliruokanen I., Lehto S. The occurrence of rare earth elements in some Finnish mires // *Bull. Geol. Soc. Finland.*, 1995. V. 67. P. 27–38.
- Zielinski R. A. Element mobility during alteration of silicic ash to kaolinite—a study of tonstein // *Sedimentology*, 1985. V. 32. P. 567–579.

#### Author's:

**Arbuzov Sergey I.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Professor, Department of Geoecology and Geochemistry, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia E-mail: siarbuzov@mail.ru

**Chekryzhov Igor Yu.**, Researcher, Laboratory of Geochemistry, Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia. E-mail: chekr2004@mail.ru

**Sun Yuzhuang**, Professor, Collaborative Innovation Center of Coal Exploitation, Hebei University of Engineering, Handan, China. E-mail: sun\_yz@hotmail.com

**Zhao Cunliang**, Associate Professor, Collaborative Innovation Center of Coal Exploitation, Hebei University of Engineering, Guangmingnan, Handan, China. E-mail: cunliang909@163.com

**Mashenkin Valery S.**, Director of the Department of mining projects, Chingis Khaan Bank, Ulaanbaatar, Mongolia. E-mail: mashenikin@mail.ru

**Ilenok Sergey S.**, Lecturer, Department of Geoecology and Geochemistry, National Research Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russia. E-mail: ilenokss@rambler.ru

**Ivanov Vladimir V.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Head of Laboratory of Micro- and Nanoscale Researches, Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia. E-mail: d159327@yandex.ru

**Blokhin Maksim G.**, Cand. Sci. (Biol.), Deputy Director for scientific research, Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia. E-mail: blokhin@fegi.ru

**Zarubina Natalya V.**, Researcher, Laboratory of Analytical Chemistry, Far East Geological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia. E-mail: zarubina@fegi.ru

## КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ И ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ТУРМАЛИНА МАЛХАНСКОГО ПЕГМАТИТОВОГО ПОЛЯ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Н.Н. Борозновская, А.П. Корнева, В.К. Герасимов

*Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия*

Получены спектры рентгенолюминесценции и результаты энергодисперсионного микроанализа для минералов изоморфного ряда эльбаит-лиддикоатит, отобранных из пегматитовых тел Малханского поля. На основании содержания примесных (связанных с вхождением в структуру ионов редкоземельных и других элементов) и собственных (бор-кислород-дырочные центры, вакансии кислорода) дефектов структуры можно судить об условиях среды минералообразования.

**Ключевые слова:** турмалин, эльбаит, лиддикоатит, рентгенолюминесценция, структурные дефекты.

Турмалин – сложный кольцевой боросиликат с формулой  $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$ , где  $X = Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $K^+$  или вакансии,  $Y = Fe^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Li^+$ ,  $Fe^{3+}$  или  $Cr^{3+}$ ,  $Z = Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Mg^{2+}$  или  $Cr^{3+}$ ,  $T = Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$  и  $B^{3+}$ ,  $V = OH^-$  и  $O^{2-}$ ,  $W = OH^-$ ,  $F^-$  или  $O^{2-}$  [Henry et al., 2011]. Образуюсь в широких интервалах РТ условий, турмалины обладают большим набором характеристик, которые позволяют использовать их в качестве индикаторов среды минералообразования. К таким характеристикам относятся форма и цвет кристаллов, вариации химического состава, параметры элементарной ячейки, вариации изотопного состава бора, водорода и кислорода и др. Одними из методов, позволяющими регистрировать неоднородности состава и строения кристаллической решетки минерала, являются люминесцентные методы, обладающие высокой чувствительностью. Ранее было получено множество данных о генетической информативности люминесценции полевых шпатов, кварца, флюорита, апатита и многих других минералов [Кузнецов, Тарашан, 1988; Борозновская, 1989; Горобец, Рогожин, 2001; Gaft et al., 2005]. Люминесцентные свойства турмалина до сих пор мало изучены и представлены в редких публикациях [Кузнецов, Тарашан, 1988; Gaft et al., 2005]. Цель данной работы – показать возможности люминесцентного анализа при комплексном подходе к изучению сложного кольцевого боросиликата. Это особенно интересно, поскольку турмалин представляет собой многокомпонентную систему с большими возможностями изоморфных замещений, способствующими образованию центров люминесценции. Главнейшие изоморфные замещения в турмалине следующие:  $Mg^{2+} = Fe^{2+}$ ;  $2Fe^{2+} = Li^+ + Al^{3+}$ ;  $Fe^{2+} = Mn^{2+}$ ;  $Fe^{3+} = Al^{3+}$ ;  $Na^+$ ,  $Al^{3+} = Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ;  $OH^- = F^-$ . Кроме того, вполне логично предположить замещение  $Ca^{2+}$  редкоземельными элементами (РЗЭ) и  $Mn^{2+}$ , а  $Al^{3+}$  – на  $Cr^{3+}$ . С точки зрения влияния кристаллографических и кристаллохимических особенностей на лю-

минесценцию собственных структурных дефектов, большое значение имеет наличие нескольких анионных групп, в том числе плоского треугольного радикала  $[BO_3]^{3-}$ .

### Методы исследования и аппаратура

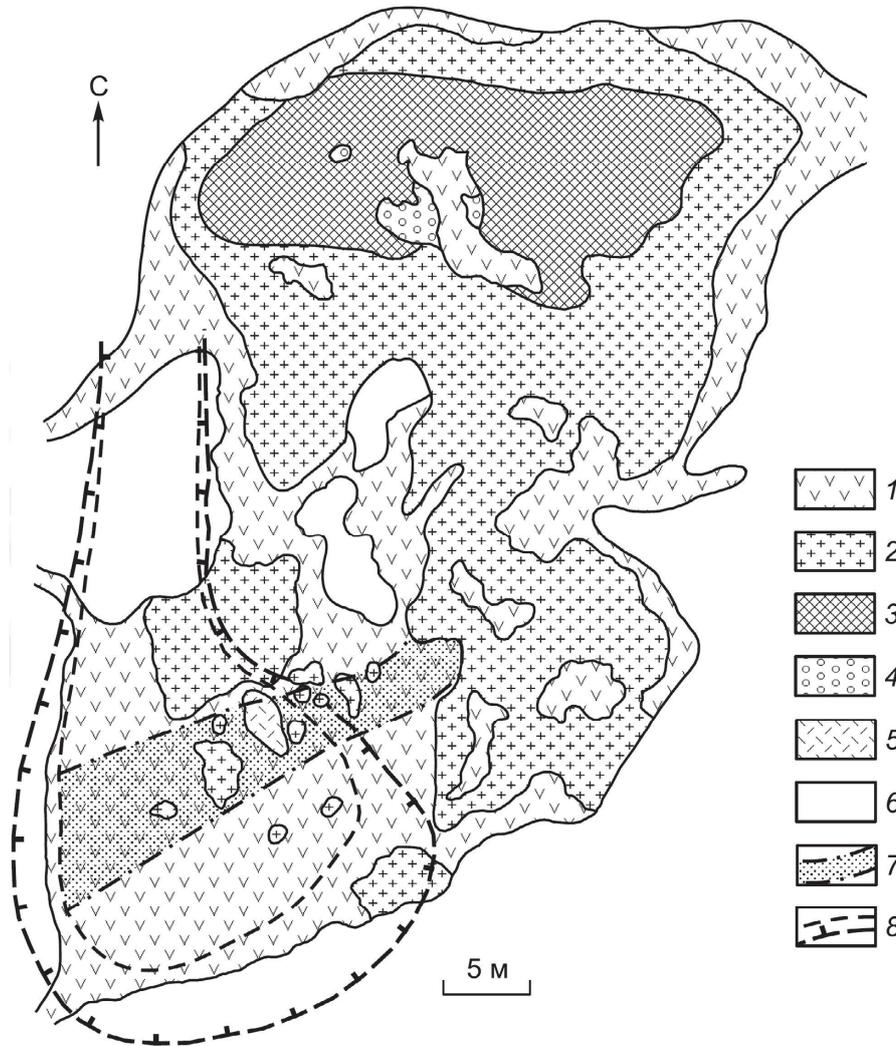
Спектры рентгенолюминесценции (РЛ) получены с использованием установки, собранной на базе монокроматора МДР-12. Источником возбуждения служила рентгеновская трубка с Мо-антикатодом БСВ-2 от аппарата УРС-55. Спектральный диапазон 200–800 нм охватывался благодаря использованию фотоэлектронного умножителя ФЭУ-100 и сменных дифракционных решеток. Энергодисперсионный рентгеноспектральный микроанализ проводился с использованием системы Oxford INCA Energy350. Исследования проводились в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ГГФ НИ ТГУ.

### Объект исследования

Малханское поле миароловых пегматитов в Красночикойском районе Забайкальского края входит в число крупнейших источников цветного турмалина в Евразии. Это поле расположено в междуречье притоков Чикоя – рек Мозгон и Скакуня, на южных склонах Малханского хребта в Забайкалье, в юго-западной краевой части Малхано-Яблоновой структурно-формационной зоны каледонской складчатости. Эта зона представляет собой поднятие, ограниченное с северо-северо-запада и юго-юго-востока соответственно Хилокским и Чикойским глубинными разломами, вдоль которых в мезозое сформировались одноименные впадины. Малханское поле приурочено к одноименной антиклинали. В геологическом строении Малханского поля участвуют парагенетические образования малханской серии верхнего протерозоя, нижнепалеозойский малханский комплекс ор-

топород, мезозойские гранитоиды и пегматиты [Загорский, Перетяжко, 1992]. Ряд исследователей относят пегматиты Малханского поля к субредкометалльному классу, турмалиновому минерагеническому ряду [Загорский, Перетяжко, 1992; Загорский, 2010, 2015]. По соотношению породообразующих минералов ими выделено три типа пегматитов: калишпато-

вый, двуполевошпатовый и олигоклазовый. Жилы Соседка и Моховая относятся к двуполевошпатовому типу. В связи с тем, что изучаемые пробы преимущественно отобраны из жилы Соседка, рассмотрим ее строение более подробно [Загорский, 2015]. Пегматитовое тело Соседка имеет не четко выраженное концентрически зональное строение (рис. 1).



**Рис. 1. Геологический план пегматитового тела Соседка (по материалам экспедиций «Байкалкварцсамоцветы» и ЗАО «Турмалхан», с добавлениями В.Е. Загорского) [Загорский, 2015]**

1–5 – пегматит: 1 – кварц-олигоклазовый (с шерлом) графической, неяснографической, мелкопегматоидной структур; 2 – кварц-калишпатовый графической структуры; 3 – блоковый КПШ; 4 – блоковый кварц; 5 – петалит-рубеллит-альбит-лепидолитовая линза (без миарол); 6 – метадiorиты; 7 – полоса повышенной насыщенности пегматита миаролами с турмалином; 8 – контуры карьера

**Fig. 1. Geologic plan of Sosedka pegmatite body (according to materials of «Baikalquartzsamotsvety» and ЗАО «Turmalkhan» with additions by V.E. Zagorsky) [Zagorsky, 2015]**

1–5 – pegmatite: 1 – quartz-oligoclase pegmatite (with shorl) with graphic, indistinct graphic, micropegmatoid structures; 2 – quartz-K-feldspar pegmatite with graphic structure; 3 – blocky potassium feldspar; 4 – blocky quartz; 5 – petalite-rubellite-albite-lepidolite lens with no miaroles; 6 – metadiorites; 7 – zone of tourmaline-bearing miaroles abundance; 8 – bounds of the open cast mine

Непосредственно на контакте с вмещающими метадiorитами наблюдается прерывистая, очень тонкая (до 1,5 см) зона закалки, представленная тонкозернистым кварц-олигоклазовым агрегатом гранитоидного облика. По минеральному составу жилу Соседка можно разделить на внутреннюю и внешнюю зоны. Внешняя зона состоит из кварц-олигоклазового пегматита с шерлом (1–7%). Иногда присутствуют обособления калишпатового грубографического пегматита и / или блокового КПШ, количество которого возрастает по направлению к внутренней зоне тела [Загорский, Перетяжко, 1992]. В юго-западной части тела во внешней зоне так же присутствуют блоковый КПШ и графика. Во внешней зоне, рядом с контактом с внутренней зоной, было вскрыто небольшое тело аплит-рубеллит-лепидолит-альбитового состава. Внутренняя зона состоит в основном из кварц-калишпатового пегматита, блокового кварца. Иногда во внутренней зоне присутствуют блоки, по составу аналогичные внешней зоне. Миаролы присутствуют в обеих зонах жилы. Минералогический состав миарол переменный: могут присутствовать альбит, лепидолит, кварц, турмалин, калиевый полевой шпат, данбурит, аксинит, бор-мусковит, кукеит. Причем пространственно близкие друг к другу миаролы могут иметь различный состав. Миаролы повсеместно содержат разноцветный турмалин с преобладанием рубеллита различных оттенков, в ассоциации с кварцем, полевым шпатом и лепидолитом. Кристаллы турмалина могут достигать до 30–40 см [Загорский, Перетяжко, 1992]. Практически все продуктивные на цветной турмалин миаролы находятся во внешней зоне либо на контакте внешней и внутренней зон.

Исследуемые образцы предоставлены Сергеем Ивановичем Коноваленко. Это турмалины преимущественно из внешней зоны жилы Соседка Малханского пегматитового поля, а также контакта с внутренней зоной (7 образцов) и отвалов жилы Моховая (2 образца).

## Результаты и обсуждение

*Результаты энергодисперсионного микроанализа.* Согласно результатам энергодисперсионного микроанализа и расчету на их основании кристаллохимических коэффициентов исследуемые турмалины относятся к двум группам: кальциевой и щелочной (таблица).

Они представлены минералами изоморфного ряда эльбаит-лиддикотатит с содержанием 10–35% росманитовой компоненты.

*Результаты рентгенолюминесцентного анализа.* Как было указано выше, люминесцентные свойства турмалина до сих пор практически не были изучены. Но имеется обширная информация по люминесцен-

ции искусственных алюмоборосиликатных соединений [Мальчукова и др., 2009; Цыретарова и др., 2015; Malchukova et al., 2004; Malchukova et al., 2006; Malchukova, Boizot, 2014; Janek et al., 2016]. Легирование алюмоборосиликатных соединений ионами различных РЗЭ дало возможность авторам указанных работ зафиксировать и изучить люминесценцию в данных соединениях во всем оптическом диапазоне длин волн. Поэтому представляется вполне законным рассматривать центры люминесценции в турмалине по аналогии с искусственными алюмоборосиликатными соединениями с учетом того факта, что по длине волны поглощения и излучения они будут немного различаться согласно воздействию локального кристаллического поля. Для исследуемых турмалинов получены спектры РЛ во всем оптическом диапазоне длин волн (200–800 нм). Для турмалинов жилы Соседка (особенно для кальциевых) весьма характерно появление в спектрах РЛ полос излучения, за появление которых ответственны двух- и трехзарядные ионы редкоземельных элементов (см. рис. 2).

Присутствие  $\text{Ce}^{3+}$  (340–360 нм),  $\text{Eu}^{2+}$  (380–480 нм),  $\text{Dy}^{3+}$  (500–600 нм),  $\text{Sm}^{2+}$  (отдельные пики в диапазоне длин волн 680–750 нм) [Malchukova et al., 2004; Malchukova, Boizot, 2014] может свидетельствовать о восстановительной обстановке зарождения миарол, в то время как  $\text{Eu}^{3+}$  (620–625 нм),  $\text{Sm}^{3+}$  (600–670 нм) фиксируют возможную смену восстановительного потенциала на окислительный и повышение щелочности, что могло иметь место при разгерметизации миароловых камер и резком сбросе давления. Кроме РЗЭ в люминесценции турмалина в спектральном диапазоне 690–820 нм может принимать участие  $\text{Cr}^{3+}$  [Gaft et al., 2005]. По данным [Кузнецов, Тарашан, 1988], в диапазоне 700–750 нм возможно излучение  $\text{Fe}^{3+}$ , что не свойственно для минералов миарол Малханского поля, которые формировались в кислой и восстановительной среде. Впрочем, этот люминоген может появиться как следствие разгерметизации и повышения щелочности и окислительного потенциала, что мы видим на примере турмалинов жилы Моховая, спектры РЛ которых приведены для сравнения (см. рис. 3, кривая М).

Согласно данным, приведенным в ряде работ [Malchukova et al., 2004; Malchukova et al., 2006; Malchukova, Boizot, 2014], большинство собственных дефектов в боросиликатах представлено дырками, захваченными на кислороде, который связан с ионами бора (так называемый бор-кислородно-дырочный центр – ВОНС). В частности, к такому виду дефектов можно отнести центры, ответственные за свечение в красной области спектра с максимумом 650–660 нм. Возможно участие экситонов, вакансий, междоузельного кислорода и молекулярного кислорода. Но последние два скорее будут характеризовать окислительную обстановку. Полоса люминесценции 280 нм

связывается нами с вакансией кислорода, появление которой может свидетельствовать о недостатке кислорода в среде минералообразования. Во многих образцах турмалина наблюдается свечение в достаточно широкой полосе с максимумом в диапазоне длин волн 345–355 нм (см. рис. 4), связанное, возможно, с дырочными центрами на базе кислород-кремниевых связей, либо ВОНС (возможно участие  $\text{Ge}^{3+}$  по аналогии с кварцем). Излучение в диапазоне 450–500 нм связывается с дефектами, образующимися при вхождении алюминия на место кремния в тетраэдрической позиции [Кузнецов, Тарашан, 1988]. Для более точ-

ной интерпретации собственных дефектов в турмалине нужны дополнительные исследования. На данный момент можно считать, что все собственные дефекты в турмалине Малханских пегматитов – это возбужденные кислородные состояния. Учитывая повышенную кислотность и восстановительный потенциал миаролообразования, можно говорить о преобладании кислородно-дырочных центров. На рис. 4 изображены спектры РЛ турмалинов жилы Соседка, обусловленные наличием собственных дефектов, включая ВОНС. В длинноволновой области возможно наложение РЛ  $\text{Cr}^{3+}$  (700–800 нм).

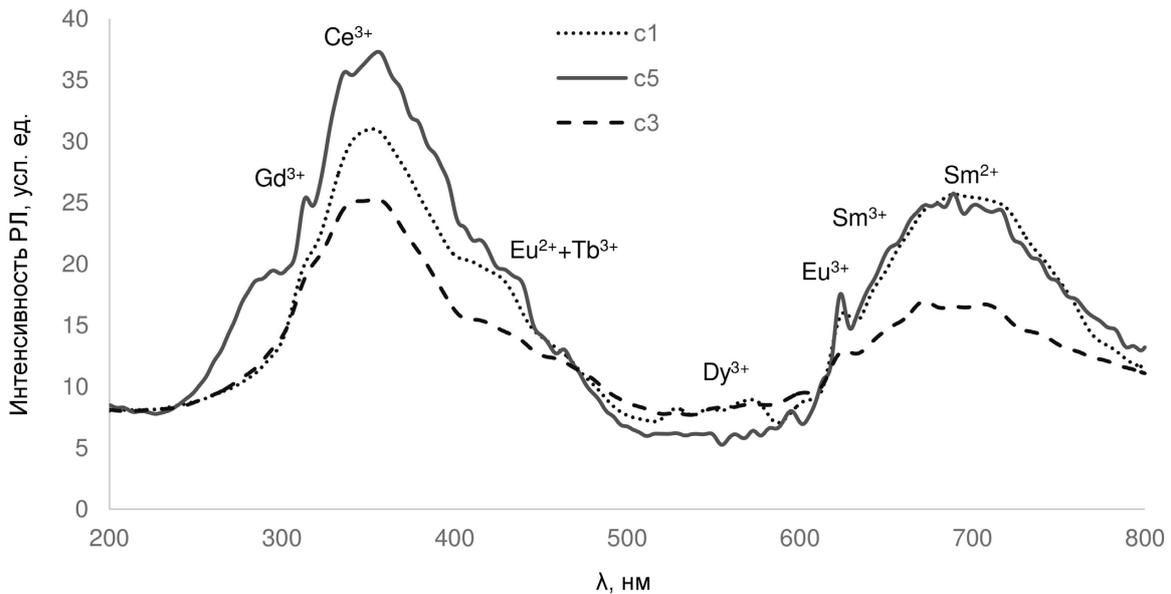


Рис. 2. Спектры рентгенолюминесценции турмалинов из жилы Соседка Малханского пегматитового поля с излучением ионов редкоземельных элементов

Fig. 2. X-ray luminescence spectra of REE-containing tourmalines from Sosedka pegmatite body of Malkhan field

Результаты рентгеноспектрального микроанализа (вес. %) и кристаллохимические коэффициенты турмалинов Малханского пегматитового поля

X-ray spectral microanalysis results (wt %) and chrystallochemical coefficients for tourmalines of Malkhan pegmatite field

Оксид / элемент	Жила Моховая		Жила Соседка						
	м	м1	с1	с2	с3	с4	с5	с6	с7
$\text{SiO}_2$	37,17	38,47	38,52	37,32	36,93	37,86	38,02	37,3	35,34
$\text{Al}_2\text{O}_3$	38,08	39,74	40,32	39,2	38,62	38,73	37,79	40,22	36,04
$\text{Na}_2\text{O}$	1,27	1,71	1,68	1,23	1,16	1,36	1,07	1,63	2,06
$\text{CaO}$	1,91	0,43	0,48	2,31	2,48	1,83	2,78	0,83	1,15
$\text{MnO}$	–	–	–	0,12	0,28	0,28	0,44	–	6,37
$\text{TiO}_2$	–	–	–	–	–	–	–	–	0,63
$\text{LiO}_2^*$	2,55	2,44	2,36	2,44	2,44	2,55	2,8	2,16	1,6
$\text{B}_2\text{O}_3^*$	10,65	10,94	11,01	10,83	10,72	10,84	10,84	10,82	10,44
$\text{H}_2\text{O}^*$	3,19	3,28	3,4	3,18	3,18	3,17	3,12	3,36	2,86

Оксид / элемент	Жила Моховая		Жила Соседка						
	м	м1	с1	с2	с3	с4	с5	с6	с7
F	1,02	1,04	0,84	1,18	1,1	1,21	1,32	0,79	1,56
Кристаллохимические коэффициенты									
Si	6,07	6,11	6,08	5,99	5,99	6,07	6,09	5,99	5,88
Al(T)	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,12
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Al(Z)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al(Y)	1,33	1,44	1,50	1,41	1,37	1,32	1,14	1,61	0,95
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
Mn	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,04	0,06	0,00	0,90
Li	1,67	1,56	1,50	1,58	1,59	1,65	1,80	1,39	1,07
Ca	0,33	0,07	0,08	0,40	0,43	0,31	0,48	0,14	0,21
Na	0,40	0,53	0,51	0,38	0,37	0,42	0,33	0,51	0,67
Вак	0,26	0,40	0,41	0,22	0,20	0,26	0,19	0,35	0,13
OH	3,47	3,48	3,58	3,40	3,44	3,39	3,33	3,60	3,18
F	0,53	0,52	0,42	0,60	0,56	0,61	0,67	0,40	0,82

Примечание: Вак – вакансия в позиции X. Аналитик – А.Е. Марфин.

Note: Вак – vacancy at position X. Analyst – A.E. Marfin.

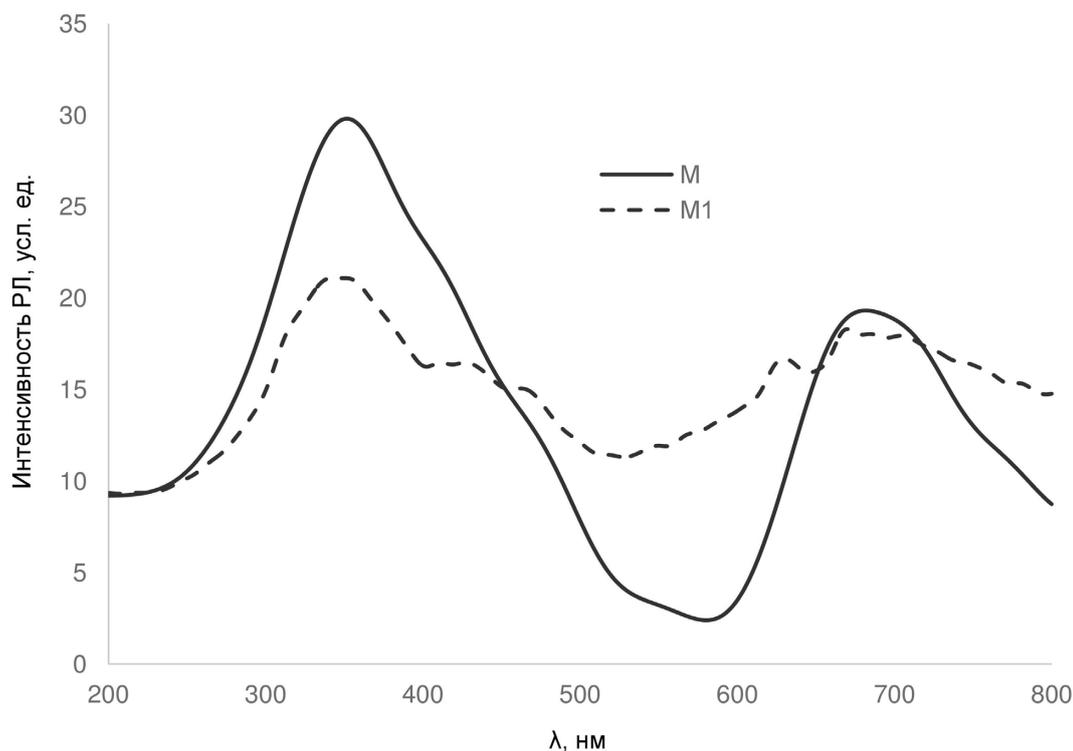
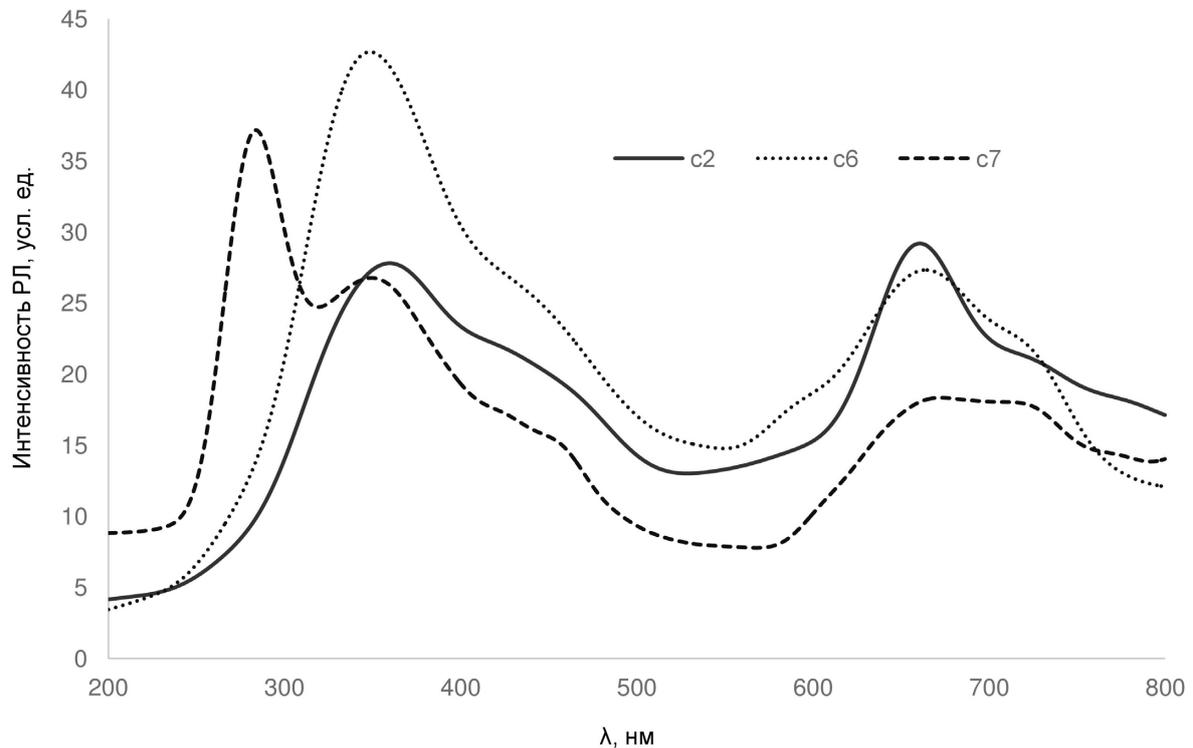


Рис. 3. Спектры рентгенолюминесценции турмалинов из отвалов жилы Моховая Малханского пегматитового поля

Fig. 3. X-ray luminescence spectra of tourmalines from of Mokhovaya pegmatite body piles of Malkhan field



**Рис. 4. Спектры рентгенолюминесценции турмалинов жилы Соседка Малханского пегматитового поля с преобладанием собственных дефектов**

**Fig. 4. X-ray luminescence spectra of tourmalines from Sosedka pegmatite body of Malkhan field with intrinsic defects prevalence**

### Заклучение

Таким образом, изученные спектры РЛ в оптическом диапазоне длин волн для турмалинов Малханского пегматитового поля (жилы Соседка и Моховая) отличаются неоднородностью. Установлено участие в люминесценции РЗЭ и собственных дефектов – кислородно-дырочных центров с преобладанием бор-кислородно-дырочных центров. Полученные данные по люминесценции РЗЭ и собственных дефектов в турмалинах Малханского поля позволили сделать вывод о восстановительной среде миаролообразования и повышенной кислотности. По мнению авторов, РЛ турмалина Малханского поля, отражая кристаллохимические особенности турмалина и генезис миарол, находится в соответствии с выводами ряда работ, со-

гласно которым порция пегматитовой магмы, из которой сформировалась жила Соседка, состояла из различных по составу расплавов. В этих расплавах содержались во взвешенном состоянии обособления также различающихся по составу субстанций, послужившие основой для будущих миарол [Загорский, Перетяжко, 1992; Загорский, 2010, 2015]. По этой причине турмалины, находящиеся в близкорасположенных миаролах, могут обладать различными люминесцентными свойствами.

*Авторы выражают благодарность А.Е. Марфину за помощь в интерпретации данных рентгеноспектрального микроанализа и расчете кристаллохимических коэффициентов турмалинов Малханского пегматитового поля.*

### ЛИТЕРАТУРА

- Борозновская Н.Н.** Особенности рентгенолюминесценции полевых шпатов как показатель их генезиса // Записки ВМО. 1989. № 1. С. 110–119.
- Горобец Б.С., Рогожин А.А.** Спектры люминесценции минералов : справочник. М. : ВИМС, 2001. 312 с.
- Загорский В.Е.** Малханское месторождение турмалина: типы и природа миарол // Доклады Академии наук. 2010. Т. 431, № 1. С. 181–184.
- Загорский В.Е.** Пегматитовое тело Соседка Малханского месторождения цветного турмалина в Забайкалье: состав, внутреннее строение, петрогенезис // Петрология. 2015. Т. 23, № 1. С. 75–100.
- Загорский В.Е., Перетяжко И.С.** Пегматиты с самоцветами Центрального Забайкалья. Новосибирск : Наука, 1992. 221 с.
- Кузнецов Г.В., Таращан А.Н.** Люминесценция минералов гранитных пегматитов. Киев : Наукова думка, 1988. 177 с.

**Мальчукова Е.В., Непомнящих А.И., Буазо Б., Петит Г.** Спектроскопическое исследование ионов  $\text{Eu}^{3+}$  в алюмоборосиликатных стеклах // Известия вузов. Физика. 2009. Т. 8/2. С. 108–111.

**Цырегарова С.Ю., Еремина Н.С., Кожевникова Н.М., Мокроусов Г.М.** Синтез люминофоров красного свечения на основе боросиликатного стекла и фаз переменного состава  $\text{NaMgSc}_{0.5}\text{Lu}_{0.5}(\text{MoO}_4)_3:\text{Eu}^{3+}$  и  $\text{Na}_{0.5}\text{Mg}_{0.5}\text{ScLu}_{0.5}(\text{MoO}_4)_3:\text{Eu}^{3+}$  со структурой NASICON // Неорганические материалы. 2015. Т. 51, № 12. С. 1374–1379.

**Gaft M., Reisfeld R., Panczer G.** Modern luminescence spectroscopy of minerals and materials. Berlin : Springer-Verlag, 2005. 356 p.

**Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F.** Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals // American Mineralogist. 2011. V. 96. P. 895–913.

**Janek J., Soltys M., Žur L., Pietrasik E., Pisarska J., Pisarski W. A.** Luminescence investigations of rare earth doped lead-free borate glasses modified by MO (M = Ca, Sr, Ba) // Materials Chemistry and Physics. 2016. V. 180. P. 237–243.

**London D.** Experimental synthesis and stability of tourmaline: a historical overview // The Canadian Mineralogist. 2011. V. 49 (1). P. 117–136.

**Malchukova E., Boizot B., Petite G., Ghaleb D.** Optical properties of pristine and  $\gamma$ -irradiated Sm-doped borosilicate glasses // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A. 2004. V. 537. P. 411–414.

**Malchukova E., Boizot B., Ghaleb D., Petite G.** Structural changes of  $\beta$ -irradiated Gd-doped aluminoborosilicate glasses // Izvestia Vuzov (Russian Physics Journal). 2006. V. 4. P. 89–92.

**Malchukova E., Boizot B.** Tunable luminescence from Ce-doped aluminoborosilicate glasses // Journal of Rare Earths. 2014. V. 32 (3). P. 217–220.

#### Авторы:

**Борозновская Нина Николаевна**, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: boroznovskaya@mail.ru

**Корнева Александра Павловна**, инженер-исследователь, ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем», Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: korsanya93@mail.ru

**Герасимов Вячеслав Константинович**, инженер, кафедра минералогии и геохимии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: 1.gerasimov@mail.ru

*Geosphere Research*, 2017, 4, 28–35. DOI: 10.17223/25421379/5/2

N.N. Boroznovskaya, A.P. Korneva, V.K. Gerasimov

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

### CRYSTALLOCHEMICAL AND LUMINESCENT CHARACTERISTICS OF TOURMALINE GROUP MINERALS FROM MALKHAN PEGMATITE FIELD (TRANSBAIKALIA)

Characteristics of luminescence of tourmaline group minerals aren't studied profoundly enough still. They are given in seldom publications. The purpose of the work is to show luminescence analysis possibilities in complex approach to tourmaline group minerals study. Studied samples were taken from Sosedka pegmatite body and piles of Mokhovaya pegmatite body of Malkhan pegmatite field in Transbaikalia. According to energy dispersive X-ray microanalysis results studied tourmalines belong to elbaite-liddicoatite isomorphous series and have 10–35% of rossmanite component. X-ray luminescence (XRL) spectra of studied samples were obtained in optical range of wave lengths (200–800 nm). For Sosedka vein tourmalines (especially for calcium ones) appearing of luminescence bands related to rare earth elements presence in their XRL spectra is rather typical. Appearance of such luminescence bands as ones caused by  $\text{Ce}^{3+}$  (340–360 nm),  $\text{Eu}^{2+}$  (380–480 nm),  $\text{Dy}^{3+}$  (500–600 nm),  $\text{Sm}^{2+}$  (680–750 nm) presence may be an evidence of reductive conditions which had place in time of miaroles generation. On the contrary,  $\text{Eu}^{3+}$  (620–625 nm) and  $\text{Sm}^{3+}$  (600–670 nm) luminescence bands indicate a possible change from reductive conditions to oxidative ones and alkalinity increase, which could take place as a result of depressurization of miarolitic cavities. Besides REE there is a possibility of  $\text{Cr}^{3+}$ -related bands appearing at 690–820 nm in tourmaline XRL spectra.  $\text{Fe}^{3+}$ -related band may appear in 700–750 nm range as a consequence of depressurization and an increase of alkalinity and oxidation potential. Most of intrinsic defects in borosilicates are holes trapped by oxygen atoms, which are, in turn, bonded with boron. For instance, such defects presence causes 650–660 luminescence band appearing. It is possible that excitons, vacancies, internodal oxygen and molecular oxygen also take part in luminescence (the latter two probably would indicate oxidative conditions). 280 nm band is related to oxygen vacancies, which may point that there was some oxygen deficiency in the mineral forming environment. There is a wide band with intensity maximum at 345–355 nm appearing in many spectra. It's probably caused by hole centers presence. Further investigations should be carried out for more precise intrinsic defects definition, but still. At the present moment it may be considered that all of intrinsic luminescence centers in Malkhan field tourmalines are oxygen excited states.

XRL spectra of Malkhan pegmatite field tourmalines are rather diverse. XRL analysis results allow concluding that there were reductive and acidic conditions of minerals formation. Samples taken from adjacent miaroles may have different luminescence spectra due to initial differences between compositions of separate melt parts, which turned to miaroles.

**Keywords:** *tourmaline, elbaite, liddicoatite, X-ray luminescence, structural defects.*

## REFERENCES

- Boroznovskaya N.N. *Osobennosti rentgenoluminestsensii polevykh shpatov kak pokazatel' ikh genezisa* [Characteristics of X-ray luminescence of feldspars as an indicator of their genesis] // Zapiski VMO. 1989. № 1. pp. 110–119. In Russian
- Gorobets B.S., Rogojine A. A. *Spektry lyuminesstentsii mineralov. Spravochnik* [Luminescent spectra of minerals: reference-book]. Moscow: VIMS, 2002. 300 p. In Russian
- Zagorsky V.E. Malkhan gem tourmaline deposit: types and nature of miaroles // Doklady Earth Sciences. 2010. V. 431. № 1. pp. 314–317.
- Zagorsky V.E. Sosedka pegmatite body at the Malkhan deposit of gem tourmaline, Transbaikalia: composition, inner structure and petrogenesis // Petrology. 2015. V. 23. № 1. pp. 68–92.
- Zagorsky V.E., Peretyazhko I.S. *Pegmatity s samotsvetami Tsentral'nogo Zabaykal'ya* [Pegmatites with gemstones of Central Transbaikalia]. Novosibirsk: «Science», 1992. 221 p. In Russian
- Kuznetsov G.V., Tarashchan A.N. *Lyuminesstentsiya mineralov granitnykh pegmatitov* [Luminescence of minerals of granitic pegmatites]. Kiev: «Naukova Dumka», 1988. 177 p. In Russian
- Malchukova E.V., Nepomnyashchikh A.I., Boizot B., Petite G. *Spektroskopicheskoe issledovanie ionov  $Eu^{3+}$  v aluminoborosilikatnykh steklakh* [Spectroscopic study of  $Eu^{3+}$  ions in aluminoborosilicate glasses] // Izvestiya VUZov. Fizika. 2009. V. 8/2. pp. 108–111. In Russian
- Tsyretarova S.Yu., Eremina N.S., Kozhevnikova N.M., Mokrousov G.M. Synthesis of red phosphors based on borosilicate glass and  $NaMgSc_{0.5}Lu_{0.5}(MoO_4)_3:Eu^{3+}$  and  $Na_{0.5}Mg_{0.5}ScLu_{0.5}(MoO_4)_3:Eu^{3+}$  NASICON phases of variable composition // Inorganic Materials. 2015. V. 51. № 12. pp. 1277–1282.
- Gaft M., Reisfeld R., Panczer G. *Modern luminescence spectroscopy of minerals and materials*. Berlin: Springer-Verlag, 2005. 356 p.
- Henry D.J., Novák M., Hawthorne F.C., Ertl A., Dutrow B.L., Uher P., Pezzotta F. Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals // American Mineralogist. 2011. V. 96. pp. 895–913.
- Janek J., Sołtys M., Żur L., Pietrasik E., Pisarska J., Pisarski W. A. Luminescence investigations of rare earth doped lead-free borate glasses modified by MO (M = Ca, Sr, Ba) // Materials Chemistry and Physics. 2016. V. 180. pp. 237–243.
- London D. Experimental synthesis and stability of tourmaline: a historical overview // The Canadian Mineralogist. 2011. V. 49 (1). pp. 117–136.
- Malchukova E., Boizot B., Petite G., Ghaleb D. Optical properties of pristine and  $\gamma$ -irradiated Sm-doped borosilicate glasses // Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A. 2004. V. 537. pp. 411–414.
- Malchukova E., Boizot B., Ghaleb D., Petite G. Structural changes of  $\beta$ -irradiated Gd-doped aluminoborosilicate glasses // Izvestia Vuzov (Russian Physics Journal). 2006. V. 4. pp. 89–92.
- Malchukova E., Boizot B. Tunable luminescence from Ce-doped aluminoborosilicate glasses // Journal of Rare Earths. 2014. V. 32 (3). pp. 217–220.

**Author's:**

**Boroznovskaya Nina N.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, “Analytical center of natural systems geochemistry”, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: boroznovskaya@mail.ru

**Korneva Alexandra P.**, Engineer-researcher, “Analytical center of natural systems geochemistry”, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: korsanya93@mail.ru

**Gerasimov Vyacheslav K.**, Engineer, Department of Mineralogy and Geochemistry, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: i.gerasimov@mail.ru

# ГЕОДИНАМИКА, МЕТАЛЛОГЕНИЯ, КОСМОЛОГИЯ

УДК 551.2.03 / 551.24.01

## ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ И ПРОЦЕССЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕЕ ГЕОДИНАМИКУ, МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЮ

М.И. Кузьмин<sup>1</sup>, Н.А. Горячев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>2</sup> Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан, Россия

Обсуждаются этапы развития Земли первой половины ее жизни. Показана закономерность смены ранних (хаотичный и гадейский эоны) космогенных факторов на эндогенные, связанные со становлением внутренних оболочек в ядре и мантии. Переходный период второй половины архея привел к смене ТТГ магматизма на кали-натровый и калиевый известково-щелочной и щелочной и запуску процессов эндогенного рудообразования на Земле. Максимум развития этих процессов обусловлен сочетанием тектоники плит с плюм-тектоникой, доминирующими в последние 2 млрд лет. Высказано предположение об изначально плюмовой природе Витватерсранда – крупнейшего месторождения золота Земли.

**Ключевые слова:** ранняя Земля, гадей, геохронология циркона, металлогения, плюм-тектоника, плейт-тектоника.

### Введение

Земля – замечательная планета в бескрайней Вселенной. Развитие Солнечной системы – родительницы нашей Земли, и сама геологическая история обеспечили возникновение жизни и создание необходимых условий для появления человека. Ни одна другая планета Солнечной системы не может сравниться с Землей, а астрономы, которым известно более 600 звездных систем, не обнаружили пока ни одного ее аналога [Батыгин и др., 2016]. Первый человек появился всего около 5 млн лет тому назад, а Земле и Солнечной системе уже 4 565 млн лет, т.е. почти 4,5 млрд лет природа готовила возможность появления разумного, мыслящего существа. Несомненно, следует понять, как и при каких условиях происходил этот процесс, какие силы вызвали эволюцию Земли и развитие жизни, что ждет человечество в будущем? Нам кажется, что очень хорошо об этом сказал Р. Штерн: «Мы не сможем понять действующую систему Земли до тех пор, пока не поймем, когда действующий стиль тектоники плит начался и какая тектоника плит на Земле была до этого» [Stern, 2008]. В наших работах [Кузьмин, Ярмолюк, 2016а, 2016б, 2017] рассмотрены некоторые вопросы изменения характера тектонических процессов в геологической истории Земли. Однако также очевидно, что развитие человечества, его существование не могут происходить без использования минеральных богатств Земли. Еще в каменном веке человек использовал кремний, чтобы добыть огонь, в бронзовом и железном веках применял бронзу и железо для облегчения своего труда и создания ком-

форты. В настоящее время человеку нужны разнообразные химические элементы, чтобы обеспечить стабильность своего существования на Земле и в окружающем космосе. Таким образом, кроме основ мироздания, необходимы понимание и прогноз процессов, которые приводят к образованию минеральных богатств нашей планеты. В настоящей статье мы попытаемся рассмотреть особенности формирования внутреннего строения Земли, когда и как в прошлом происходили изменения тектонического стиля, а также закономерности образования горных пород и месторождения полезных ископаемых.

### Образование ранней Земли

Как считают астрономы, вероятный взрыв сверхновой звезды в окрестностях будущей Солнечной системы обусловил образование газово-пылевой туманности, для состава которой было характерно множество различных химических элементов и их коротко- и долгоживущих изотопов. В результате начавшейся конденсации межзвездной материи эволюция туманности продолжала контролироваться, главным образом, процессами гравитации [Хаин, 2003]. Предположительно уже через 100 тыс. лет в центре туманности возникло Протосолнце в окружении широкого кольца газа и пыли, послуживших строительным материалом планет Солнечной системы [Лин, 2008]. Хаотичное движение твердых частиц вызывало их нагревание, испарение воды и других летучих. Так возникла естественная граница между будущими Юпитером и Марсом, названная границей льда. Она разделила Солнечную систему на внутреннюю (каменную) часть с преобла-

данием твердого материала и внешнюю оболочку, в которой в течение всего 2 млн лет сформировались планеты-гиганты в основном из газа и льда [Батыгин, Лафлин, Морбиделли, 2016]. Компьютерные модели [Masset, Snellgrove, 2001] показали возможное раннее образование планет-гигантов Сатурна и Юпитера в результате гравитационного взаимодействия как с внутренними планетами-эмбрионами, так и с внешним поясом комет и позволили осуществить «путешествие» по солнечному диску от его края к центру и обратно [Батыгин и др., 2016]. Считается, что в область между Солнцем и орбитой Марса было принесено большое количество углистых хондритов и газообразных веществ, послуживших строительным материалом для аккреции планет земной группы. Одновременно происходил сброс астероидно-метеоритного материала в пространство солнечной короны [Батыгин и др., 2016].

Этап зарождения Солнечной системы завершился около 4,1 млрд л. н., когда дальние планеты «обосновались» на своих орбитах за границей льда. Это ознаменовалось последней тяжелой бомбардировкой планет земной группы. К тому времени Земля пережила два эона: хаотичный и гадейский (гадей). Именно последний из них считается началом геологической истории. Хаотичный эон охватывал интервал 4 568–4 500 млн лет [Goldblatt et al., 2010]. Сейчас уже установлено, что состав Солнца и углистых хондритов соответствует первичной солнечной туманности [Wood, 2011; Кузьмин, 2014; Кузьмин, Ярмолюк, Котор, в печати] и происходившая в хаотичном эоне аккреция Земли началась практически сразу после зарождения Солнечной системы. По расчетам, примерно через 11 млн лет масса Земли составляла 63 % от ее современной массы, а через 30 млн лет достигла 93 % [Wood, 2011]. Почти одновременно с процессами аккреции начались дифференциация материала Земли, его разделение на железное ядро и силикатную мантию. С применением короткоживущей изотопной системы  $^{182}\text{Hf} \rightarrow ^{182}\text{W}$ , имеющей период полураспада 8,9 млн лет, было установлено, что через 20 млн лет большая часть ядра Земли уже сформировалась [Wood, Halliday, 2010], а через  $34 \pm 7$  млн лет после начала аккреции ядро сформировалось практически полностью [Костицын, 2012].

Важным событием в хаотичном эоне было образование Луны около 30 млн лет после начала эволюции Солнечной системы. Это произошло в результате столкновения, со скоростью около 5 км/с, Земли и космического тела Теиа (Theia), имеющего массу около 1,4 % земной. Теиа сформировалась во внутренней части Солнечной системы, т.е. по составу была похожа на Землю. Как показало компьютерное моделирование, при столкновении железное ядро Теиа в виде отдельных блоков опустилось через холодную мантию Земли и увеличило ядро нашей

планеты. При этом силикатная часть Theia и большая часть земной мантии образовали облако, состоящее из расплавленных силикатов и атмосферных газов Протоземли [Condie, 2011; Кузьмин, Ярмолюк, Котор, в печати]. Из расплавной части на периферии облака стала кристаллизоваться Луна. Как показывает сравнительный геохимический анализ силикатной части Земли и Луны, лунные породы обогащены тугоплавкими оксидами Ca, Sc, Ti, Th, но деплетированы сидерофильными (Co, Ni) и литофильными (Na, K, Rb, Cs) элементами [Condie, 2011]. Такие отличия вполне объяснимы, если допустить, что (1) Луна кристаллизуется первая из силикатного расплава этого импактного облака; (2) литофильные элементы имеют более низкие температурные конденсации и обогащают земные породы; (3) сидерофильные элементы при аккреции и первонаачальной дифференциации концентрируются в ядрах планетных тел. Летучие компоненты Протоземли поступили в атмосферу Земли после ее остывания. Это подтверждается наличием кислорода в земной атмосфере в начале гадейского эона [Condie, 2011; Кузьмин, Ярмолюк, Котор, в печати]. Земля после удара и появления спутника приобрела наклон оси вращения  $24,3^\circ$ , что способствует устойчивой температуре в холодные и теплые климатические периоды и может оказывать заметное воздействие на жидкие оболочки Земли – гидросферу и внешнее ядро. Познание самой Луны позволяет лучше понимать раннюю геологическую историю.

Гадейский эон стали выделять начиная с 80-х гг. XX в., когда в Западной Австралии в метаморфизованных осадочных породах обнажения Джек Хиллс (Jack Hills) были найдены обломки кристаллов циркона возрастом 4 376 млн лет [Myers, 1988]. В дальнейшем возраст наиболее древних цирконов был уточнен до 4,4 млрд лет. Начало гадейского эона, а соответственно начало геологической истории Земли, датируется 4,5 млрд лет [Goldblatt et al., 2010]. Исследование содержаний редких элементов в цирконах гадея [Maas et al., 1992] показали, что минерал имеет содержания Hf – 0,86–1,30 мас. %; Zr/Hf – 30–57; фракционирование РЗЭ характеризуется высоким отношением ТРЗЭ/ЛРЗЭ, аномалиями: положительной для Ce и отрицательной для Eu. Эти же исследователи показали присутствие в цирконах включений калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза, монацита и апатита. Эти данные позволили сделать заключение о гранитном составе источника цирконов гадея. Положительная аномалия Ce, а также изотопный состав кислорода в них свидетельствуют об окислительной обстановке минералообразования. Лунные импактные цирконы имеют более высокую температуру кристаллизации и формировались в восстановительной обстановке [Taylor McKeegan, Harrison, 2009; Nebel, Rapp, Yaxley, 2014; Кузьмин, 2014; Кузьмин, Ярмолюк, 2016б]. Послед-

няя тяжелая бомбардировка планет земной группы практически уничтожила гадейскую континентальную кору, которая сохранилась в виде небольшого фрагмента в Нуввуагитугском (Nuvvuagittuq) зеленокаменном поясе на северо-восточном побережье Гудзонского залива в Канаде [O'Neil et al., 2012]. Его центральная часть (серия Ujagaaluk) сложена основными и ультраосновными вулканическими и интрузивными породами, возраст которых  $\sim 4,4$  млрд лет оценивался по соотношению продуктов распада короткоживущей ( $^{146}\text{Sm} \rightarrow ^{142}\text{Nd}$ ;  $T_{1/2} = 100$  млн лет) и долгоживущей ( $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$ ;  $T_{1/2} = 10,6$  млрд лет) изотопных систем. Возможно, это реликты древнейшей земной коры, которая сформировалась после уже упомянутого импактного события.

Наличие зональности в цирконах гадейского возраста, а также их обнаружение в тоналит-грандьемитовых гнейсах архея позволяют считать, что в это время при излияниях основных-ультраосновных магм на поверхность Земли происходила их дифференциация с образованием небольших объемов Zr-содержащих кислых (гранитоидных) магм. При метеоритных бомбардировках отдельные блоки гадейской континентальной коры погружались в мантию, где, расплавляясь, смешивались с ее материалом. Более тугоплавкие цирконы сохранялись и могли повторно попасть на земную поверхность с новыми порциями основных магм [Nebel, Rapp, Yaxley, 2014; Кузьмин, 2014; Кузьмин, Ярмолюк, 20166]. Считается, что на этом фоне происходили так называемые мантийные перевороты, в какой-то степени сопоставимые с мантийными плюмами средних и малых глубин [Debaille et al., 2013; Кузьмин, Ярмолюк, Котов, в печати].

### Архейские ТТГ серии – реликты древнейшей континентальной коры Земли

В архейскую эпоху сформировалась континентальная кора тоналит-грандьемит-гранодиоритового (ТТГ) состава, породы которой слагают большую часть древних кратонов. Геохимические данные по редким элементам и изотопии свидетельствуют о том, что эти породы имеют мантийный генезис [Condie, 2011].

По химическому составу ТТГ-серии заметно отличаются от фанерозойских образований. На рис. 1 видно, что ТТГ – типичные натриевые породы, расположенные на диаграмме Na–K–Ca в ее «натриевом» углу. Вполне понятно, что исходным субстратом для пород ТТГ служила древняя мантия Земли, которая еще сохранила основную массу литофильных (некогерентных) элементов [Кузьмин, Ярмолюк, 2017]. Постархейские известково-щелочные породы, приуроченные обычно к зонам субдукции, существенно более калиевые, так как основой для их генезиса является литосфера с большим участием материала континентальной коры. Еще более контрастно горные

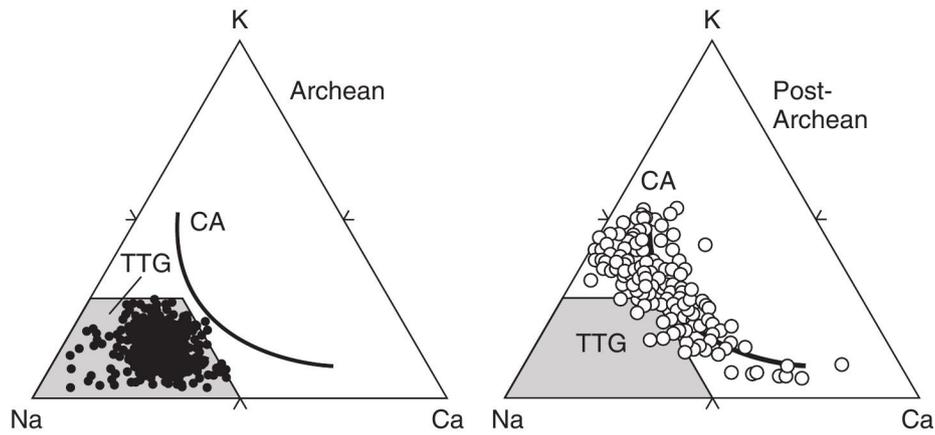
породы отличаются по содержанию редких элементов. Во-первых, ТТГ обогащены ЛРЗЭ, что связано со значительной глубиной частичного плавления архейской базальтовой коры при ее погружении в мантию. Последняя могла быть обогащена литофилами по сравнению с фанерозойскими MORB. Например, установленные нами древние основные породы, названные протоофиолитами [Глуховский, Моралев, Кузьмин, 1977], обогащены некогерентными элементами.

На диаграммах K–Na–Ca показано различие ТТГ, представленных натриевыми разностями гранитоидов, от известково-щелочных вулканитов и гранитов постархейского возраста по [Condie, 2011].

Состав ТТГ-серии дает основание полагать, что эти породы образуются при плавлении высокогидролизированных базальтов при достаточно высоких давлениях, в поле устойчивости граната, т.е. характерен эклогитовый парагенезис [Reimink et al., 2014]. При этом наличие в исходных базальтах повышенных количеств некогерентных элементов определяет состав ТТГ-серии, сходный с островодужными породами фанерозойского возраста. Однако никаких следов субдукционных обстановок при образовании ТТГ-серий не установлено. Можно полагать, что мантийные основные и ультраосновные магмы, связанные с архейскими плюмами, были ответственными за образование мощной базальтоидной коры. Образованные из таких магм базальтоиды обогащены литофильными элементами по сравнению с фанерозойскими MORB, а верхняя часть мантии насыщена флюидами. Под своей тяжестью мощная базальтоидная кора испытывала прогибание и происходило погружение отдельных блоков в мантию. Процесс получил название «сагдукция» (англ. *sag* – прогиб) и связывался с вертикальными движениями [Хаин, 2003].

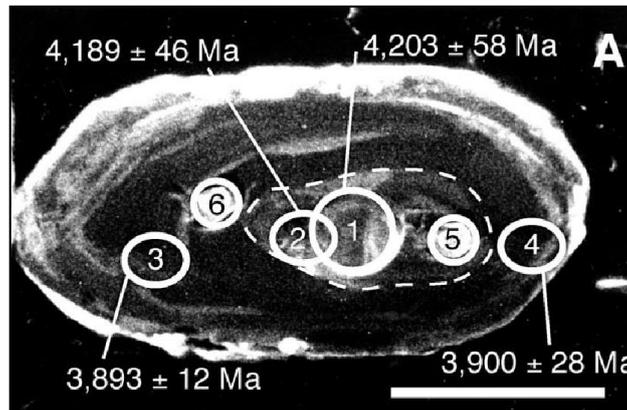
Свидетельством участия коры Гадея при образовании архейских гранитоидных магм является находка ксенокриста циркона возрастом 4,2 млрд лет в центре более крупного зонального кристалла минерала, периферийная зона которого имеет возраст 3,89–3,9 млрд лет (рис. 2) [Iizuka et al., 2006]. Возраст гранитоидов акастакского гнейсового комплекса в Нуввуагитугском зеленокаменном поясе составляет 3 830 млн лет, и их выплавление происходило одновременно с амфиболитизацией пород Гадея возрастом 4290 млн лет [Roth et al., 2013].

В ряде работ отмечается, что по изотопному составу, в частности значению  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ , цирконы из кратонов Австралии, Канады, Гренландии, Китая и Южной Африки представляют единое семейство, родоначальником которого является циркон обнажения Jack Hills [O'Neil et al., 2014; Кузьмин, 2014]. Все это говорит о том, что кора Гадея была широко распространена под докембрийскими кратонами Земли и являлась важным фактором при генерации гранитоидных магм ТТГ-типа [Кузьмин, Ярмолюк, Котов, в печати].



**Рис. 1.** Архейский период характеризуется формированием 3,9–4,1 млрд лет пород ТТГ-серии, которые слагают сохранившуюся континентальную кору древних кратонов

**Fig. 1.** The Archean period is characterized by the formation of 3.9–4.1 billion years of rocks of the TTG series, which form the preserved continental crust of ancient cratons



**Рис. 2.** Ксенокристалл гадейских цирконов возрастом 4,2 млрд лет в архейских породах серии ТТГ возрастом 3,8 млрд лет из Acasta гнейсового комплекса Канады по [Iizuka et al., 2012]

**Fig. 2.** Xenocrystal of Gadeic zircons of the age of 4.2 billion years in the Archean rocks of the TTG series with the age of 3.8 billion years from the Acasta gneiss complex of Canada by [Iizuka et al., 2012]

Однако необходимо отметить, что основным механизмом формирования пород ТТГ-серий является сагдукция. Модель этого механизма основана на детальном петролого-геохимическом изучении зеленокаменного пояса в провинции Сьюпериор (Superior), Канада, который состоит из вулканитов базальт-коматиитового состава и ассоциирующих ТТГ-пород [Bédard, 2006] (рис. 3).

Архейская кора повышенной мощности погружается (проваливается) в мантию до глубины, когда при частичном плавлении образуется гранат. Под влиянием высоких мантийных температур происходит выплавление из эклогитизированного архейского базальтоида пород серии ТТГ, которые интрузи-

руются в основную архейскую кору, образуя сохранившуюся первую континентальную кору. J.H. Bédard отметил, что таких стадий может быть 3–4.

Ее сущность состоит в том, что базальтоидная кора повышенной мощности интрузируется магмами плюмовой природы. В результате происходят частичное плавление вулканитов и опускание рести-та, а гранитоидные магмы поднимаются на верхний уровень коры. Процесс формирования ТТГ-серии является многостадийным. В предлагаемой модели он включает как минимум 3–4 стадии. В какой-то мере модель может применяться к формированию океанических плато, которые, как и архейские ТТГ-серии, образуются над мантийными плюмами.

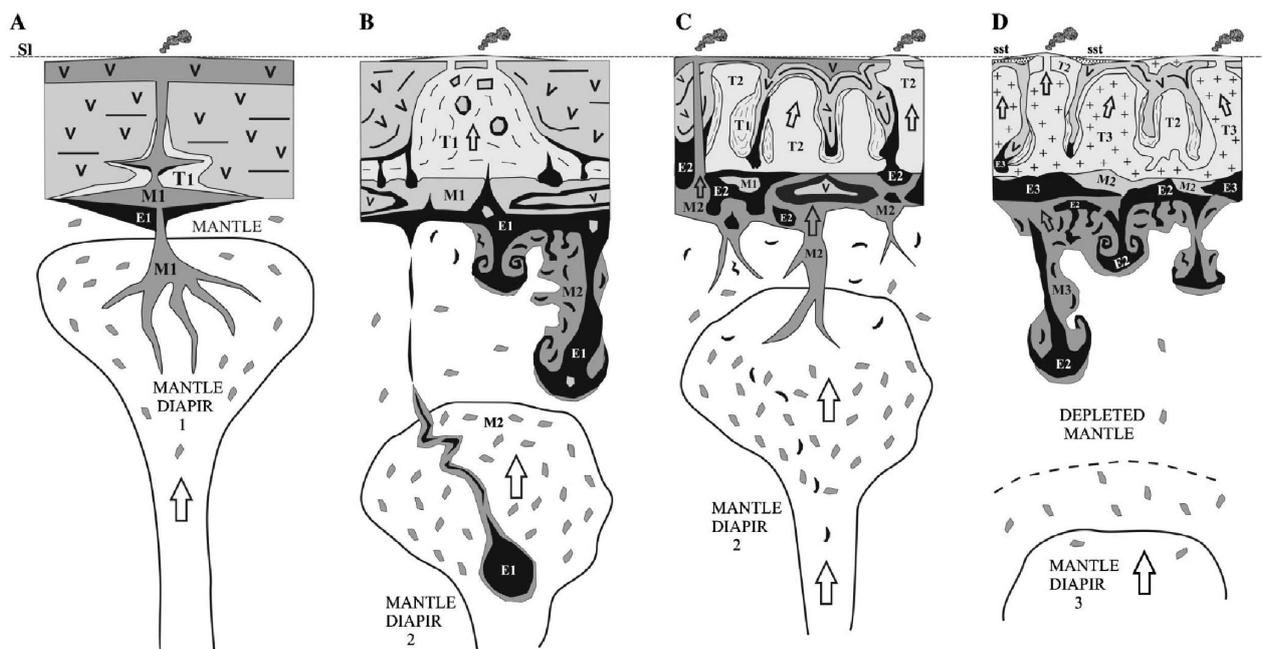


Рис. 3. Модель сагдукции, обеспечивающая формирование пород ТТГ возрастом 3,9–3,1 млрд лет, предложенная [Bédard, 2006]

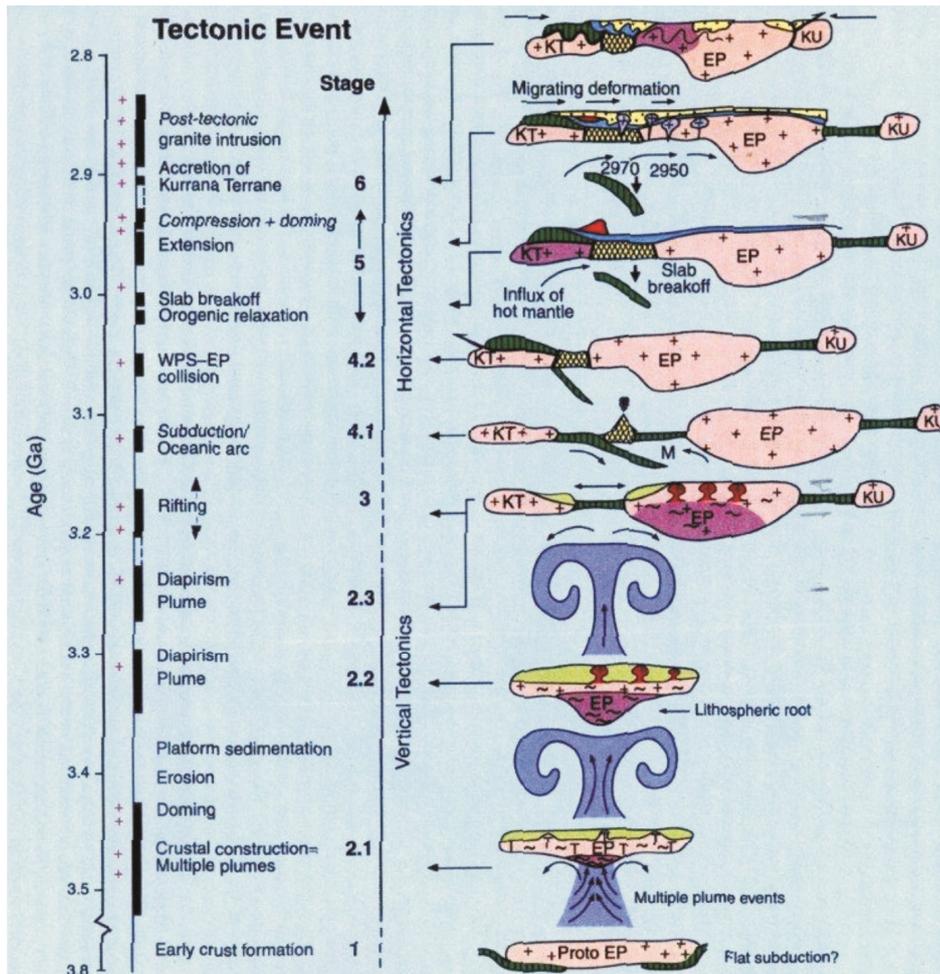
Fig. 3. The model of sagduction providing formation of TTG rocks of age 3.9–3.1 billion years, proposed [Bédard, 2006]

Таким образом, если в начальном этапе эволюции Земли эндогенные процессы были вызваны метеоритной бомбардировкой, то в архее планета стала уже самоорганизованной. В ней проявилась глобальная конвекция мантии, в которую под действием гравитации проваливались блоки коры протоконтинентов. В результате процессов метаморфизма и частичного плавления метаморфизованных основных пород формировались кислые магмы гранитоидного состава. Однако полного разделения внутренних земных оболочек еще не происходило, за исключением центральной части планеты с образованием внутреннего твердого и внешнего жидкого ядра.

### Переходный период и становление внутренних геосфер

Начало выделения земных оболочек можно фиксировать временем 3,4 млрд лет. Вплоть до 2,7 млрд лет происходило выделение внутреннего железного ядра, являющегося главным источником восходящих флюидных потоков рудного вещества [Маракушев и др., 1997]. По существующим оценкам, в этот отрезок времени температура поднимающихся к поверхности плюмов была постоянной и составляла  $1650 \pm 5^\circ\text{C}$  [Campbell, Griffiths, 2014]. Кристаллизация внутреннего ядра сопровождалась возрастанием флюидного дав-

ления и импульсной дегазацией [Маракушев и др., 1997]. При выполнении международной программы по изучению архейского магматизма Земли было установлено, что ТТГ-серии формировались в интервалах 3,9–3,6–3,4–3,1 млрд лет [Halla et al., 2017]. Гранитоидные массивы, в том числе батолиты, моложе 3,1 млрд лет сложены уже калиевыми известково-щелочными изверженными породами типа санукитоидов, монцогранитов, кварцевых монцонитов. Считается, что в это время произошло изменение динамики Земли [Halla et al., 2017]. При образовании К-гранитоидов возрастом 3,1–2,5 млрд лет некоторые докембрийские кратоны, которые ранее слагали единый Суперконтинент, были разбиты на серию более мелких, разделенных океаническими бассейнами. В это время преобладали два тектонических стиля – тектоника покрывки (LID tectonics) и тектоника мантийных переворотов с плюмами ультраосновного и основного состава. По нашему мнению, в интервале 3,1–2,7 млрд лет проявился период тектоники малых плит (переходный период 2,7–2,0 млрд лет от тектоники малых плит к современной глобальной тектонике). К этому времени сформировались все внутренние оболочки Земли [Кузьмин, Ярмолюк, 2016а, 2016б, 2017]. Смена тектонических движений и типов тектонических структур от начала архея до эволюции тектоники плит проиллюстрирована на рис. 4.



Переходный период к современной тектонике  
Эпоха суперконтинентальных циклов

Тектоника малых плит  
Архейские К-граниты, монцограниты, Санукитоиды

Проявление рифтовых структур  
Тектоника покрывки (LID tectonics)  
Тектоника мантийных плюмов  
Ассоциация Тоналит, трондьемит, гранодиоритов

Рис. 4. Диаграмма тектоно-магматических событий формирования геологических структур и кратона Pilbara (Пилбара), Австралия, по [Pease et al., 2008] с добавлениями авторов

Fig. 4. Diagram of tectonic-magmatic events of the formation of geological structures and the craton Pilbara Australia by [Pease et al., 2008] with the additions of the authors

Данная диаграмма отражает тектоно-магматические события в развитии геологических структур кратона Пилбара (Pilbara) в Австралии [Pease et al., 2008]. Мы сочли целесообразным ее модернизировать [Кузьмин, Ярмолюк, Котов, в печати] с использованием данных, приведенных ниже, а также выделить более позднюю эпоху развития Земли – переход к тектонике плит с формированием суперконтинентов [Ernst, 2014; Кузьмин, Ярмолюк, 2016а, 2016б].

Переход, связанный с изменением стиля геотектонических движений, продолжался до 2 млрд л. н., причем в интервале 2,7–2,5 млрд лет произошли наиболее существенные изменения многих вещественных параметров Земли [Condie, 2011; Кузьмин, Ярмолюк, 2016б, 2017; Кузьмин, Ярмолюк, Эрнст, 2016]. Именно этому времени отвечает первый глобальный орогенез, зафиксированный в датировках циркона [Condie, 2011]. В отмеченном

интервале происходило формирование слоя D'' [Campbell, Griffiths, 2014], что сопровождалось изменением плюмов по составу от коматиитовых ранее 2,7 млрд лет до толеитовых базальтов после 2 млрд лет. Около 2,5 млрд л. н. резко изменяется изотопный состав кислорода, что связано с увеличением поверхности суши [Condie, 2011]. Позднее 2,5 млрд лет увеличивается содержание  $^{18}\text{O}$ , что связано с интенсивным химическим выветриванием. 2 млрд л. н. происходило обособление так называемой деплетированной мантии с увеличенным значением  $\epsilon^{142}\text{Nd}$  [Condie, 2011] и более низким  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в ее продуктах – океанских базальтах. Возникают так называемые горячие поля мантии, или мантийные провинции, с низкими скоростями сейсмических волн [Зоненшайн, Кузьмин, 1983; Condie, 2011; Hofman, 1997]. Кроме того, проявляется магматизм повышенной щелочности, с кото-

рым связаны залежи редкометалльных руд, а также интрузии гранитов рапакиви, содержащих значительные количества некогерентных литофилов [Ханин, 2003].

Следует отметить, что переходный период характеризуется первым глобальным формированием месторождений металлических полезных ископаемых (табл. 1). Именно в последние примерно 2 млрд лет достигается наибольшее разнообразие металлогении на Земле, когда сформировались все ее оболочки и сочетание тектоники плит и тектоники плюмов обеспечило протекание современных эндогенных процессов и рудообразования.

### Металлогения как индикатор эволюции геодинамических процессов

На начальном этапе геологической истории эндогенная активность Земли определялась, главным образом, астероидно-метеоритной бомбардировкой, которая в итоге практически уничтожила гадейскую кору. Ее остатки были погружены в неглубокую мантию и частично послужили материалом для более поздней архейской континентальной коры. При этом воздействием опускающихся блоков роль мантийной конвекции выполняли уже упоминавшиеся мантийные перевороты.

Таблица 1

Распределение главнейших месторождений металлов во времени и по разным древним структурам

Table 1

Distribution of the most important deposits of metals in time and in different ancient structures

Время	Северная Америка (Канада)	Австралия	Африка	Южная Америка (Бразилия)	Европа	Азия		
						Китай	Индия	Сибирь
4,0–3,3	BIF	BIF		BIF			BIF (IOG-Fe), Mn	
3,3–2,9		Au, VMS, Porph-Mo, BIF	Au, Sb	Cu-Au, Cr, Ni, Au,			BIF (IOG-Fe), Ti-V-Fe, Au, Cu, Cr+PGE	
2,9–2,6	Au, VMS, Cu-Ni, Porph	VMS, Au, Cu-Ni, BIF	Au, Diamond, MVT	Cu, Au, Fe-Ti-V-Pt, Cu-Ni-PGE, Ni, Ag-Pb-Zn	BIF, Au, Ni-Cu	BIF, Cr, BIF, VMS	Au, Mn, BIF (IOG-Fe), Cu, Diamond, VMS, Porph-Cu-Mo	Fe, Au
2,5–2,0	Ag, U	BIF, Cu-Ni, Sn, Li,	PGE, Cr, V, Cu-Ni, Sn, Cu-Co, U	Ni, Au, Cr, U, Fe, Cu, Mn	Cr, V-Ti-Fe, PGE Ni-Cu, Ni-Zn-Co-Cu		Sn, U, VMS, Mn	
2,0–1,8	VMS, Cu-Ni,	Cu, Ni, VMS	Au	Au, Cu, Porph-Cu-Mo-Au, Ni-PGE	Au, Cu-Ni, VMS, Sn-W, porph Cu, Ti	Fe-Ti-P, Mo	VMS, Cu, Fe-P	Au, Fe, Cu
1,8–0,8	VMS, Cu-Ni, SEDEX, U	Au, U, Fe, Ti, Cu, VMS, Diamond SEDEX	Fe, Ni, Cu-Ag, Pb-Zn Porph Cu	VMS, Sn, Au, U, Diamond		BIF, SEDEX, VMS, MVT	VMS, Au, Cu, U, Cu-Zn, Mn,	V-Cu-Fe
0,8–0,5	SEDEX, MVT	Au	Au, VMS, Sn, U, W, Cu-Co, Cu-Pb-Zn (Ga-Ge), IOCG	Au, Cu, Cu-Ni SEDEX, W			Sn-W	Au, Sb
0,5–Соврем.	VMS, Au, Porph, Cu-Ni, SEDEX, MVT, U, W	VMS, Porph Cu, Mo SEDEX, Au, Cu, Sn, W,	Fe, MVT	U, Fe, SEDEX Diamond,	Sn, Li, U, Sn-W, Au	Au-carlin Au, Cu-Mo porph, W		Pb-Zn, Cu, Au, U, Cu-Ni-PGE, Ag-Hg, Porph-Cu diamond Sn, W, Li, Porph-Mo, Cu, Ag-Pb, Zn, Sb, Hg-Sb
Источники	Lydon, 2007	Solomon, Groves, 2000; Huston, Blewett, Chamrion, 2012	Frost-Killian et al., 2016	Dardenne, Schobbenhaus, 2003	Nurmi, Sorjonen-Ward, 1993; Luukonen, 1994; Eilu, 1999; Korkiakoski, 1992; Lahtinen, 2013	Pirajno, 2013	Deb, 2014; Turchenko, Vresky, Dage-laisky, 2009	Тектоника..., 2001; Геодинамика..., 2006; Nokleberg et al., 2005

С уменьшением температуры мантии в архее началась эпоха общемантийной конвекции, которая посредством коматиитовых плюмов способствовала самоорганизации эндогенных процессов. Нередко происходили увеличение мощности приповерхностного слоя Земли и формирование сохранившейся континентальной коры ТТГ-типа. До тех пор, пока континентальная кора была относительно тонкой, мантийная конвекция не вызывала никаких вторичных эффектов. Ведущий процесс заключался в наращивании континентальной коры за счет поступающего глубинного материала, в том числе и остатков гадейской коры.

Существование утолщенной коры в сочетании с конвекцией могло инициировать процессы субдукции, которая, в свою очередь, приводила к циклическому развитию континентов. Естественно, древняя кора была неоднородной и, вероятнее всего, различной по площади распространения. Возможно, это вызвало первичную неоднородность в распределении золота, выразившегося в формировании в архее–палеопротерозое крупных месторождений металла на территории современных Африки, Австралии, Канадском и Бразильском щитах Америки и Индостане, при отсутствии их в Европе, Сибири и Китае [Горячев и др., 2005; Phillips, Powell, 2011]. Возможно, этот процесс происходил в конце архея, когда произошел переход от LID tectonics к тектонике малых плит и появились магматические породы известково-щелочного состава.

О причинах отсутствия месторождений полезных ископаемых в первый миллиард лет существования Земли можно только предполагать. Современные сводки по эпохам рудообразования в геологической истории [Хаин, 2000; Groves et al., 2005; Sawood, Hawkesworth, 2015] обходят этот вопрос молчанием. По-видимому, причина кроется именно в отсутствии на ранней внутриземной дифференциации, а спусковым механизмом металлогенической эволюции послужили процессы зарождения жидкого планетного ядра.

Анализ металлогении древних щитов разных континентов показал, что самыми ранними (от 4,0 до 1,0 млрд лет, при максимуме > 3 млрд лет) месторождениями полезных ископаемых являются железистые кварциты (или полноценные железные руды) [Хаин, 2000], реже марганцевые кварциты (см. табл. 1). Эта вполне закономерно, учитывая, что железо – наиболее характерный элемент древних мафитовых магм и его накопление контролировалось существовавшей атмосферой или гидросферой Земли. Кроме того, подобные железистые руды имеют первоначально осадочный генезис и формируются, главным образом в морских бассейнах, а поверхность Земли в раннем архее как раз представляла собой океаническое пространство [Condie, 2011].

Как следствие тектоники малых плит, 3,3–3,0 млрд лет назад появились первые маломасштаб-

ные месторождения различных металлов, включая золото-кварцевое, Cu-Fe колчеданное, Cu-Ni, Cu-Mo-порфирированное оруденение (табл. 1). Наиболее крупные месторождения благородных металлов, меди, никеля в ассоциации с алмазонасными кимберлитами сформировались в интервале 3,0–2,6 млрд лет. В целом отметим, что ранний этап металлогенического развития характеризуется явно выраженными сидерофильностью и фемичностью, т.е. несет в себе все признаки мантийного влияния. Процессы формирования земного ядра в это время привели к концентрации металлов в сульфидной и самородной форме и, прежде всего, ЭПГ и Au [Маракушев и др., 1997]. Таким образом, определяются мантийные свойства золота, ряда сидерофилов и халькофилов [Горячев, 2014]. Подобные ассоциации более типичны для ранних металлогенических эпох, хотя и отмечаются и позднее (табл. 1).

Еще раз подчеркнем, что золото обособилось самым первым из металлов в виде, например, древнейших кварцево-жильных месторождений провинции Барбертон Каапваальского кратона и уникального месторождения Витватерсранд (Ранд). При этом на Каапваальском кратоне отчетливо проявлена пространственная ассоциация золота с более поздним оруденением медно-никелевого и хромитового состава с платиноидами, железом и алмазами (см. рис. 5). Аналогичная ситуация характерна для архейских комплексов Западной Австралии (табл. 1).

Архейское суперкрупное месторождение золота Витватерсранд в Южной Африке содержит около 70 тыс. т металла [Сафонов, 2003; Сафонов, Прокофьев, 2006; Phillips et al., 1988; Phillips, Powell, 2011]. Это месторождение представляет собой серию слоев – рифов конгломератоподобных кварцевых тел (около 20), в которых кварцевая «галька» цементируется кварцем и рассекается кварцевыми жилами. Эти тела в виде цепочки полей сконцентрированы в верхней части данной толщи и прослежены (7–10 тел) по простиранию около 300 км вдоль границы бассейна Витватерсранд, сложенного рудовмещающими осадочными отложениями одноименной формационной супергруппы (~2,9 млрд лет) общей мощностью около 7 км [Phillips, Powell, 2011]. Они залегают на гранитах и зеленых сланцах группы Доминион (~3,1 млрд лет) и перекрываются толщей вулканитов группы Вентерсдорф (~2,7 млрд лет) мощностью 1 км [Phillips, Powell, 2011]. Рудные тела имеют мощность от 0,1 до 5 м, реже более, и сопровождаются мощными протяженными ореолами окolorудных изменений (~300 × 50 км). В составе рифов преобладает кварц в ассоциации с пиритом, другими сульфидами, уранинитом, минералами ЭПГ, битумоидами и пр. [Сафонов, Прокофьев, 2006]. Частицы высокопробного (900‰) самородного Au достигают 5–100 мкм, реже крупнее, преимущественно в пирите.

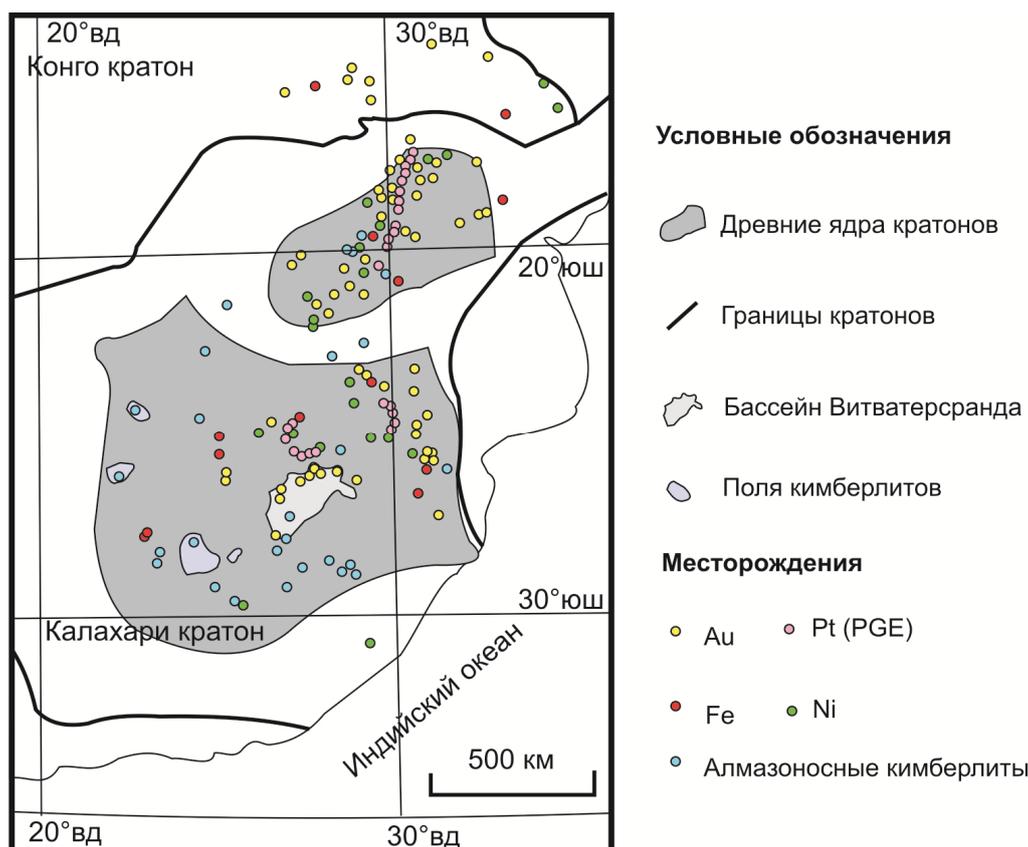


Рис. 5. Ассоциация месторождений Au, PGE-Cr, Cu-Ni, C в древних ядрах кратона Калахари: основа по [Frost-Killian et al., 2016] с упрощениями и изменениями авторов

Fig. 5. Association of Au, PGE-Cr, Cu-Ni, and C deposits in the ancient nuclei of the Kalahari Craton: the basis of [Frost-Killian et al., 2016] with the simplifications and changes of the authors

Обычно для происхождения Ранда рассматривается несколько точек зрения: от гигантской палеороссыпи до гидротермального метаморфизма или подводного рудообразования на бактериальных матах [Сафонов, Прокофьев, 2006]. Однако все исследователи обходят молчанием вопрос о причинах возникновения этой гигантской золотой аномалии Земли. Каковы были источники вещества и механизмы ее возникновения? Почему в рудах вместе с кварцем сконцентрированы пирит, золото, урановая минерализация, тяжелые платиноиды и углеродистобитумоидное вещество? Гидротермальная природа руд убедительно показана в работах Н. Филиппа [Phillips et al., 1988; Phillips, Powell, 2011 и др.] и Ю.Г. Сафонова [Сафонов, 1997; Сафонов, Прокофьев, 2006]. По нашему мнению, учитывая древний возраст этого самого крупного золотого месторождения в мире, его формирование свидетельствует уже о ранней дифференциации вещества Земли, произошло оно в заключительный этап кристаллизации внутреннего твердого ядра с плотностью большей, чем у внешнего жидкого ядра [Добрецов, 2011;

Литасов, Шацкий, 2016]. В работе [Gilat, Vol, 2012] высказана гипотеза, что при аккреции Земли водород и гелий были «захвачены и складированы» в ядре в виде твердых соединений или растворов. При высоких температурах и давлениях могут образоваться устойчивые соединения He-H, He-O, He-C и He-металлы. В процессе кристаллизации внутреннего ядра эти соединения будут, очевидно, концентрироваться в его жидкой оболочке. При распаде соединений гелия и водорода будет выделяться огромное количество энергии, что вызовет появление расплавных участков мантийного вещества на границе с ядром с высокими содержаниями благородных металлов, и в первую очередь золота. В настоящее время установлено [Garnero, McNamara, 2008], что в пограничном слое D'' отмечаются участки с низкими скоростями сейсмических волн, которые можно интерпретировать в качестве внутримантийных магматических камер [Кузьмин, Ярмолюк, Котов, в печати]. Эти мантийные камеры, вполне возможно, были родоначальниками наиболее горячих мантийных плюмов (Гадейского, Исландского), которые харак-

теризуются высокими значениями отношения  $^3\text{He}/^4\text{He}$ . Похожие условия могли реализоваться и при образовании месторождения Витватерсранд. Возможно, такой прорыв глубинного вещества продолжался еще в течение почти 500 млн лет и способствовал появлению сопредельных крупных магматических залежей хромитового и медно-никелевого с платиноидами оруденения Бушвельда, урановой минерализации, а также алмазонасных кимберлитов (см. рис. 5). Если принять во внимание Великую дайку Зимбабве, расположенную севернее и окруженную золоторудными объектами (рис. 5), то наблюдаемый парагенезис золота с платиноидами и ультрамафитами явно не случаен. По-видимому, древняя кора здесь была более мощной и структурированной расколами, что привело к формированию рассеянного жильного золотого оруденения в отличие от Ранда. Похожее образования есть в Индии (Колар) и Западной Австралии (Калгурли), но интенсивность процесса рудообразования в этих районах была заметно ниже [Золоторудное..., 1988].

Ассоциация золота не только с элементами мантийных руд (Cu, Ni, ЭПГ), а с чистым кремнеземом / кварцем указывает на процессы локальной минеральной геохимической дифференциации вещества и косвенно подтверждает насыщенность верхних горизонтов ядра и мантии того времени летучими [Маракушев и др., 1997]. Количественно объем кремнезема оценить трудно, но очевидно, что его доля может оцениваться в десятки процентов в составе таких крупных жильных поясов, как Абитибби в Канаде, Калгурли в Австралии или Ранд в Южной Африке. Известная «любовь» золота к кремнезему, подмеченная еще В.И. Вернадским в начале прошлого века [Вернадский, 1959], обусловила накопление металла в подвижной высококремнеземистой

полимерной фазе во главе флюидно-магматической плюмовой системы [Горячев, 1992]. В такой форме допустим ее вероятный выход на дно существовавшего тогда водного бассейна (см. рис. 5). В этом отношении наши представления о происхождении Ранда совпадают с воззрениями Ю.Г. Сафонова [Сафонов, Прокофьев, 2006], который обосновал модель конседиментационного гидротермального образования рифов в результате распада коллоидно-дисперсных растворов, поступающих с глубинными рудоносными флюидами.

Рассматривая дальнейшую металлогеническую эволюцию Земли, отметим, что начиная с рубежа ~ 2,5 млрд л. н. спектр оруденения заметно усложняется и после 2,0 млрд лет (см. табл. 1) становится наиболее разнообразным с появлением не только месторождений золота, железа, меди и никеля, но также серебра, олова, лития, кобальта, вольфрама и редких металлов, ртути и сурьмы. Как видно, их происхождение определяется геодинамическими обстановками плюм-тектоники и плитной тектоники в фанерозое (табл. 2).

Именно с этого времени проявляется зависимость формирования рудных ассоциаций от континентальных циклов, так характерная для золота и других металлов [Solomon, Groves, 2000; Goldfarb, Groves, Gardoll, 2001; Groves et al., 2005]. Вместе с тем сохраняется характерная металлогения мантийной специализации (Cu-Ni-Au и ЭПГ), что в сочетании с коровым рудогенезом (Ag-Sb-Hg-As) типично для областей активизации региональных плюмов (Сибирского, Эмейшаньского) с базитовым магматизмом. Рудоформирующие системы месторождений олова, редких и редкоземельных металлов более характерны для плюмов с щелочно-гранитоидным типом магматизма.

Таблица 2  
Геодинамические обстановки формирования месторождений разных металлов в последние 2 млрд лет, т.е. при современном стиле тектонических процессов

Table 2  
Geodynamic conditions for the formation of deposits of different metals in the last 2 billion years, i.e. with a modern style of tectonic processes

Обстановки	Главные	Второстепенные	Редкие
Орогенные коллизионно-аккреционные складчатые пояса	Au, Sn, W, Co	Pb, Zn	Sb
Активных окраин континентов – аккреционные складчатые пояса	Au-Ag, Sn, Li, Cu, Co, Sb, Hg, Mo	Pb, Zn, Fe, U	Fe
Островных дуг	Cu, Au, Pb, Zn	Ag, Sb	Mo
Пассивных окраин континентов, миогеоклинальные складчатые пояса	Pb, Zn, Fe, U	Ag, Cu	W
Стабильных кратонов	Cu, Ni, PGE, Fe, Au, U		
Рифтогенез континентальный	Li, U	Hg	Au
Дна океанов и СОХ	Fe, Mn	Cu, Pb, Zn	Au, PGE
Плюмовые ареалы	Cu-Ni-PGE, Au-Sb-Hg	Li, Sn-Nb-Ta	

### Заключение

Таким образом, приведенные данные по эволюции магматизма и металлогении Земли позволяют выделить несколько этапов с различной геодинамикой. На ранних этапах геологической истории существенную роль играл космический фактор (хаотичный и гадейский эоны), хотя в гадее уже формировалась ранняя протокора, полностью переработанная впоследствии, в частности, в раннем архее. В это время на Земле не существовало условий для формирования эндогенного оруденения. Мантийные процессы были направлены на формирование континентальной коры, состав которой определялся существенно натриевой ТТГ-серией пород сагдукционного типа. Континентальная кора формировалась из вещества мантии, которое доставлялось к поверхности Земли мантийными плюмами и модифицировалось процессами метаморфизма. В среднем архее с разделения земного ядра на внутреннюю твердую и внешнюю жидкую оболочку начался

процесс расслоения Земли. Увеличение мощности коры с участием мантийных плюмов привело к появлению малых плит и зон субдукции, циклическому развитию континентов и, соответственно, началу разделения верхней и нижней мантии. Благодаря этому произошла смена тектонических и геодинамических стилей от примитивной тектоники покрывки (LID tectonics) и тектоники мантийных переворотов к современному плюм- и плейттектонике, связанных с интенсивным ростом и сиализацией коры. Глобальность этого события подчеркивается сменой натриевой ТТГ-серии на продукты калиево-натриевого и калиевого известково-щелочного и щелочного магматизма, а также последовательностью мантийных и коровых процессов рудогенеза, обусловивших все современное разнообразие металлогении. Импульсом к их развитию во многом послужили суперплюмы – крупные потоки вещества из ядерной части Земли, которые в ходе консолидации и сиализации коры включили механизмы тектоники плит и тектоники современных плюмов.

### ЛИТЕРАТУРА

- Батыгин К., Лафлин Г., Морбиделли А.** Рожденные из хаоса // В мире науки. 2016. № 7. С. 16–27.
- Вернадский В.И.** История минералов земной коры // Избранные сочинения. Т. IV, кн. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 1. С. 301–624 (519–524).
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России:** в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572.
- Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.** Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протофиолитов // Геотектоника. 1977. № 6. С. 103–117.
- Горячев Н.А.** Жильный кварц золоторудных месторождений Яно-Кольмского пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 136 с.
- Горячев Н.А.** Благороднометалльный рудогенез и корово-мантийное взаимодействие // Геология и геофизика. 2014. № 2. С. 323–332.
- Горячев Н.А., Гамянин Г.Н., Шпикерман В.И., Бялбжеский С.Г.** Основные принципы металлогенического анализа складчатых поясов (на примере Северо-Востока России). Магадан: Кордис, 2005. 107 с.
- Добрецов Н.Л.** Основы тектоники и геодинамики: учеб. пособие. Новосибирск: НГУ, 2011. 492 с.
- Золоторудное поле Колар (Индия)** / отв. ред. Ф.В. Чухров. М.: Наука, 1988. 232 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
- Костицын Ю.А.** Возраст земного ядра по изотопным данным: согласование Hf–W и U–Pb систем // Геохимия. 2012. № 6. С. 531–554.
- Кузьмин М.И.** Докембрийская история зарождения и эволюции Солнечной системы и Земли. Статья I // Geodynamics & Tectonophysics. 2014. V. 5, № 3. P. 625–640.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Биография Земли: основные этапы геологической истории // Природа. 2017. № 6. С. 12–25.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Изменение стиля тектонических движений в процессе эволюции Земли // Доклады Академии наук. 2016а. Т. 469, № 6. С. 706–710.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Тектоника плит и мантийные плюмы – основа эндогенной тектонической активности Земли последние 2 млрд лет // Геология и геофизика. 2016б. Т. 57, № 1. С. 11–30.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Котов А.Б.** Ранняя эволюция Земли, начало ее геологической истории, как и когда появились гранитоидные магмы // Литосфера. В печати
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Эрнст Р.Е.** Тектоническая активность Земли на ранних этапах (4,56–3,4(2,7?)) ее эволюции // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 815–832.
- Лин Д.** Происхождение планет // В мире науки. 2008. № 8. С. 22–31.
- Литасов К.Д., Шацкий А.Ф.** Состав и строение ядра земли = Composition and constitution of the earth's core / Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. 299 с.
- Маракушев А.А., Русинов В.Л., Зотов И.А., Панеях Н.А., Перцев Н.Н.** Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 6. С. 483–501.
- Сафонов Ю.Г.** Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность – геолого-генетические типы – продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 1. С. 25–40.
- Сафонов Ю.Г.** Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 4. С. 305–320.
- Сафонов Ю.Г., Прокофьев В.Ю.** Модель конседиментационного гидротермального образования золотоносных рифов бассейна Витватерсранд // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48, № 6. С. 475–511.

- Тектоника**, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М. : Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
- Хаин В.Е.** Основные этапы тектонического развития Земли и их отражение в минерагенезе // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42, № 5. С. 403–408.
- Хаин В.Е.** Основные проблемы современной геологии. М. : Научный мир, 2003. 348 с.
- Bédard J.H.** A catalytic delamination driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 79. P. 1188–1214.
- Campbell I.A., Griffiths R.W.** Did the formation of D' cause the Archean-Proterozoic transition? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 388. P. 1–8.
- Cawood P.A., Hawkesworth Ch.J.** Temporal relations between mineral deposits and global tectonic cycles // Jenkin G.R.T., Lusty P.A.J., McDonald I., Smith M.P., Boyce A.J., Wilkinson J.J. (eds.) *Ore Deposits in Evolving Earth*, Geological Society. London : Special Publications, 2015. P. 9–21.
- Condie K.C.** *Earth as an evolving Planetary System*. Elsevier, 2011. 578 p.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C.** Depósitos Minerais no Tempo Geológico e Épocas Metalogenéticas, Capítulo VII // *Mineral Deposits of Brazil: Distribution in Time, Provinces and Metallogenic Epochs*, P. 365–448 *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti e J.H. Gonçalves (eds.) CPRM, Brasília, 2003. Parte III – Recursos Minerais e Associações Metalogenéticas.
- Deb M.** Precambrian geodynamics and metallogeny of the Indian shield // *Ore Geology Reviews*. 2014. № 57. P. 1–28.
- Debaille V., O'Neill C., Brandon A.D., Haenecour P., Yin Q.-Z., Mattielli N., Treiman A.H.** Stagnant-lid tectonics in early Earth revealed by <sup>142</sup>Nd variations in late Archean rocks // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 373. P. 83–92.
- Eilu P.** FINGOLD – a public database on gold deposits in Finland. Geological Survey of Finland Report of Investigation, 1999. 224 p.
- Ernst R.E.** *Large Igneous provinces*. Cambridge University Press, 2014. 651 p.
- Frost-Killian S., Master Sh., Viljoen R.P., Wilson M.G.C.** The great Mineral Fields of Africa. Introduction // *Episodes*. 2016. V. 39, № 2. P. 85–103.
- Garnero E.J., McNamara A.K.** Structure and Dynamics of Earth's Lower Mantle // *Science*. 2008. V. 320. P. 626–628.
- Gilat A., Vol A.** Degassing of primordial hydrogen and helium as the major energy source for internal terrestrial processes. *Geoscience Frontiers*. 2012. P. 1–11. doi: 10.1016/j.gsf.2012.03.009.
- Goldblatt C., Zahnle K.J., Sleep N.H., Nisbet E.G.** The eons of chaos and hades // *Solid Earth*. 2010. V. 1. P. 1–3. (<http://dx.doi.org/10.5194/se-1-1-2010>).
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S.** Orogenic gold and geologic time: a synthesis // *Ore Geology Reviews*. 2001. № 18. P. 1–75.
- Groves D.I., Vielreicher R.M., Goldfarb R.J., Condie K.C.** Controls on the heterogeneous distribution of mineral deposits through time // *Mineral Deposits and Earth Evolution*. Geological Society / I. McDonald, A.J. Boyce, I.B. Butler, R.J. Herrington, D.A. Polya (eds). London, Special Publications. 248. 2005. P. 71–101.
- Halla J., Whitehouse M.J., Ahmad T., Bagai Z.** Archaean granitoids: an overview and significance from a tectonic perspective. 2017. URL: <http://sp.lyellcollection.org/bu> guest on February 3.
- Hofmann A.W.** Mantle geochemistry the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. P. 219–229.
- Iizuka T., Horie K., Komiya T., Maruyama S., Hirata T., Hidaka H., Windley B.F.** 4.2 Ga zircon xenocryst in an Acasta gneiss from northwestern Canada: Evidence for early continental crust // *Geology*. 2006. V. 34, № 4. P. 245–248.
- Korkiakoski E.A.** Geology and geochemistry of the komatiite-hosted Pahtavaara gold deposit in Sodankyla, northern Finland, with emphasis on hydrothermal alteration // *Geological Survey of Finland*. 1992. Bull. 360. 114 p.
- Lahtinen R.** Precambrian tectonic evolution and metallogeny of the Fennoscandian shield // *Gold of the Fennoscandian shield*, Proceeding of International Conference. 2013. Petrozavodsk, Russia. P. 120–121.
- Luukonen A.** Main geological features, metallogeny and hydrothermal alteration phenomena of certain gold and gold-tin-tungsten prospects in southern Finland // *Geological Survey of Finland*. 1994. Bull. 377. 177 p.
- Lydon J.W.** An Overview of the Economic and Geological Contexts of Canada's Major Mineral Deposit Types // *Mineral Deposits of Canada. A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods*. Geological Association of Canada Mineral Deposits Division Special Publication. 2007. № 5. P. 3–48.
- Maas R., Kinny P.D., Williams I.S., Froude D.O., Compston W.** The Earth's oldest known crust—a geochronological and geochemical study of 3900–4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. V. 56 (3). P. 1281–1300. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90062-N](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(92)90062-N).
- Masset F., Snellgrove M.** Reversing type II migration: resonance trapping of a lighter giant protoplanet // *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*. 2001. V. 320, № 4. L55–L59.
- Myers J.S.** Early Archean Narryer gneiss complex, Yilgarn Craton, Western-Australia // *Precambrian Research*. 1988. V. 38 (4). P. 297–307. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90029-0](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(88)90029-0).
- Nebel O., Rapp R.P., Yaxley G.M.** The role of detrital zircons in Hadean crustal research // *Lithos*. 2014. V. 190–191. P. 313–327.
- Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Eremin R.A., Ratkin V.V., Dawson K.M., Shpikerman V.I., Goryachev N.A., Byalobzhesky S.G., Frolov Y.F., Khanchuk A.I., Koch R.D., Monger J.W.H., Pozdeev A.I., Rozenblum I.S., Rodionov S.M., Parfenov L.M., Scotese C.R., Sidorov A.A.** Metallogenesis and tectonics of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera: U.S. Geological Survey Professional Paper 1697. 2005. 429 p.
- Nurmi P.A., Sorjonen-Ward P.** (eds.) Geological development, Gold Mineralization and Exploration Methods in the Late Archean Hattu Schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland // *Geological Survey of Finland*. 1993. Special Paper 17. 386 p.
- O'Neil J., Carlsons R.W., Paquette J.L., Francisc D.** Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt // *Precambrian Research*. 2012. V. 220–221. P. 23–44.
- Pease V., Percival J., Smitbies J., Stevens G., Kranendank M.** When did plate tectonics begin? Evidence from the orogenic record // *The Geol. Soc. America. Special Paper*. 2008. V. 440. P. 199–228.

**Phillips G.N., Powell R.** Origin of Witwatersrand gold: a metamorphic devolatilisation – hydrothermal replacement model // *Applied Earth Science (Trans. Inst. Min. Metall. B)*. 2011. V. 120, № 3. P. 112–129.

**Phillips G.N., Myers R.E., Law J.D.M., Bailey A.C., Cadle A.B., Beneke S.D., Giusti L.** The Witwatersrand Gold Fields: Part I. Postdepositional History, Synsedimentary Processes, and Gold Distribution // *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*. Economic Geology Monograph 6. 1989. P. 585–597.

**Pirajno F.** *The Geology and Tectonic Settings of China's Mineral Deposits*. London ; New York : Springer Dordrecht Heidelberg, 2013. 679 p.

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

**Roth A.S.G., Bourdon B., Mojzsis S.J., Touboul M., Sprung P., Guitreau M., Blichert-Toft J.** Inherited <sup>142</sup>Nd anomalies in Eoarchean protoliths // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 361. P. 50–57.

**Solomon M., Groves D.I.** *The Geology and Origin of Australia's Mineral Deposits*. 2000. 1002 p.

**Stern R.J.** Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history // *The Geological Society of America Special Paper*. 2008. V. 440. P. 265–280.

**Taylor D.J., McKeegan K.D., Harrison T.M.** Lu–Hf zircon evidence for rapid lunar differentiation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 279 (3–4). P. 157–164. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.030>.

**Turchenko S.I., Vrevsky A.B., Dagelaisky V.B.** The Precambrian Metallogeny of India // *Geology of Ore Deposits*. 2009. V. 51, № 4. P. 317–329.

**Wood B.** The formation and differentiation of Earth // *Physics Today*. 2011. V. 64, № 12. P. 40–45. <http://dx.doi.org/10.1063/PT.3.1362>.

**Wood B.J., Halliday A.N.** The lead isotopic age of the Earth can be explained by core formation alone // *Nature*. 2010. V. 465, № 7299. P. 767–771. <http://dx.doi.org/10.1038/nature09072>.

#### Авторы:

**Кузьмин Михаил Иванович**, академик РАН, Институт геохимии СО РАН, Иркутск, Россия. E-mail: mikuzmin@igc.irk.ru

**Горячев Николай Анатольевич**, член-корреспондент РАН, Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан, Россия.

*Geosphere Research*, 2017, 4, 36–50. DOI: 10.17223/25421379/5/3

M.I. Kuzmin<sup>1</sup>, N.A. Goryachev<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup> N.A. Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan, Russia

### EVOLUTION OF THE EARTH AND THE PROCESSES RESPONSIBLE FOR ITS GEODYNAMICS, MAGMATISM AND METALLOGENY

The paper reports the changes in style of endogenous activity of the Earth from the initial stages of its formation through transitional period to the recent one. The authors made an attempt to uncover a regular change of cosmogeneous factor responsible for emplacement of the Earth in the Chaotic and Hadean zones, its history to the internal endogenous activity of the Earth, which results in formation of the internal and external cores, layer D on the core-mantle boundary, upper and lower mantle, as well as continental and oceanic crust. They interact through formation of the Earth internal shells. Besides, the nature of tectonic processes changes from plate tectonics (LID tectonics) accompanied by mantle turnover through tectonics of ultrabasic plumes and subduction to plate tectonics coupled with plume tectonics. The process of changing style of tectonic processes is followed by the replacement of sodium magmatism represented by sodium tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) association of rocks by calc-alkaline volcanic and granitoid complexes, alkaline and carbonatite magmatic formations. The change of igneous rocks causes change of metallogeny of primarily Precambrian iron-manganese quartzites accompanied by siderophyle mineralization to more diverse types of metallogeny of essentially lithophyle composition. It is noteworthy, that the basic mass of ore deposits formed for the past two Ga, and it was triggered by the mechanism of plate and plume tectonics. A supposition was put forward as to the plume origin of Witwatersrand deposit – the largest gold deposit on the Earth.

**Keywords:** Early Earth, Hadean, geochronology of zircon, metallogeny, plume tectonics, plate tectonics.

#### References

Batygin K., Laflin G., Morbidelli A. *Rozhdennye iz khaosa* [Born out of chaos] // *V mire nauki / Scientific American*. 2016. № 7. pp. 16–27. In Russian

Vernadskiy V.I. *Istoriya mineralov zemnoy kory* [History of the minerals of the earth's crust] T.1 // *Izbrannye sochineniya*. T. IV, 1. Moscow : Izd-vo AN SSSR, 1959. pp. 301–624 (519–524). In Russian

*Geodinamika, magmatizm i metallogeniya Vostoka Rossii* [Geodynamics, magmatism and metallogeny of the Russian East]: in 2 books / ed. by A.I. Khanchuk. Vladivostok: Dalnauka, 2006. Book 1. pp. 1–572. In Russian

Glukhovskii M.Z., Moralev V.M., Kuz'min M.I. *Tektonika i petrogenesis katarkeynskogo kompleksa Aldanskogo shchita v svyazi s problemoy protofilitov* [Tectonics and petrogenesis of the Katarchean complex of the Aldan Shield in connection with the problem of protophylites] // *Geotectonics*. 1977. № 6. pp. 103–117. In Russian

Goryachev N.A. *Zhil'nyy kvarts zolotorudnykh mestorozhdeniy Yano-Kolym'skogo poyasa* [Quartz vein gold deposits in the Yana-Kolyma belt.]. Magadan: SVKNII DVO RAN, 1992. 136 p. In Russian

Goryachev N.A. Noble-metal ore genesis and mantle–crust interaction // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. № 2. pp. 252–258.

- Goryachev N.A., Gamyaniy G.N., Shpikerman V.I., Byalobzheskiy S.G. *Osnovnyye printsipy metallogenicheskogo analiza skladchatykh poyasov (na primere Severo-Vostoka Rossii)* [Basic principles of metallogenetic analysis of folded belts (on the example of the North-East of Russia)]. Magadan: Kordis, 2005. 107 p. In Russian
- Dobretsov N.L. *Osnovy tektoniki i geodinamiki: uchebnoe posobie* [Fundamentals of tectonics and geodynamics: a textbook. Novosibirsk]. Novosibirsk : NGU, 2011. 492 p. In Russian
- Zolotorudnoe pole Kolar (Indiya) [Kolar gold field (India)] otv. Red. F.V.Chukhrov. Moscow : Nauka, 1988. 232 p. In Russian
- Zonenshayn L.P., Kuzmin M.I. *Vnutriplitovyy vulkanizm i ego znachenie dlya ponimaniya protsessov v mantii Zemli* [In-plate volcanism and its importance for understanding the processes in the Earth's mantle] // Geotectonics. 1983. № 1. pp. 28–45. In Russian
- Kontar E.S. *Mestorozhdeniya medi v geologicheskoy istorii Zemli* [Copper deposits in the geological history of the Earth] // Regional Geology and Metallogeny. 2015. № 61. pp. 77–91. In Russian
- Kostitsyn Yu.A. Isotopic constraints on the age of the Earth's core: mutual consistency of the HF-W and U-PB systems // *Geochemistry International*. 2012. № 6. pp. 481–501.
- Kuzmin M.I. The Precambrian history of the origin and evolution of the Solar system and Earth. Part 1 I // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5. № 3. pp. 625–640. In Russian
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V. Changes in the manner of tectonic movements under the Earth's evolution // *Doklady Earth Sciences*. 2016a. T. 469. № 6. pp. 802–806.
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V. Plate tectonics and mantle plumes as a basis of deep-seated Earth's tectonic activity for the last 2 Ga // *Russian Geology and Geophysics*. 2016b. T. 57, №1. pp. 8-21
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V. *Biografiya Zemli: osnovnye etapy geologicheskoy istorii* [Biography of the Earth: the main stages of geological history] // *Priroda*. 2017. № 6. pp. 12–25. In Russian
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kotov A.B. *Rannaya evolyutsiya Zemli, nachalo ee geologicheskoy istorii, kak i kogda poyavilis' granitoidnye magmy* [The early evolution of the Earth, the beginning of its geological history, as well as when the granitoid magmas appeared] // *Lithosphere. In print*. In Russian
- Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Ernst R.E. Tectonic activity of the early Earth (4.56–3.4(2.7?) Ga) // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. T. 57, № 5. pp.815-832.
- Lin D. *Proiskhozhdenie planet* [Origin of the planets] // *V mire nauki / Scientific American*. 2008. №8. pp. 22–31. In Russian
- Litasov K.D., Shatskiy A.F. *Sostav i stroenie yadra zemli* [Composition and constitution of the earth's core / In-t geologii i mineralogii im. V.S. Soboleva SO RAN. Novosibirsk : Izdatel'stvo Sibirskogo otdeleniya Rossiyskoy akademii nauk, 2016. 299 p. In Russian
- Marakushev A.A., Rusinov V.L., Zotov I.A., Paneyakh N.A., Pertsev N.N. Global aspects of endogenous ore formation // *Geology of Ore Deposits*. 1997. T. 39, № 6. pp. 417–433.
- Safonov Yu.G. Hydrothermal gold deposits: distribution, geological-genetic types, and productivity of ore-forming systems // *Geology of Ore Deposits*. 1997. T. 39, № 1. pp. 20–32.
- Safonov Yu.G. Gold and gold-bearing deposits of the world: genesis and metallogenetic potential // *Geology of Ore Deposits*. 2003. T. 45, № 4. pp. 265–278.
- Tektonika, geodinamika i metallogeniya territorii Respubliki Sakha (Yakutiya)* [Tectonics, geodynamics and metallogeny of the Republic of Sakha (Yakutia)] / Red. L.M. Parfenov, M.I. Kuz'min. Moscow : Nauka/Interperiodika, 2001, 571 p. In Russian
- Safonov Yu.G., Prokofev V.Yu. Gold-bearing reefs of the Witwatersrand basin: a model of synsedimentation hydrothermal formation // *Geology of Ore Deposits*. 2006. T. 48, № 6. pp. 415–447.
- Khain V.E. Main stages of the tectonic development of the Earth and their reflection in minerogenesis // *Geology of Ore Deposits*. 2000. T. 42, № 5. pp. 363–368.
- Khain V.E. *Osnovnye problemy sovremennoy geologii* [The main problems of modern geology]. Moscow : Nauchnyy mir, 2003. 348 p. In Russian
- Bédard J.H. A catalytic delamination driven model for coupled genesis of Archaean crust and sub-continental lithospheric mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 79. pp. 1188–1214.
- Campbell I.A., Griffiths R.W. Did the formation of D" cause the Archean-Proterozoic transition? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 388. pp. 1–8.
- Cawood P.A., Hawkesworth Ch.J., Temporal relations between mineral deposits and global tectonic cycles // Jenkin G.R.T., Lusty P.A.J., McDonald I., Smith M.P., Boyce A.J., Wilkinson J.J. (eds) *Ore Deposits in Evolving Earth*, Geological Society, 2015. London, Special Publications. 393. pp. 9–21.
- Condie K.C. *Earth as an evolving Planetary System*. Elsevier, 2011. 578 p.
- Dardenne M.A., Schobbenhaus C. Depósitos Minerais no Tempo Geológico e Épocas Metalogenéticas, Capítulo VII // *Mineral Deposits of Brazil: Distribution in Time, Provinces and Metallogenetic Epochs*, pp. 365–448 *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.) CPRM, Brasília, 2003. Parte III – Recursos Minerais e Associações Metalogenéticas
- Deb M. Precambrian geodynamics and metallogeny of the Indian shield // *Ore Geology Reviews*. 2014. 57. pp. 1–28.
- Debaille V., O'Neill C., Brandon A.D., Haenecour P., Yin Q.-Z., Mattielli N., Treiman A.H. Stagnant-lid tectonics in early Earth revealed by <sup>142</sup>Nd variations in late Archean rocks // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 373. pp. 83–92.
- Eilu P. FINGOLD – a public database on gold deposits in Finland. Geological Survey of Finland Report of Investigation, 2009. 146. 224 p.
- Ernst R.E. *Large Igneous provinces*. Cambridge University Press, 2014, 651 p.
- Frost-Killian S., Master Sh., Viljoen R.P., Wilson M.G.C. The great Mineral Fields of Africa. Introduction // *Episodes*. 2016. V. 39, № 2. pp. 85–103.
- Garnero E.J., McNamara A.K. Structure and Dynamics of Earth's Lower Mantle // *Science*. 2008. V. 320. pp. 626–628.
- Gilat A., Vol A. Degassing of primordial hydrogen and helium as the major energy source for internal terrestrial processes. *Geoscience Frontiers*. 2012. pp. 1–11. doi: 10.1016/j.gsf.2012.03.009.
- Goldblatt C., Zahnle K.J., Sleep N.H., Nisbet E.G. The eons of chaos and hades // *Solid Earth*. 2010. V. 1. pp. 1–3. <http://dx.doi.org/10.5194/se-1-1-2010>.

- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a synthesis. *Ore Geology Reviews*. 2001. 18. pp. 1–75.
- Groves D.I., Vielreicher R.M., Goldfarb R.J., Condie K.C. Controls on the heterogeneous distribution of mineral deposits through time // *Mineral Deposits and Earth Evolution*. Geological Society / I. McDonald, A.J. Boyce, I.B. Butler, R.J. Herrington, D.A. Polya (eds). London, Special Publications, 248. 2005. pp. 71–101.
- Halla J., Whitehouse M.J., Ahmad T., Bagai Z. Archaean granitoids: an overview and significance from a tectonic perspective // <http://sp.lyellcollection.org/bu/guest> on February 3. 2017.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. pp. 219–229.
- Iizuka T., Horie K., Komiya T., Maruyama S., Hirata T., Hidaka H., Windley B.F. 4.2 Ga zircon xenocryst in an Acasta gneiss from northwestern Canada: Evidence for early continental crust // *Geology*. 2006. V. 34, № 4. pp. 245–248.
- Korkiakoski E.A. Geology and geochemistry of the komatiite-hosted Pahtavaara gold deposit in Sodankyla, northern Finland, with emphasis on hydrothermal alteration/ Geological Survey of Finland, 1992. Bull. 360, 114 p.
- Lahtinen R. Precambrian tectonic evolution and metallogeny of the Fennoscandian shield // *Gold of the Fennoscandian shield*, Proceeding of International Conference. 2013. Petrozavodsk, Russia, pp. 120–121.
- Luukonen, A. Main geological features, metallogeny and hydrothermal alteration phenomena of certain gold and gold-tin-tungsten prospects in southern Finland. Geological Survey of Finland. 1994. Bull. 377. 177 p.
- Lydon J.W. An Overview of the Economic and Geological Contexts of Canada's Major Mineral Deposit Types / *Mineral Deposits of Canada. A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces and Exploration Methods*. Geological Association of Canada Mineral Deposits Division Special Publication. 2007. № 5. pp. 3–48.
- Maas R., Kinny P.D., Williams I.S., Froude D.O., Compston W. The Earth's oldest known crust—a geochronological and geochemical study of 3900–4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. V. 56 (3). pp. 1281–1300. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90062-N](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(92)90062-N).
- Masset F., Snellgrove M. Reversing type II migration: resonance trapping of a lighter giant protoplanet // *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*. 2001. V.320. № 4. L55–L59.
- Myers J.S. Early Archean Narryer gneiss complex, Yilgarn Craton, Western-Australia // *Precambrian Research*, 1988, V. 38 (4), pp. 297–307. [http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268\(88\)90029-0](http://dx.doi.org/10.1016/0301-9268(88)90029-0).
- Nebel O., Rapp R.P., Yaxley G.M. The role of detrital zircons in Hadean crustal research // *Lithos*. 2014. V. 190–191. pp. 313–327.
- Nokleberg W.J., Bundtzen T.K., Eremin R.A., Ratkin V.V., Dawson K.M., Shpikerman V.I., Goryachev N.A., Byalobzhesky S.G., Frolov Y.F., Khanchuk A.I., Koch R.D., Monger J.W.H., Pozdeev A.I., Rozenblum I.S., Rodionov S.M., Parfenov L.M., Scotese C.R., Sidorov A.A. Metallogenesis and tectonics of the Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera: U.S. Geological Survey Professional Paper 1697. 2005. 429 p.
- Nurmi P.A. and Sorjonen-Ward P. (Eds.) Geological development, Gold Mineralization and Exploration Methods in the Late Archean Hattu Schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland // Geological Survey of Finland, 1993. Special Paper 17. 386 p.
- O'Neil J., Carlsons R.W., Paquette J.L., Francisc D. Formation age and metamorphic history of the Nuvvuagittuq Greenstone Belt // *Precambrian Research*. 2012. V. 220–221. pp. 23–44.
- Pease V., Percival J., Smithies J., Stevens G., Kranendank M. When did plate tectonics begin? Evidence from the orogenic record // *The Geol. Soc. America. Special Paper*. 2008. V. 440. pp. 199–228.
- Phillips G.N., and Powell R. Origin of Witwatersrand gold: a metamorphic devolatilisation – hydrothermal replacement model // *Applied Earth Science (Trans. Inst. Min. Metall. B)*. 2011. V. 120. № 3. pp. 112–129.
- Phillips G.N., Myers R.E., Law J.D.M., Bailey A.C., Cadle A.B., Beneke S.D., Giusti L. The Witwatersrand Gold Fields: Part I. Postdepositional History, Syndimentary Processes, and Gold Distribution // *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*. Economic Geology Monograph 6. 1989. pp. 585–597.
- Pirajno F. *The Geology and Tectonic Settings of China's Mineral Deposits*, Springer Dordrecht Heidelberg London New York. 2013. 679 p.
- Reimink J.R., Chacko T., Stern R.A., Heaman L.M. Earth's earliest evolved crust generated in an Iceland-like setting // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. pp. 529–533.
- Roth A.S.G., Bourdon B., Mojzsis S.J., Touboul M., Sprung P., Guitreau M., Blichert-Toft J. Inherited <sup>142</sup>Nd anomalies in Eoarchean protoliths // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 361. pp. 50–57.
- Solomon M., Groves D.I. *The Geology and Origin of Australia's Mineral Deposits*. 2000. 1002 p.
- Stern R.J. Modern-style plate tectonics began in Neoproterozoic time: An alternative interpretation of Earth's tectonic history // *The Geological Society of America Special Paper*. 2008. V. 440. pp. 265–280.
- Taylor D.J., McKeegan K.D., Harrison T.M. Lu–Hf zircon evidence for rapid lunar differentiation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 279 (3–4). P. 157–164. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.030>.
- Turchenko S.I., Vrevsky A.B., Dagelaisky V.B. The Precambrian Metallogeny of India // *Geology of Ore Deposits*. 2009. V. 51, № 4. pp. 317–329.
- Wood B. The formation and differentiation of Earth // *Physics Today*. 2011. V. 64, № 12. pp. 40–45. <http://dx.doi.org/10.1063/PT.3.1362>.
- Wood B.J., Halliday A.N. The lead isotopic age of the Earth can be explained by core formation alone // *Nature*. 2010. V. 465, № 7299, pp. 767–771. <http://dx.doi.org/10.1038/nature09072>.

**Author's:**

**Kuzmin Mikhail Iv.**, Academician of RAS, A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: mikuzmin@igc.irk.ru

**Goryachev Nikolai An.**, Corresponding Member of RAS, N.A. Shilo North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan, Russia.

УДК 523.681:551.24.031

## О МАСШТАБНОМ ИМПАКТНОМ СОБЫТИИ НА НЕОАРХЕЙСКОМ ЭТАПЕ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОЛЕНЁКСКОЙ КОЛЬЦЕВОЙ СТРУКТУРЫ И ЕГО СЛЕДСТВИЯ

М.З. Глуховский

Геологический институт РАН, Москва, Россия

На основании анализа дистанционного зондирования и геолого-геофизических данных выдвигается версия о причинно-следственной связи позднеархейского импактного события (2,4–2,8 млрд лет) с последующими (от палеопротерозоя до фанерозоя) этапами тектоно-магматической эволюции Оленёкской кольцевой структуры. Импактное событие вызвало синхронный термо-флю взрыв и формирование вертикальной корово-мантийной структуры высокой магматической проницаемости. Выброс из кратера газо-пылевого флюидонасыщенного облака с алмазами дезинтегрированной докембрийской мантии сопровождался процессами эпигенеза алмазов, прошедших через все древние промежуточные коллектора: от рифея до современных промышленных россыпей. Структуры высокой магматической проницаемости в фанерозое служили каналами внедрения магматических образований с геохимическими характеристиками внутриплитных (плюмовых) режимов в ходе дрейфа Сибирской платформы из зоны экватора в высокие широты.

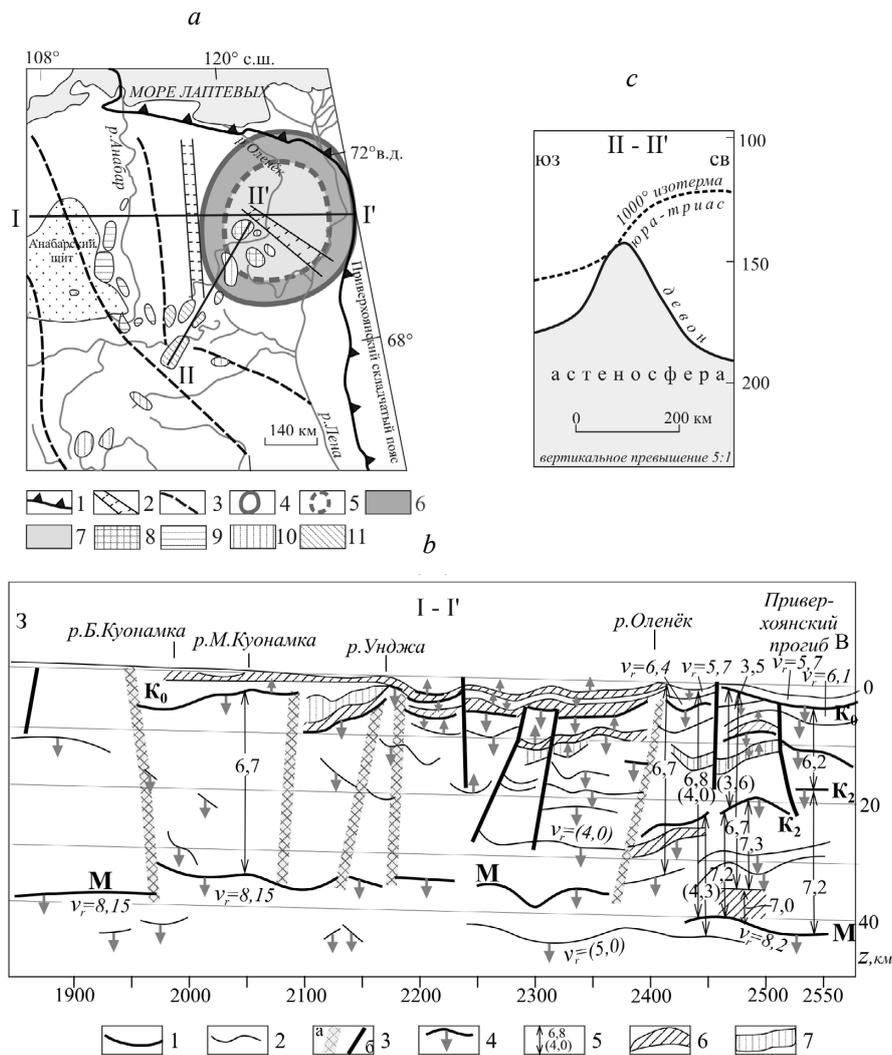
**Ключевые слова:** импактное событие, тепловой взрыв, алмазы, Оленёкская структура, Сибирский кратон.

Оленёкская кольцевая структура (ОКС) диаметром 380–440 км расположена на северо-востоке Сибирской платформы (рис. 1, *a*). Она видна на космических снимках [Глуховский, 1990] и отличается центро-зональным строением аномальных грави-магнитных полей, что и легло в основу ее выделения. Кроме оригинальной формы, ее отличают сложное глубинное строение, по сравнению с другими областями Сибирской платформы [Егоркин и др., 1980], многочисленные проявления внутриплитного магматизма, включая кимберлитовые трубки и жилы, количество которых достигает 300 тел и которые за небольшим исключением неалмазоносны. Вместе с тем район ОКС богат аллювиальными россыпными месторождениями алмазов, вопрос об их коренных источниках до сих пор является предметом дискуссий [Государственная..., 2013]. Эти уникальные особенности ОКС определили цель исследования, направленного на установление, возможно, импактно-инициальной природы ОКС и причинно-следственных связей данного фактора с последующими этапами тектоно-магматической эволюции этой крупнейшей кольцевой структуры Земли.

В магнитном поле ОКС выделяется внешняя кольцевая зона положительных аномалий ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> от 1 до 5–10 нТл шириной 70–75 км и внутренняя часть диаметром 280×300 км с отрицательными значениями ( $\Delta T$ )<sub>a</sub> до –1 нТл. В гравитационное поле внешняя кольцевая зона структуры с отрицательными значениями поля силы тяжести в редукции Буге (от 5–15 до 35–40 мГал) резко сменяется полем положительных значений этого показателя от 10–15 до 20–25 мГал во внутренней части (см. рис. 1, *a*).

Глубинное строение ОКС отражено на сейсмическом профиле Воркута–Тикси [Егоркин и др., 1980], который между пунктами 2 250–2 500 км пересекает

ее по диаметру (рис. 1, *a*, *b*). В районе пункта 2 250 км профиль входит в зону геодинамического влияния ОКС, которая в восточной краевой части перекрывается полого надвинутыми образованиями Приверхожанского прогиба. На этом профиле в пределах ОКС видны разрушение и хаотичное перемещение сейсмических границ верхнего слоя и, в частности, кровли древней консолидированной коры  $K_0$  и промежуточной границы  $K_2$ . Другие промежуточные сейсмические границы также разорваны, изогнуты и перемещены вертикально вниз по коромантийным разломам с соответствующим направлением увеличения пластовых скоростей Р-волн. Внимание заслуживают также деформации границы Мохо, которая на некоторых участках исчезает вовсе (рис. 1, *b*). Подобные дистанционные и геофизические показатели ОКС типичны для таких масштабных докембрийских импактных структур Земли, как Вредефорт в Южной Африке (2,02 млрд лет, диаметр 300 км), Садбери в Канаде (1,85 млрд лет, диаметр 250 км), Котуйкан на севере Сибири (1,9 млрд лет, диаметр 250 км) [Глуховский, Кузьмин, 2013]. Все они частью обнажены и несут прямые признаки шокового метаморфизма. В отличие от них предполагаемая Оленёкская астроблема перекрыта палеопротерозойским протоплатформенным и фанерозойским платформенным чехлами. Поэтому здесь не обнаружено прямых признаков астероидного удара в виде соответствующих пород. Кроме того, внутренняя часть ОКС характеризуется положительными значениями гравитационного поля, тогда как все перечисленные выше импактные структуры отличаются отрицательными значениями этого показателя [Глуховский, Кузьмин, 2013], что, как будет показано ниже, имеет свое объяснение.



**Рис. 1. Генерализованная схема аномальных магнитного и гравитационного полей, пространственного размещения кимберлитов и глубинного строения Оленёкской кольцевой структуры**

*a* – Оленёкская кольцевая структура в грави-магнитных полях и размещение полей кимберлитов разного возраста по [Глуховский, 1990; Griffin et al., 1999]. 1 – граница Сибирской платформы; 2 – Удзинский и Кютюгинский погребенные палеорифты; 3 – разломы; 4, 5 – внешний (4) и внутренний (5) контуры Оленёкской кольцевой структуры; 6 – внешняя зона положительных магнитных и отрицательных гравитационных аномалий; 7 – внутренняя область отрицательных магнитных и положительных гравитационных аномалий; 8–11 – кимберлитовые поля и их возраст: 8 –  $J_2$ – $K_1$ , 9 –  $T_1$ , 10 –  $D_2$ – $C_1$ , 11 –  $S_1$ – $D_2$ .

*b* – Восточный фланг сейсмического разреза по профилю ГСЗ Воркута Тикси по [Егоркин и др., 1980]: 1 – Сейсмические границы, построенные по нескольким типам волн; 2 – границы обмена; 3 – зоны разломов: а – мантийные, б – коровые; 4 – направление увеличения скорости волн P; 5 – пластовые скорости волн P, в скобках волн S определенные по отраженным волнам, км/с; 6, 7 – слои с пониженной (6) и повышенной (7) скоростью.

*c* – Структура литосферы Оленёкского тренда профиля Мирный – Куойка, построенного по данным электронного анализа основных и редких элементов микропроб хромитов и гранатов из кимберлитов полихронных полей (см. рис. 1, а) [Griffin et al., 1999].

*Примечание:* линии профилей I–I' (на 1, b) и II–II" (на 1, c) показаны на схеме (1, a)

**Fig. 1. The generalized scheme of anomalous magnetic and gravitational fields, spatial distribution of kimberlites and deep structure of the Olenyok ring structure**

*a* – The Olenyok ring structure in gravitational fields and the placement of fields of kimberlites of different ages by [Glukhovskiy, 1990; Griffin et al., 1999]. 1 – The boundary of the Siberian platform; 2 – Udzhinsky and Kyutyuginsky buried paleorifts; 3 – faults; 4, 5 – external (4) and internal (5) contours of the Olenyok ring structure; 6 – external zone of positive magnetic and negative gravitational anomalies; 7 – internal area of negative magnetic and positive gravitational anomalies; 8–11 – kimberlite fields and their age: 8 –  $J_2$ – $K_1$ , 9 –  $T_1$ , 10 –  $D_2$ – $C_1$ , 11 –  $S_1$ – $D_2$ .

*b* – The eastern flank of the seismic section along the DSS profile of Vorkuta Tiksi by [Yegorkin et al., 1980]. 1 – Seismic boundaries constructed by several types of waves; 2 – exchange boundaries; 3 – fault zones: a – mantle, b – crustal; 4 – direction of increase in the velocity of waves P; 5 – formation velocities of waves P, in the brackets of waves S determined by reflected waves, km/s; 6, 7 – layers with reduced (6) and increased (7) speed.

*c* – Structure of the lithosphere of the Olenyok trend of the Mirny-Kuyuka profile, constructed from the electronic analysis of the main and rare elements of microchips of chromites and garnets from kimberlites of polychronous fields (Fig. 1, a) [Griffin et al., 1999].

*Note:* the profile lines I–I' (by 1, b) and II–II" (by 1, c) are shown in the scheme (1, a)

Астроблемы соизмеримые с ОКС, в сравнении с ударными структурами Луны и Земли (при размерах ударника до 15 км и скорости падения 20 м/с) образуют кратеры глубиной 5–6 км и вертикальную зону коромантийных разломов, ударного брекчирования и трещиноватости глубиной до 100–140 км [Ронка, 1968].

Итак, можно предположить, что на месте падения гигантского астероида возник кратер диаметром 400 и более километров, глубиной до 6 км с вертикальной колонной разрывных нарушений, формирующих тектонически ослабленную структуру (см. рис. 1, *b*). Не исключено, что высокоэнергетическое импактное событие могло вызвать встречный эндогенный термо-флюидный эксклюзивный взрыв [Коротченкова, Чайковский, 2012], также нашедший свое отражение в глубинных неоднородностях ОКС. Такой механизм синхронного сочетания двух встречных ударов мог привести к интенсивному дроблению мантийно-коровой структуры, которая в течение всей геологической истории ОКС служила каналом высокой магматической проницаемости. На самом раннем (постимпактном) этапе в результате этих встречных процессов в мантии происходило декомпрессионное вскипание высокотемпературной флюидизированной и богатой водой магмы, что неизбежно могло привести к дезинтеграции алмазоносной мантии с преобразованием кристаллов алмазов (по типу уральских) [Коротченкова, Чайковский, 2012]. Этот весьма скоротечный процесс завершился выбросом за пределы кратера газопылевого облака с обломками алмазоносной мантии с эпигенетически преобразованными алмазами.

Действительно, алмазы из промежуточных коллекторов и современных россыпей ОКС по своим морфологическим характеристикам относятся к V–VII и X (карбонадо) разновидностям [Орлов, 1984; Афанасов и др., 2000; Асхабов, Мальков, 2010]. Все они (за исключением карбонадо) росли в верхней мантии в раннем докембрии. Кристаллизация карбонадо осуществлялась непосредственно в РТ-условиях ударного бассейна [Асхабов, Мальков, 2010], что можно рассматривать как подтверждение версии об импактном событии, речь о котором шла ранее. Следы эпигенетических преобразований алмазов в режиме высоких давлений и температур и последующей эрозии в ходе неоднократного формирования древних россыпей хорошо видны на примере алмазов V разновидности. Они имеют округлую форму, темную окраску и метки механического износа в виде шрамов и обильных трещин с графитом и флюидными включениями. В россыпях преобладают также округлые додекаэдры, кривогранные ромбододекаэдры эбеляхского типа (VII разновидность), а также сростки додекаэдров (V–VII разновидности) и желто-оранжевые (за счет экзогенного ожелезнения) кубоиды II разновидности. Считают, что ромбододекаэдры

возникли путем частичного растворения октаэдрических кристаллов по всему их объему, отличающихся дефектами, связанными с термодинамическими процессами [Орлов, 1984]. Кроме графитизации по трещинам, они насыщены углекислыми, азотными и угледородными включениями с облегченным составом углерода, свойственным сиалической коре:  $\delta^{13}\text{C} = -24,16\text{--}19\text{‰}$  и до  $\delta^{13}\text{C} = -13,6\text{‰}$ . Не исключено, что эти особенности оленёкских алмазов могли быть связаны с термо-флюидным взрывом синхронным с импактным событием, о чем говорилось выше [Афанасов и др., 2000; Коротченкова, Чайковский, 2012]. В этих условиях могли развиваться внутренние напряжения и процессы графитизации и флюидизации по трещинам в алмазах докембрийского, не кимберлитового и не лампроитового источника полезного ископаемого [Афанасов и др., 2000].

Таким образом, к первому следствию импактного события можно отнести механизм комбинированного взрыва, который привел к массовому выбросу дезинтегрированных алмазосодержащих мантийных пород, входящих в состав постимпактного газопылевого облака и эпигенетические преобразования алмазов в ходе их высвобождения из обломков мантийных эклогитов, рассеянных вокруг центра астероидного удара. Этому способствовало совершенное химическое выветривание эклогитов в условиях гумидного климата, поскольку Сибирский кратон в архее и палеопротерозое располагался в субэкваториальном горячем поясе ранней Земли [Глуховский, Кузьмин, 2013]. Итак, постимпактная ликвидация алмазоносной мантии явилась причиной того, что фанерозойские кимберлиты Оленёкской алмазоносной субпровинции, за небольшим исключением, оказались неалмазоносны, а все разновидности алмазов в промежуточных коллекторах россыпей – эндемичны по отношению к алмазам из кимберлитов Якутской провинции [Орлов, 1984].

Ко второму следствию этого события относится накопление палеопротерозойской экильской серии протоплаформенного чехла и прорывающих ее магматических образований. Экильская серия большей частью погребена и обнажается лишь в Сололийском и Куойско-Далдынском выступах, где перекрывается полого залегающими отложениями рифея. Отметим эндемичность экильской серии, поскольку она развита, в основном, в пределах ОКС, заполняя впадину ударного кратера и его ближайшие окрестности [Старосельцев, Шишкин, Берилко, 2013]. Она отсутствует на склонах Анабарского и Алданского щитов, равно как и на всем пространстве платформенного чехла Сибирской платформы [Петров, 1985]. Исключение составляет палеопротерозойская удоканская серия мощностью 10–11 км с интервалом накопления от 2,3 до 2,1–1,9 млрд лет, слагающая изолированный Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб на западе Алданского щита.

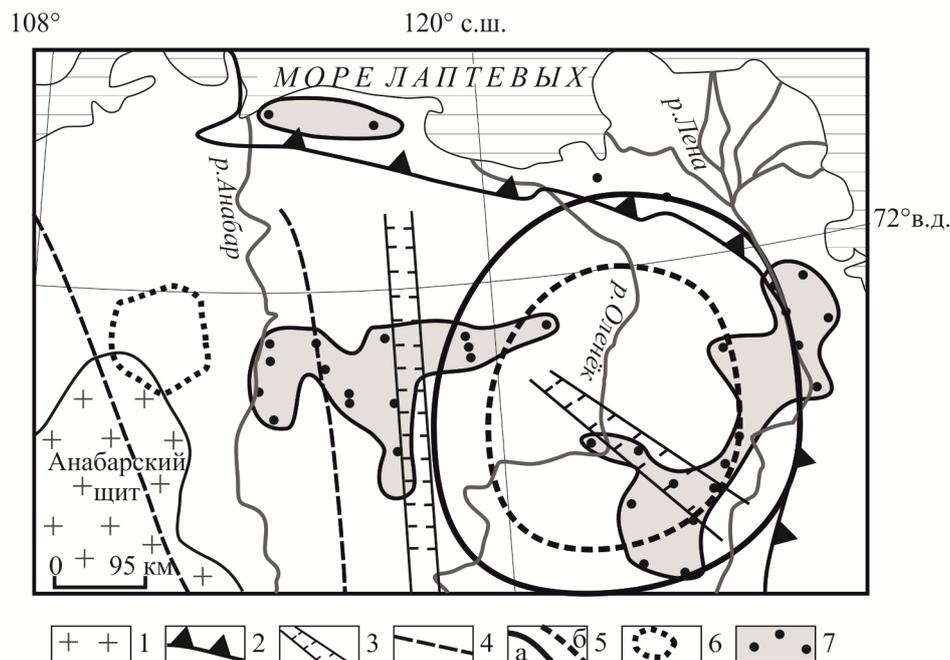
В кратере экильская серия мощностью 2 600 м сложена метаморфизованными в зеленосланцевой фации филлитами, метапесчаниками, метаалевролитами, кварцитами и разнообразными кварцевослюдястыми сланцами с графитом и прослоями метариолитов, метадацитов, метатрахилитов и их туфов [Старосельцев, Шишкин, Берилко, 2013]. Среди метатерригенных пород отмечаются находки октаэдрических зерен хромшпинелидов и муассанита. Природа первых может быть связана с разрушенной мантией, а второго – с астероидом. Породы серии прорваны субщелочными габброидами возрастом  $2036 \pm 7$  млн лет (Rb-Sr метод) и батолитом гранитоидов возрастом от  $2012 \pm 30$  до  $2111 \pm 20$  млн лет (по циркону, SHRIMP II) [Государственная..., 2013]. Все палеопротерозойские процессы вулканизма и магматизма, равно как и последующие события регионального метаморфизма и метасоматоза (возраст мусковита из гранитов – 2000–1950 млн лет, K-Ar метод), были связаны с восходящими термофлюидными потоками, использовавшими постимпактные тектонические каналы теплопереноса. По данным сейсморазведки, экильская серия с несогласием перекрывается отложениями рифея, заполняющими до предела овоидный бассейн седиментации [Старосельцев, Шишкин, Берилко, 2013]. Радиометрический возраст габбро и гранитов, прорывающих породы экильской серии, позволяет отнести Оленёкское импактное событие ко второму этапу массивированных астероидных атак Земли: 2,8–2,4 млрд лет [Glikson, 2014].

Мощная толща платформенного чехла, под которой погребены породы экильской серии, развита на всей территории ОКС неравномерно [Государственная..., 2013]. Чехол сложен терригенными и карбонатно-терригенными рифей-вендскими, венд-кембрийскими, среднепалеозойскими, карбон-пермскими, ранне- и поздне триасовыми, раннемеловыми, юрскими и кайнозойскими структурными ярусами. Эти породы отлагались в условиях морского мелководья и прибрежных лагун, что может свидетельствовать о высоком гипсометрическом положении Оленёкской структуры, представляющей на пострифейском этапе развития свод, постепенно воздымающийся до настоящего времени.

Таким образом, накопление осадочно-вулканических пород экильской серии осуществлялось в ударном кратере и, по всей видимости, на раздробленном фундаменте, который состоял из коромантийной смеси. Это был длительно развивающийся процесс, в течение которого происходили дезинтеграция и размыв внутренних и внешних стенок кратера и пород – индикаторов импактного события. Весь этот материал сносился и накапливался преимущественно не только внутри кратера, но и частично за его пределами за счет размыва внешней части кольцевого вала. Полное заполнение кратера

терригенно-карбонатными отложениями мощностью 1 500 м произошло в рифее, что в сумме с осадочно-вулканическими образованиями экильской серии составляет 4 100 м [Старосельцев, Шишкин, Берилко, 2013]. Это согласуется с оценкой глубины ударного кратера.

К третьему следствию Оленёкского импактного события, ответственного за формирование структуры высокой магматической проницаемости, можно отнести концентрацию на относительно небольшом пространстве проявлений палеопротерозойского, рифейско-вендского, венд-нижнекембрийского, раннекембрийского позднедевон-каменноугольного и мезозойского магматизма [Государственная..., 2013; Киселев и др., 2015], включая многочисленные полихронные поля непродуктивных кимберлитов (см. рис. 1, с). Исключением служат трубка Дьянга с Rb-Sr возрастом 235–249 млн лет (546 кристаллов из объема  $108 \text{ м}^3$ ) и дайка Ж-79 (17 кристаллов из объема  $8,5 \text{ м}^3$ ) – Молодо-Уджинское кимберлитовое поле [Государственная..., 2013]. Это следствие можно связать с дрейфом Сибирской платформы как составной части субэкваториального докембрийского суперконтинента [Глуховский, Кузьмин, 2013]. Ее перемещение в высокие широты проходило через горячие поля, в том числе Исландское. По этой причине полихронный внутриплитный магматизм Оленёкской изверженной субпровинции по геохимическим показателям оказался адекватным плюмовым режимам [Киселев и др., 2015] в условиях подъема уровней астеносферы и геотермы  $1\,000^\circ\text{C}$  по «снопу» коро-мантийных разломов импактного происхождения. Это видно на профиле Мирный–Куойка в верхнем течении р. Молодо в центре ОКС [Griffin et al., 1999]. Его северо-восточный тренд от р. Оленёк по радиусу пересекает ОКС (рис. 1, а, с). По сравнению с кимберлитовыми полями Мирного и Удачного, отмечается резкий подъем верхней границы астеносферы в девоне от уровня 200–220 км (Мирный, Удачный) до 120 км в центре ОКС, равно как и границы юрско-триасовой изотермы  $1\,000^\circ\text{C}$ : с глубины 230–170 до 125 км (рис. 1, с). Можно думать, что окончательное становление ОКС как крупной положительной морфоструктуры (свода) произошло в позднеюрско-триасовое время в процессе подъема высокотемпературной изотермы по тектонически ослабленной постимпактной зоне, насыщенной очагами магм основного состава. Это обстоятельство можно отнести к четвертому следствию импактного события, которое, возможно, и предопределило гравитационный максимум в центре свода, по краям которого (в Прианабарской и Приленской частях) развиты богатейшие аллювиальные россыпи алмазов: Эбелях, Ыраас-Юрях, Гусиный, Холомолоох, Исток, Молодо и другие, в том числе заполняющие карстовые воронки.



**Рис. 2. Генерализованная схема находок алмазов в древних промежуточных коллекторах Анабаро-Ленской алмазоносной провинции по [Граханов и др., 2006] с упрощением**

1 – архейские образования Анабарского щита; 2 – граница Сибирской платформы; 3 – границы палеорифтов; 4 – разломы; 5 – внешний – а) и внутренний – б) контуры Оленёкской кольцевой структуры; 6 – Попигайская астроблема; 7 – ареалы полихронных (рифей – мел) осадочных пород с пунктами обнаружения алмазов

**Fig. 2. The generalized scheme for finding diamonds in the ancient intermediate collectors of the Anabar-Lena diamondiferous province by [Grahamov et al., 2006] with simplification**

1 – Archaean formations of the Anabar Shield; 2 – border of the Siberian platform; 3 – borders of paleorifts; 4 – faults; 5 – external – a) and internal – b) contours of Olenyok ring structure; 6 – Popigay astrobleme; 7 – Areas of polychronic (riphan – chalk) sedimentary rocks with points of detection of diamonds

Формирование этих россыпей происходило за счет разрушения и размыва промежуточных древних коллекторов с алмазами и их спутниками: пикроильменитом, хромшпинелидом и реже пиропом [Граханов и др., 2006] (рис. 2).

Россыпные месторождения неимпактных алмазов, связанные с масштабным импактным событием, подобным Оленёкскому, одним из следствий которого были выбросы газопылевого флюида насыщенного облака с обломками алмазоносной мантии и его рассеяния вокруг центра удара, демонстрирует и другой пример. Это гигантская древняя астроблема Бангуи (Banguí) в Центрально-Африканской республике [Girdler et al., 1999; Мальков, 2009]. Диаметр этой структуры по внешнему кольцу 800 км, площадь 700 тыс. км<sup>2</sup>. Эта астроблема, как и ОКС, отражена в аномальных магнитном и гравитационном полях, а ее природа, кроме этого, подтверждается находками импактитов. С этой астроблемой, условным возрастом 3,8–

3,9 млрд лет [Girdler et al., 1999], связывают богатые россыпи карбонадо как в протерозойских, так и в современных россыпях. Широкий ареал железа вокруг центра астероидного удара, возможно, связан с разрушением железного астероида. Алмазы встречаются как в пределах этого региона, так и на юго-востоке Бразилии, которая в раннем архее входила с Южной Африкой в состав единого континентального блока и, в частности, в зону геодинамического влияния астроблемы Бангуи.

Таким образом, концепция причинно-следственной связи позднеархейского импактного события и синхронного термо-флюидного взрыва с последующими этапами тектоно-магматической эволюции Оленёкской кольцевой структуры (включая версию о коренном источнике алмазов в древних и современных россыпях) гармонирует с представлениями о большом влиянии масштабных астероидных атак ранней Земли на многообразие необратимых геологических процессов нашей планеты.

## ЛИТЕРАТУРА

- Асхабов А.М., Мальков Б.А. Катаронная модель импактного генезиса карбонадо // Доклады Академии наук. 2010. Т. 435, № 2. С. 223–234.
- Афанасов В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Рылов Г.М., Томиленко А.А., Горайнов С.В., Юрьева О.П., Сонин В.М., Чепуров А.И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов V и VII разновидностей (по классификации Ю.Л. Орлова) // Вестник ВГУ. Сер. геология. 2000. Вып. 5 (10). С. 79–97.
- Глуховский М.З. Геологическая эволюция фундаментов древних платформ (нуклеарная концепция). М. : Наука, 1990. 215 с.
- Глуховский М.З., Кузьмин М.И. Котуйканская кольцевая структура: возможное свидетельство масштабного импактного события на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 1. С. 3–26.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-51 – Джарджан. Объяснительная записка / гл. ред. А.П. Кроначев. СПб. : ГМП РФ. ФГУП ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского, Картфабрика ВСЕГЕИ, 2013. 395 с.
- Граханов С.А., Шаталов В.И., Веретеников В.А., Егоров К.Н., Липашова А.Н., Помазанский Б.И., Селиванова В.В. Древние россыпи алмазов Сибирской платформы // Вестник ВГУ. Сер. геология. 2006. № 2. С. 167–177.
- Егоркин А.В., Чернышов Н.М., Данилова Е.Г., Кун В.В., Щеглова Л.Б. Региональное сечение через север Азиатского континента (профиль Воркута–Тикси) // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М. : Наука, 1980. С. 61–67.
- Киселев А.И., Кочнев Б.Б., Ярмолюк В.В., Егоров К.Н. Проявления нижнекембрийского плюмового магматизма на северо-востоке Сибирского кратона (Оленёкское поднятие) // Доклады Академии наук. 2015. Т. 465, № 6. С. 700–705.
- Коротченкова О.В., Чайковский И.И. Морфологическая характеристика алмазов из туффизитов месторождения «Ефимовское» Вишерского Урала // Известия Коми НЦ УРО РАН. 2012. С. 64–67.
- Мальков Б.А. Ксенолиты и ксенокристы в кимберлитах России. Сыктывкар : Коми пединститут, 2009. 96 с.
- Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. М. : Наука, 1984. 264 с.
- Петров А.Ф. Некоторые черты строения дорифейского фундамента восточной части Сибирской платформы // Тектоника Сибири. Новосибирск : Наука, 1985. Т. XII. С. 71–79.
- Ронка А.Б. Взрывные кратеры на Земле и планетах. М. : Мир, 1968. С. 96–104.
- Старосельцев В.С., Шишкин Б.Б., Берилко Г.А. Нижний протерозой Анабарской антиклизы – базальный комплекс чехла Сибирской платформы // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. № 3. С. 96–194.
- Girdler R.W., Taylor P.T., Frawley J.J. A possible impact origin Bangui magnetic anomaly (Central Africa) // Tectonophysics. 1999. V. 212, № 1–2. P. 45–58.
- Glikson A.Y. Archaean Geological and Geochemical. Windows into the Early Earth. N. Y. : Shpringer publ., 2014. 238 p.
- Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., Suzanne Y. O Reilly, Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and assembly of the Siberian craton // Tectonophysics. 1999. V. 3. P. 1–35.

**Автор:**

Глуховский Марат Зиновьевич, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Лаборатория тектоники консолидированной коры, Геологический институт РАН, Москва, Россия. E-mail: maratg31@yandex.ru

*Geosphere Research*, 2017, 4, 51–57. DOI: 10.17223/25421379/5/4

**M.Z. Glukhovskii**

*Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

**VAST IMPACT IN THE NEOARCHEAN TECTONO–MAGMATIC EVOLUTION  
OF THE OLENYOK RING STRUCTURE AND ITS AFTER-EFFECT**

Based on the analysis of remote sensing and geological and geophysical data, a version of the cause-and-effect relationship of the Late Archaean impact event (2.4–2.8 billion years) with subsequent (from the Paleoproterozoic to the Phanerozoic) eyles of the tectonic-magmatic evolution of the Olenyok ring structure is advanced. The impact event caused a synchronous thermo-fluid explosion and the formation of a vertical corundum structure of high magmatic permeability. The emission from the crater of a gas-dusty fluid-saturated cloud with diamonds of the disintegrated Precambrian mantle was accompanied by epigenetic processes of diamonds that passed through all the ancient intermediate reservoirs: from the Riphean to the modern industrial placers. The structures of high magmatic permeability in the Phanerozoic served as channels for the introduction of magmatic formations with geochemical characteristics of intraplate (plume) regimes during the drift of the Siberian platform from the equator to the high latitudes.

**Keywords:** impact event, thermal explosion, diamonds, Olenyok structure, Siberian craton.

**References**

- Askhabov A.M., Mals'kov B.A. Quataron model of the impact origin of carbonado // Doklady Earth Sciences. 2010. T. 435. № 1. pp. 1476–1477.

- Afanasov V.P., Eliseev A.P., Nadolinny V.A., Zinchuk N.N., Koptil' V.I., Rylov G.M., Tomilenko A.A., Goryaynov S.V., Yur'eva O.P., Sonin V.M., Chepurov A.I. *Mineralogiya i nekotorye voprosy genezisa almazov V i VII raznovidnostey (po klassifikatsii Yu.L. Orlova)* [Mineralogy and some issues of the genesis of diamonds of V and VII varieties (according to Yu. L. Orlov's classification)] // Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology. 2000. Vyp. 5(10). pp. 79–97. In Russian
- Glukhovskii M.Z. *Geologicheskaya evolyutsiya fundamentov drevnikh platform (nuklearnaya kontseptsiya)* [Geological evolution of the foundations of ancient platforms (nuclear concept)]. Moscow : Nauka, 1990, 215 c.
- Glukhovskii M.Z., Kuz'min M.I. The Kotuikan ring structure as possible evidence for a large impact event in the Northern Siberian Craton // Russian Geology and Geophysics. 2013. T. 54. № 1. pp. 3–26.
- Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii.* [State Geological Map of the Russian Federation] Masshtab 1 000 000 (tret'epokolenie). Seriya Anabaro-Vilyuyskaya. List R-51 - Dzhardzhan. Ob'yasnitel'naya zapiska. / Gl. redaktor A.P. Kronachev / S.-P.; GMP RF. FGUGP VSEGEI im. A.P. Karpinskogo. Kartfabrika VSEGEI, 2013, 395 c. In Russian
- Grakhanov S.A., Shatalov V.I., Veretennikov V.A., Egorov K.N., Lipashova A.N., Pomazanskiy B.S Selivanova V.V. *Drevnie rossypi almazov Sibirskoy platformy* [Ancient placers of diamonds of the Siberian platform] // Proceedings of Voronezh State University. Series: Geology. 2006. № 2. pp. 167–177. In Russian
- Egorkin A.V., Chernyshov N.M., Danilova E.G., Kun V.V., Shcheglova L.B. *Regional'noe sechenie cherez sever Aziatskogo kontinenta (profil' Vorkuta-Tiksi)* [The regional cross-section through the north of the Asian continent (the profile of Vorkuta-Tiksi)] // Seismicheskie modeli litosfery osnovnykh geostruktur territorii SSSR. Moscow: Nauka, 1980. pp. 61–67. In Russian
- Kiselev A.I., Egorov K.N., Kochnev B.B., Yarmolyuk V.V. Early Cambrian magmatism in the northeastern Siberian craton (Olenek Uplift) // Doklady Earth Sciences. 2015. T. 465. № 2. C. 1218–1223.
- Korotchenkova O.V., Chaikovskiy I.I. Morphological characteristics of diamonds from Efimovskoe deposit // Proceedings of the Komi Science Centre of the Ural Division of the Russian Academy of Sciences. 2012. pp. 64–67. In Russian
- Mal'kov B.A. *Ksenolity i ksenokristy v kimberlitakh Rossii* [Xenoliths and xenocrysts in kimberlites of Russia]. Syktyvkar: Komi pedinstitut. 2009. 96 p. In Russian
- Orlov Yu.L. *Mineralogiya almaza* [Diamond Mineralogy]. Moscow: Nauka, 1984, 264 c. In Russian
- Petrov A.F. *Nekotorye cherty stroeniya dorifeynskogo fundamenta vostochnoy chasti Sibirskoy platformy* [Some features of the structure of the pre-Riphean basement of the eastern part of the Siberian Platform] // Tektonika Sibiri. T.XII, Novosibirsk : Nauka, 1985, pp. 71–79. In Russian
- Ronka A.B. *Vzryvnye kratery na Zemle i planetakh* [Explosive craters on Earth and planets]. Moscow : Mir, 1968, C. 96–104. In Russian
- Starosel'tsev V.S., Shishkin B.B., Berilko G.A. *Nizhniy proterozoy Anabarskoy antyklizy – bazal'nyy kompleks chekhla Sibirskoy platformy* [The Lower Proterozoic of the Anabar anticline is the basal complex of the cover of the Siberian Platform] // Geologiya i mineral'no-syr'evnye resursy Sibiri. 2013. № 3. pp. 96–194. In Russian
- Girdler R.W., Taylor P.T., Frawley J.J. A possible impact origin Bangui magnetic anomaly (Central Africa) // Tectonophysics. 1999. V.212, № 1–2, 2012. P. 45–58.
- Glikson A.Y. *Archaean Geological and Geochemical. Windows into the Early Earth.* N-Y.; Shpringer publ., 2014, 238 p.
- Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., Suzanne Y. O'Reilly, Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and assembly of the Siberian craton // Tectonophysics. 1999. V.3. P. 1–35.

**Author:**

**Glukhovskii Marat Z.**, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Laboratory of Tectonics of the Consolidated Crust, Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia. E-mail: maratg31@yandex.ru

## МОДЕЛЬ ФЕЙЕРВЕРОЧНОГО ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ И СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

В.С. Бочкарев

НАО «Сибирский научно-аналитический центр», Тюмень, Россия

На основании известных фактов об особенностях строения Солнечной системы, включая деление планет на две группы – земную и газовых гигантов, особых тектоно-гидротермальных активизаций и катастроф на Земле, разработана взрывная модель превращения двойной звезды – Солнца и Елены Прекрасной – в существующую Солнечную систему, в которой закономерно расположены планеты. Они характеризуются в среднем результатом от произведения массы планеты до ее расстояния в точке, находящейся между поясом астероидов и Юпитером. Это произведение для плотных планет земной группы равно приблизительно 4, а для газовых гигантов – 500. От указанной точки в обе стороны массы планет закономерно убывают: от Юпитера к Нептуну и от Земли – к Плутону и Меркурию, что дает основание говорить об их взрывном происхождении.

**Ключевые слова:** катастрофы, тектоно-гидротермальные активизации, Земля, планеты, двойная звезда.

### Введение

Трудно себе представить, чтобы учитель в школе объяснил ученикам, как из космической пыли только путем ее вращения можно получить систему, состоящую из таких разнородных объектов, как газовые планеты, плотные планеты и астероиды и Солнце. При этом известно, что тяжелые химические элементы ряда железо–уран представлены только в планетах земной группы и астероидах с метеоритами. Между тем журнал «Наука и Жизнь». 2015. № 1 [Ледков, 2015] упорно утверждает, что современная астрофизика считает теорию Канта–Лапласа единственно верной. И, тем не менее, изучение Земли современными новейшими методами, такими как ионно-лазерный масс-спектрометр SHRIMP-II и сейсморазведочная томография, позволили вскрыть новые элементы строения и развития Земли, которые дали возможность перекинуть мостик к проблеме формирования Солнечной системы и особенностей ее строения. Предварительные аспекты этих исследований нами опубликованы в ряде статей [Бочкарев, Брехунцов, 2012; Бочкарев, Чувашов, 2015; Бочкарев, 2016]. В настоящее время удалось углубить эти исследования и представить результаты в более общем виде.

### Важнейшие факты и аргументы

Земля в последние десятилетия стала исследоваться новыми методами, и это сразу принесло интересные результаты. Например, применение сейсморазведочной томографии показало, что столбчатая структура планеты более информативна, чем сферическая расслоенность [Лаверов и др., 2013]. Установлено также, что такие важные сейсмические границы, как поверхность Мохоровичича, часто не выражены совсем или имеют ограниченные распро-

странения. Глубокое бурение на платформах и щитах и особенно использование новейших технических средств для определения абсолютного возраста цирконов на ионно-лазерном масс-спектрометре SHRIMP-II оказались одними из самых ярких достижений научной геологии. Этот метод позволил закрепить шкалу абсолютной геохронологии и дать результаты по древнейшим горным породам планеты, решить ряд задач, к которым в прежние годы нельзя было даже подступиться. К таким задачам можно отнести геотектоническое районирование по времени заложения складчатых (геосинклинальных) систем и областей. Словом, планета Земля теперь предстает в новом облике. Новые знания позволили перекинуть мостик от особенностей развития Земли к созданию Солнечной системы. Теперь каждый школьник будет знать, что наша система возникла не из космической пыли, а на определенном этапе эволюции двойной звезды в результате ее взрыва [Бочкарев, 2015]. Эта гипотеза ведет к новым научным основам по появлению на Земле тяжелых химических элементов типа железо–уран и формированию рудных месторождений.

Наша фейерверочная гипотетическая модель была разработана исходя из катастроф на Земле типа цунами, глубокофокусных землетрясений, вулканизма, геосолитонов и суперплюмов [Добрецов, 1997], глубинных явлений, дающих информацию о состоянии Земли и ее развитии, в том числе через аномально высокое содержание урана (до 74 000 г/т) в молодых цирконах, маркирующих периодические тектоно-гидротермальные активизации в последнюю эпоху от 180 до 20 млн лет [Бочкарев, 2012]. Земля – не умершая планета, а активный объект, вращение которого в среднем через 10 млн лет то ускоряется, то замедляется [Бочкарев, Чувашов, 2015]. Эта сложная информация почему-то не волнует астрофизиков, предпочитающих иметь дело с туманностью Канта и

Лапласа, давно устаревшей, или микрочастицами [Лавовская, 2016]. Для наглядности представим себе Солнечную систему в виде линии – парада планет, вдоль которой последовательно выстроились Солнце, далее планеты земной группы: Меркурий, Венера, Земля, Марс и астероиды; затем идут планеты – газовые гиганты: Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун (рис. 1).

Из расположения планет вытекают фундаментальные закономерности: ось делит планеты на две естественные группы – малые, плотные планеты, расположенные ближе к Солнцу, и гиганты, удаленные от Солнца. Планеты вращаются вокруг Солнца и расположены не вперемешку, а по компактным группам. Затем мы видим, что от упомянутой оси в обе стороны сначала расположены более массивные планеты, а затем все мельче и мельче. Это ряд Юпитер, Сатурн и Уран с Нептуном; другой ряд, с некоторым исключением, образуют Земля, Венера, Меркурий. Важно, что уменьшение по массе планет происходит пропорционально расстоянию от делящей оси так, что произведение массы планеты ( $m$ ) на расстояние от оси ( $L$ ) – величина в среднем одна и та же у каждой группы планет, т.е. у гигантов произведение близко к 500, а у плотных планет, даже если сюда присоединить недавно «отвергнутый» Плутон, оно равно 4.

Такие закономерности наводят на мысль, что в далеком прошлом, около 5–6 млрд л. н., все планеты разлетелись в разные стороны по закону Ньютона

$$F = m * a = \frac{mV}{t} = \frac{mL}{t^2},$$

т.е. отобразили взрывное происхождение. Их первоначальный «жилой дом» – звезда (?), находился между поясом астероидов и Юпитером. Вероятность этого предположения очень велика, так как все планеты вращаются вокруг Солнца не по круговым орбитам, а по эллипсам, т.е. должны были иметь в прошлом два

Солнца или две звезды, одна из которых таинственным образом исчезла. Мы ее назвали Еленой Прекрасной (далее – Е.П.) как символ бывшего некогда взрыва или взрывной модели образования Солнечной системы [Бочкарев, 2015, 2016] (см. рис. 2, 3).

Отмеченные закономерности строения Солнечной системы общеизвестны, но они никак не объясняются и не вытекают из популярной теории Канта–Лапласа. Более того, они противоречат этой теории. У нас Солнце и Елена Прекрасная зародились раньше планет, а у Канта и Лапласа – позже и только Солнце.

Обратим внимание на главное. Это наличие тяжелых химических элементов типа железо–уран на Земле, плотных планетах и в метеоритах; данные элементы практически отсутствуют на Солнце и у газовых гигантов. Спрашивается, как это могло произойти, по теории Канта и Лапласа, из однородной туманности только за счет ее вращения?

В нашей гипотезе двойная звезда – Солнце и Е.П. – эволюционировала путем сближения, и в один прекрасный момент она взорвалась: ударная волна сорвала оболочку звезд и сформировала планеты-гиганты, которые разлетелись в соответствии с  $F \approx mL$ . При этом, согласно В.Е. Фортову [Лаверов и др., 2013], ударная волна вызывает резкое увеличение температуры и давления, которые, будем считать, у Е.П. сформировались в плазменных или кварк-глюон-плазменных условиях, дав тяжелые химические элементы, вызвавшие коллапс Е.П. и ее эволюцию по пути к белому карлику. Вероятно, Е.П., достигнув за считанные секунды стадии нейтронной звезды, взорвалась, породив плотные планеты земной группы, которые расположились также в соответствии с законом Ньютона и законом подобия обломков [Садовский, 1979].

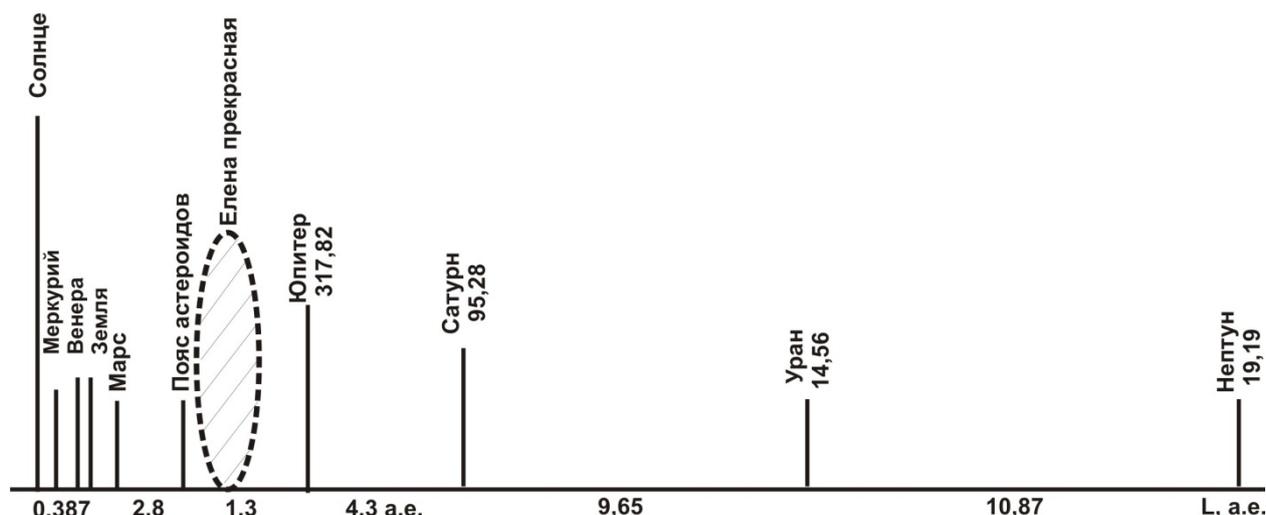


Рис. 1. Схема структуры Солнечной системы 5,0 млрд л. н.

Fig. 1. Diagram of the structure of the Solar system 5.0 billion years ago

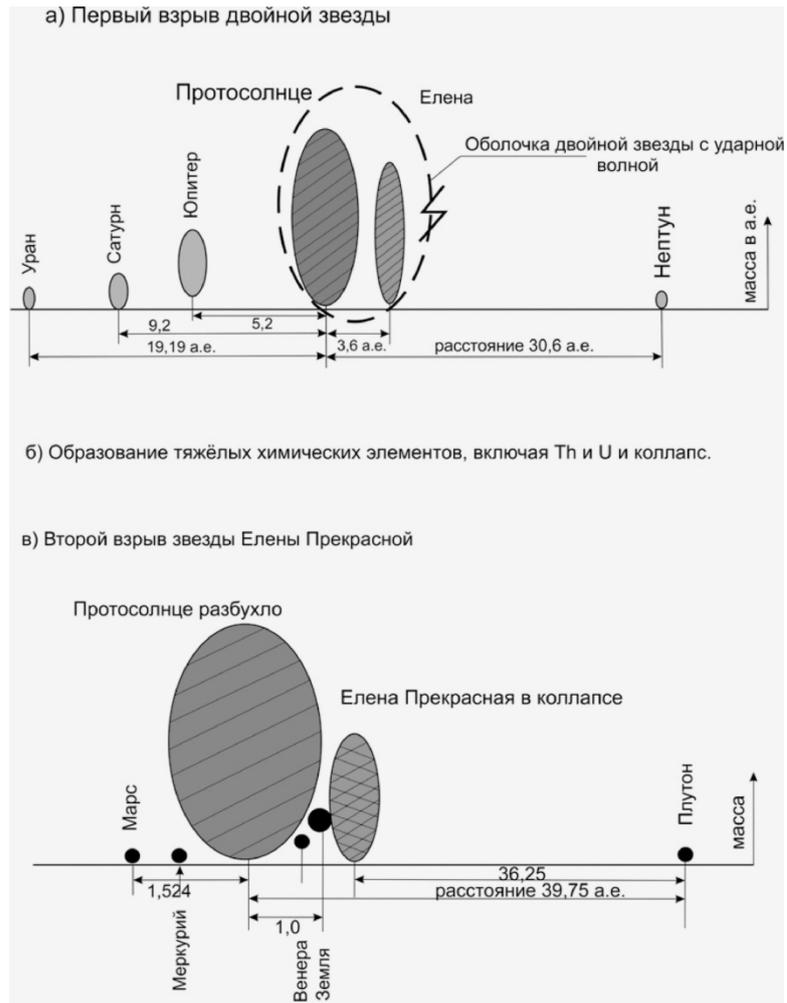


Рис. 2. Этапы становления Солнечной системы

Fig. 2. Stages of the formation of the solar system

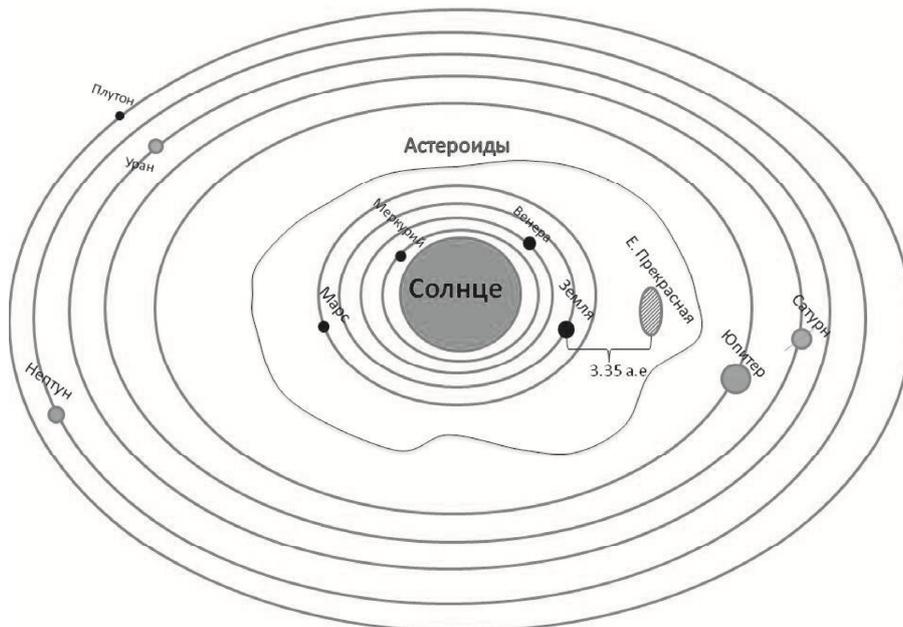


Рис. 3. Схема Солнечной системы около 5,0 млрд л. н.

Fig. 3. Diagram of the Solar system about 5.0 billion years ago

Как мы отметили, трудности в этой гипотезе составляет Марс с его небольшой массой. Можно думать, что он, Луна и астероиды – все вместе в прошлом составляли одну планету, наиболее близкую к Е.П., массой около 2 а.е., т.е. большей, чем Земля. Некоторую загадку, нами не решенную, представляет собой Уран, масса которого в 2 раза меньше, чем нам хотелось, т.е. в этом случае падение масс газовых планет от Юпитера к Нептуну носило бы более закономерный характер. Реальность же тол-

кает к тому, что наша гипотеза еще достаточно схематична и требует математической доработки. Но отдельные элементы ее, как формирование тяжелых химических элементов, явно вписываются в новейшие данные на этот счет. В журнале «Наука и жизнь» [Наука и жизнь, 2016] была опубликована статья с запоздавшим открытием – наличие у белого карлика (?) тяжелых химических элементов, подчеркнув их отсутствие у взрывающихся сверхновых звезд (рис. 4).

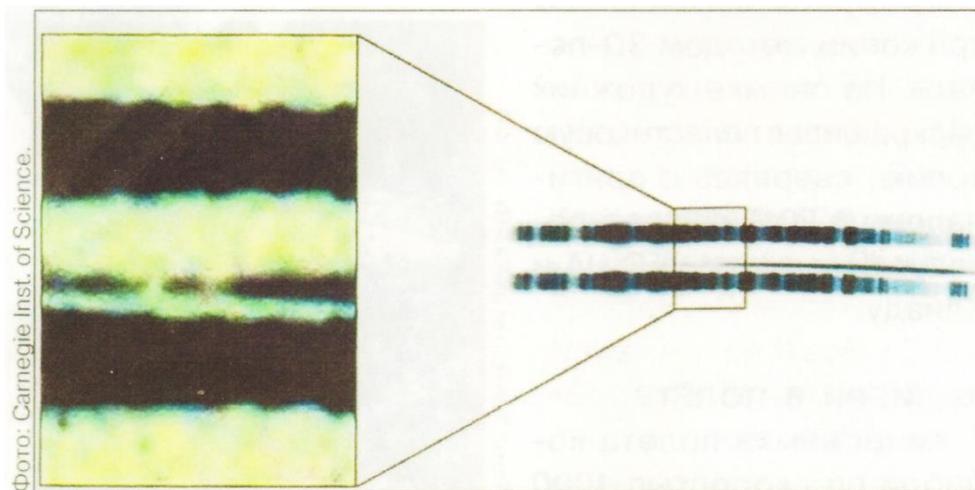


Рис. 4. Запоздавшее открытие. Линии поглощения на белом карлике, связанные с тяжелыми химическими элементами, которых не бывает в звездах [Наука и жизнь, 2016]

Fig. 4. Delayed discovery. Absorption lines on a white dwarf associated with heavy chemical elements that do not exist in stars [Nauka i zhizn, 2016]

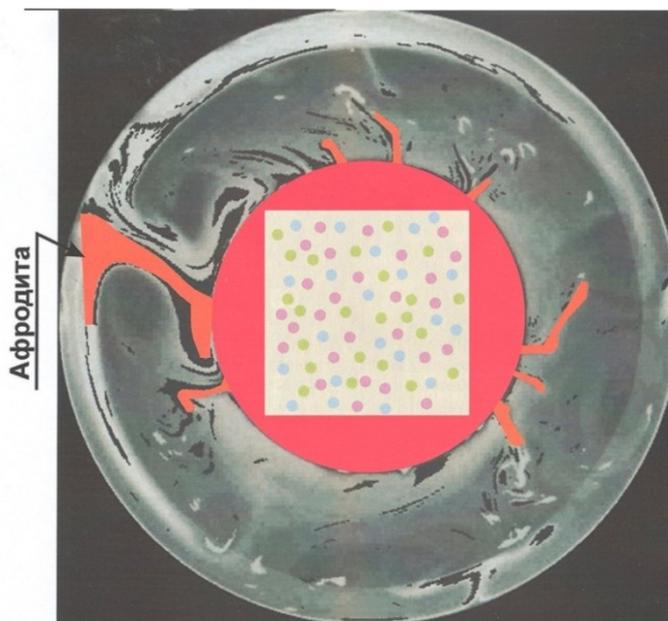


Рис. 5. Общемантийный поток вещества – томографическая модель Земли по [Лаверову и др., 2013] и «кварковый суп» по В.Е. Фортову [Лазовская, 2016]

Красным показано лучисто-плазменное ядро, оранжевым – потоки вещества от ядра к поверхности «афродиты»

Fig. 5. General airflow of matter - tomographic model of the Earth according to [Laverov et al., 2013] and "quark soup" according to V.E. Fortov [Lazovskaya, 2016]

Red shows the radiant-plasma core, orange – flows of matter from the core to the surface of the "aphrodite"

Отметим также, что получение принципиально новой информации о строении Земли по томографической сейсморазведке и наличию аномально высокого содержания урана по U-Pb методу на SHRIMP-II [Бочкарев, 2015] в молодых цирконах, что не свойственно древним цирконам, например старше 500 млн лет, четко позволило говорить о другой Земле [Блинов, 2003; Бочкарев, 2015]; ядро Земли – не жидкое и не твердое, а лучисто-плазменное [Лазовская, 2016]; Земля «живет» кипучей деятельностью, отображаемой, в частности, множеством вулканов и глубоководных землетрясений, которые уже в 1946 г. позволили принципиально по-новому взглянуть на процессы формирования складчатых систем и рудоносных узлов. В то же время именно важнейшие факты заставляют геодинамические модели видеть в ракурсе классической тектоники, начатой Э. Зюссом, Э. Огом и А.П. Карпинским в виде волновой геодинамики, и уйти от мифических представлений, например о перемещении 250 млн л. н. Сибири в область Исландской горячей точки. Невероятность такой «геодинамики» становится очевидной, если использовать даже вузовские знания по теоретической механике и сопромату.

Этот «мусор» в науке сам по себе не достоин упоминания, но он создает региональный фон, который заслоняет важные результаты и настоящего, и прошлого.

Как видим, предполагаемая модель образования Солнечной системы из двойной звезды объясняет нам многое, например, почему не все звезды испытывают коллапс или так редко формируются тяжелые химические элементы, которые на Земле ведут к рудообразованию.

Современная модель строения Земли, учитывая идеи В.Е. Фортова, отображена на рис. 5, где есть место суперплюмам и кваркам [Лаверов и др., 2013; Лазовская, 2016].

### Заключение

Увлечение получением все новых и новых микро-частичек для «кваркового супа» хотя и подогревается нобелевскими премиями, все же направление в теоретической физике малозначимое. Вспомним В.И. Ленина, который более 100 лет назад заявил, что ядро атома – речь идет о частицах – неисчерпаемо. Здесь бесполезно искать конечные микрочастицы, из которых построена материя. Представляется более плодотворным противоположное направление – как образуются конкретно тяжелые химические элементы, распространенные в планетах земной группы, в астероидах и метеоритах? Где родоначальник урановых, медных и железных руд? Все вышеперечисленное помогло бы более точно рассчитать запасы этих руд на Земле.

### ЛИТЕРАТУРА

- Блинов В.Ф.** Растущая Земля: из планет в звезды. М.: Изд-во науч. и учеб. лит-ры, 2003. 256 с.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М.** Новая модель строения и эволюции планеты Земля // Горные ведомости. 2012. № 3 (94). С. 6–15.
- Бочкарев В.С.** Геодинамика Урало-Сибирского региона, планеты Земля – как звена и зеркала эволюции Вселенной // Горные ведомости. 2012. № 9 (100). С. 6–14.
- Бочкарев В.С.** Причина появления рудоносных химических элементов на планете Земля. Металлогения и планетология // Горные ведомости. 2015. № 12 (139). С. 6–21.
- Бочкарев В.С.** Тектонические и геодинамические аспекты рудогенеза планеты Земля в ракурсе ее появления. Материалы XLVIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2016. Т. 1. С. 60–64.
- Бочкарев В.С., Чувашов Б.И.** Особенности пульсации Земли в фанерозойское время // Горные ведомости. 2015. № 3 (130). С. 6–13.
- Добрецов Н.Л.** Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220–223.
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шпилов Э.В.** Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.
- Лазовская Е.** Академик Владимир Фортов: «Очарование науки – в ее непредсказуемости» // Наука и жизнь. 2016. № 1. С. 3–7.
- Ледков А.** Астероиды – источники опасности и объекты исследований // Наука и жизнь. 2015. № 1. Наука и жизнь. 2016. № 9. С. 57.
- Садовский М.А.** Естественная кусковатость горной породы // Доклады АН СССР. 1979. Т. 247, № 4. С. 829–831.

### Автор:

**Бочкарев Владимир Савельевич**, кандидат геолого-минералогических наук, начальник отдела, заведующий сектором неотектоники и геодинамики отдела региональной геологии НАО «Сибирский научно-аналитический центр», Тюмень, Россия. E-mail: sibnac@sibnac.ru

V.S. Bochkarev

## MODEL OF FIREWORKS FORMATION OF THE EARTH AND SOLAR SYSTEM

«Siberian Scientific-Analytical Center», Tyumen, Russia

Represented explosive transformation model of binary star – Sun and Helen of Troy – into existing planetary system with logical planet position is given on the basis of actual information on peculiarities of planetary system structure considering breakdown of planets into Earth and gas giant groups, special tectonic and hydrothermal activation and Earth catastrophes. Planets characterized by average product of planetary mass and distance to the point between asteroid belt and Jupiter. This parameter for dense planets of Earth group approximately equals to 4, and for gas giants is 500. Masses of planets are gradually decreasing with distance from this point: from Jupiter to Neptune, as well as from Earth to Pluto and Mercury, that suggests their explosive origin.

**Keywords:** catastrophes, tectonic and hydrothermal activation, Earth, planets, binary star.

## References

- Blinov V.F. *Rastushchaya Zemlya: iz planet v zvezdy* [Growing Earth: from planets to stars.]. Moscow : Izd-vo nauch. i ucheb. lit-ry, 2003. 256 p. In Russian
- Bochkarev V.S., Brekhuntsov A.M. *Novaya model' stroeniya i evolyutsii planety Zemlya* [A new model of the structure and evolution of the planet Earth] // *Gornye vedomosti*. 2012. № 3 (94). P. 6–15. In Russian
- Bochkarev V.S. *Geodinamika Uralo-Sibirskogo regiona, planety Zemlya – kak zvena i zerkala evolyutsii Vselennoy* [Geodynamics of the Ural-Siberian region, the planet Earth - as a link and mirrors of the evolution of the universe] // *Gornye vedomosti*. 2012. № 9 (100). P. 6–14. In Russian
- Bochkarev V.S. *Prichina poyavleniya rudonosnykh khimicheskikh elementov na planete Zemlya. Metallogeniya i planetologiya* [The reason for the appearance of ore-bearing chemical elements on the planet Earth. Metallogeny and planetology] // *Gornye vedomosti*. 2015. № 12 (139). P. 6-21. In Russian
- Bochkarev V.S. *Tektonicheskie i geodinamicheskie aspekty rudogeneza planety Zemlya v rakurse ee poyavleniya* [Tectonic and geodynamic aspects of the ore genesis of the planet Earth in the perspective of its appearance] / *Materialy XLVIII Tektonicheskogo soveshchaniya*. Moscow : GEOS, 2016. V. 1. P. 60–64. In Russian
- Bochkarev V.S., Chuvashov B.I. *Osobennosti pul'satsii Zemli v fanerozoyskoe vremya* [Features of Earth's pulsation in the Phanerozoic time] // *Gornye vedomosti*. 2015. № 3 (130). P. 6–13. In Russian
- Dobretsov N.L. *Permo-triasovyy magmatizm i osadkonakoplenie v Evrazii kak otrazhenie superplyuma* [Permo-Triassic magmatism and sedimentation in Eurasia as a reflection of the super-plume] // *Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences. Earth Science Sections*. 1997. V. 354, № 2. P. 220–223. In Russian
- Laverov N.P., Lobkovsky L.I., Kononov M.V., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Sokolov S.D., Shipilov E.V. A geodynamic model of the evolution of the arctic basin and adjacent territories in the Mesozoic and Cenozoic and the outer limit of the Russian continental shelf // *Geotectonics*. 2013. V. 47. № 1. P. 1–30.
- Lazovskaya E. *Akademik Vladimir Fortov: «Ocharovanie nauki – v ee nepredskazuemosti»* [Academician Vladimir Fortov: "The fascination of science - in its unpredictability"] // *Nauka i Zhizn'*. 2016. № 1. P. 3–7. In Russian
- Ledkov A. *Asteroidy – istochniki opasnosti i ob"ekty issledovaniy* [Asteroids - sources of danger and objects of research] // *Nauka i Zhizn'*. 2015. № 1. In Russian
- Nauka i Zhizn'*. 2016. № 9. P. 57 In Russian
- Sadovskiy M.A. *Estestvennaya kuskovatost' gornoy porody* [Natural lumpiness rock] // *Doklady of the Academy of Sciences of the USSR. Earth Science Sections*. 1979. V. 247, № 4. P. 829–831. In Russian

**Author:**

**Bochkarev Vladimir S.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Head of the Sector of Neotectonics and Geodynamics, Department of Regional Geology of the NAO "Siberian Scientific Analytical Center", Tyumen, Russia. E-mail: sibnac@sibsac.ru

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ГИДРОЛОГИЯ

УДК 551.578.46

### ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА И РАСТИТЕЛЬНОСТИ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В БАССЕЙНАХ МАЛЫХ РЕК

Н.С. Евсева<sup>1</sup>, А.И. Петров<sup>1</sup>, М.А. Каширо<sup>1</sup>, З.Н. Квасникова<sup>1</sup>, А.С. Батманова<sup>1</sup>, А.В. Хон<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

<sup>2</sup>Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

По материалам ландшафтно-маршрутных снегосъемок в кедровом лесу и на пашне в бассейне р. Басандайка за 1988–2017 гг. был произведен сравнительный анализ основных характеристик снежного покрова в разные по снежности годы. Результаты анализа позволяют сделать следующие выводы: толщина снежного покрова в кедровом лесу изменяется от 27 до 72 см, составляя в среднем 58 см, на пашне – от 0 до 240 см, в среднем 53 см; плотность снежного покрова в кедровом лесу колеблется от 0,19 до 0,24 г/см<sup>3</sup>, в среднем 0,21 г/см<sup>3</sup>, на пашне – от 0,21 до 0,32 г/см<sup>3</sup>, в среднем 0,27 г/см<sup>3</sup>; снегозапас изменяется от 58 до 220 мм; в среднем – от 142 до 157 мм. Значительная неравномерность в распределении снежного покрова, зависящая от метелевого переноса, микрорельефа и растительности на исследуемой территории, влияет на процессы формирования стока талых вод, развитие водной эрозии и дефляции почв.

**Ключевые слова:** толщина, плотность снежного покрова, рельеф, растительность, метели, ключевой участок, подтайга.

#### Введение

Снег – одно из характерных явлений природы в полярных и умеренных широтах Земли. Ежегодно в холодное время года примерно четвертая часть планеты покрыта снегом (115 млн км<sup>2</sup>), а масса сезонного снега оценивается в  $17 \times 10^{12}$  т [Котляков, 2012]. Снежный покров (СП) оказывает большое влияние на природные процессы и жизнедеятельность людей – на климат, температурный режим и степень увлажнения почв, глубину их промерзания; играет существенную роль в формировании весеннего стока рек, влияет на геоморфологические процессы, функционирование ландшафтов, жизнь растений и животных и др.

Анализ литературных источников по изучению снежного покрова [Рихтер, 1948; География, 1960; Снег, 1986; Кренке, Китаев, Турков, 1997; Коломыц, 2008, 2013; Бутюгин, 2008; Горбатенко, 2012; Трофимова, Балыбина, 2014] показал, что в разных зональных и региональных условиях существенно варьируют такие важные характеристики снежного покрова, как толщина, плотность, продолжительность залегания, а также стратиграфия снежной толщи. Это связано с особенностями зимнего режима той или иной территории.

Кроме того, снежный покров – один из наиболее чувствительных индикаторов изменения климата холодного периода года, так как его характеристики зависят от изменений климата, во многом и определяя их, поскольку являются связующим звеном меж-

ду климатическими и гидрологическими процессами [Шмакин, 2010; Котляков, 2012; Горбатенко, 2012; Евсева и др., 2016] и др.

Как известно, синоптические процессы определяют общее и фоновое количество выпавшего снега, а его пространственное накопление зависит от природной зоны, рельефа, растительности, ветрового режима, метелевого переноса и др. Влияние каждого фактора обусловлено площадью исследуемой территории и может быть проанализировано с использованием различного фактического материала. Пространственная изменчивость основных характеристик СП обычно рассматривается в трех масштабах – макро-, мезо- и микромасштабах. Большинство работ, характеризующих СП, основаны на данных снегомерных наблюдений сети гидрометеостанций и охватывают территории водосборов в сотни и тысячи квадратных километров. Изучение локальных влияний рельефа, растительности, шероховатости поверхности местности и др. хорошо прослеживается на уровне микромасштаба на ключевых участках водосборов. Как отмечает [Шутов, 1994], несмотря на обширный опыт изучения СП, остаются актуальными в своих новых аспектах и приложениях моделирование стока с лесных водосборов, достоверная интерпретация результатов аэрокосмической съемки, регулирование снегозапасов и талого стока посредством лесохозяйственных мероприятий и др.

В настоящей статье рассмотрено влияние рельефа и растительности на распределение снежного покрова. Особенностью данной работы является то, что

большая часть действующих метеостанций на территории Томской области расположена в долинах крупных рек – Оби, Томи, Васюгана, Чаи, Кети, Тыма, Чулыма. Вследствие этого исследования аккумуляции снега за зиму на междуречьях в бассейнах малых рек, освоенных в хозяйственном отношении, могут внести существенный вклад в изучение снежного покрова и его роли в природных и природно-антропогенных ландшафтах. Такие исследования также важны при использовании данных метеорологических наблюдений для различных прогнозов [Дерюгин, 1990].

### Объект и методы исследования

Объект исследования – снежный покров зоны подтайги в пределах Томской области. Предмет исследования – сравнительный анализ основных характеристик снежного покрова в разные по снежности годы в зависимости от рельефа и растительности для слабоизученных территорий (на примере данных ключевых участков, расположенных в бассейне р. Басандайка).

Бассейн малой реки Басандайка расположен на юго-востоке зоны подтайги Западно-Сибирской равнины. Река Басандайка – правый приток р. Томи в районе г. Томска, ее длина – 57 км, площадь водосбора составляет 402 км<sup>2</sup>. На протяжении 30 лет, с 1988 по 2017 гг. включительно, ежегодно перед

началом снеготаяния и по ходу этого процесса проводятся ландшафтно-маршрутные снегосъемки на ключевых участках в пределах северного макросклона междуречья малых рек Басандайки – Тугояковки в районе села Лучаново (рис. 1).

Влияние рельефа и растительности на накопление СП изучалось по профилям, заложенным на пашне и в кедровом лесу, суммарной длиной около 7 км. Измерения толщины и плотности снежного покрова производились в зависимости от площади репрезентативных участков. Плотность снежного покрова в кедровом лесу и на пашне определялась в 5–10 точках и более в зависимости от длины профиля. Общее количество измерений толщины снежного покрова на ключевых участках составляло 50–200 [Евсеева, Квасникова, 2015; Евсеева и др., 2016]. Методы оценки однородности рядов наблюдений производилось по параметрическим критериям Фишера и Стьюдента. Для восстановления пропусков в рядах наблюдений СП использовали корреляционный и регрессионный методы. При определении оценок параметров кривых распределения основных характеристик снежного покрова использовался метод моментов, а при расчетах значений толщины и снегозапаса снежного покрова принятой обеспеченности применяли трехпараметрическое распределение С.Н. Крицкого и М.Ф. Менкеля [Магрицкий, 2014]. Для исследования динамики основных характеристик снежного покрова использовался тренд-анализ.

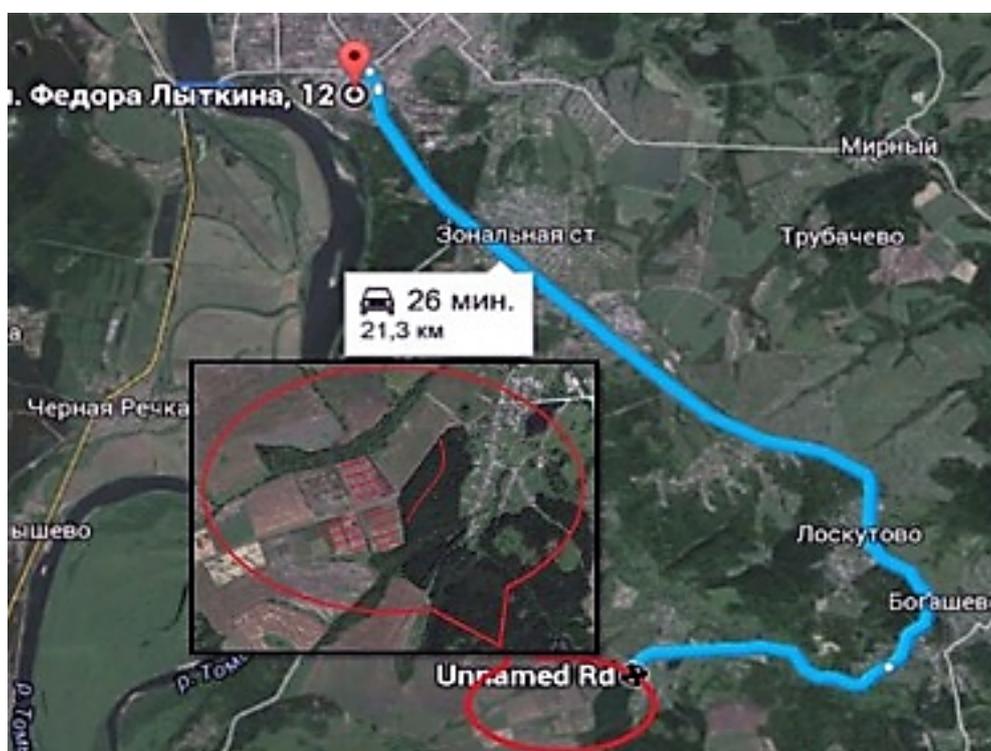


Рис. 1. Схема расположения ключевых участков с. Лучаново

Fig. 1. The layout of the key sections of Luchanovo

### Обсуждение результатов

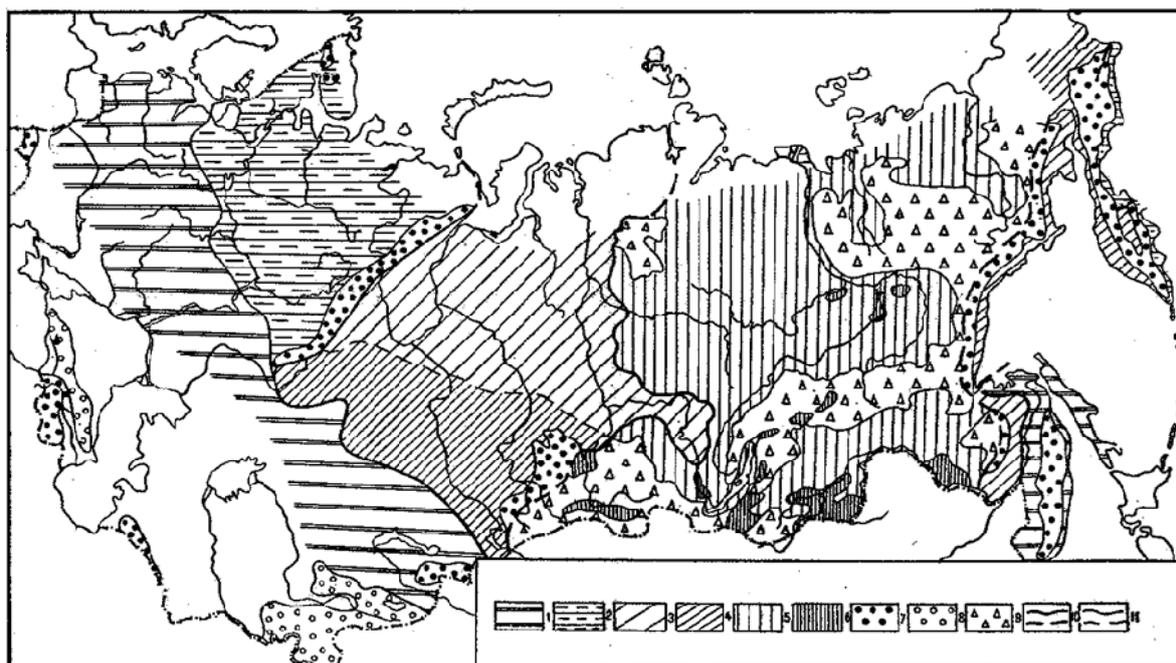
В соответствии со схемой районирования территории России и стран ближнего зарубежья по географическим типам и подтипам формирования и развития снежного покрова по Э.Г. Коломьцу [Коломьц, 2013] на исследуемой территории развит смешанный (эписингенетический) тип формирования и развития снежного покрова (рис. 2).

Для него характерны значительная толщина СП (40–70 см), плотность снега от 0,19–0,20 до 0,23–0,25 г/см<sup>3</sup>, меньшая первичная дифференциация толщи и более четкие следы ее эволюции по траектории конструктивного метаморфизма. На карте (рис. 2) отражены лишь общие закономерности географического типа формирования и развития снежного покрова, в реальности они весьма изменчивы в пределах одной зоны, подзоны и в широтном направлении, а также в зависимости от рельефа и растительности.

Среднегодовая годовая сумма осадков на исследуемой территории, по данным метеостанции г. Томск, – 617 мм, из них на долю твердых осадков

приходится до 34 %. Средняя дата устойчивого залегания СП за период 1955–2016 гг. приходится на 26 октября. Самая ранняя дата устойчивого залегания СП за 1987–2017 гг. наблюдалась 5 октября 2006 г., самая поздняя – 21 ноября 2005 г. Продолжительность залегания СП изменялась от 165 дней (зима 2005–2006 г.) до 207 (зима 1997–1998 г.), составив в среднем 177 дней, а за последние 30 лет – 187 дней.

По данным за 30-летний период наблюдений в бассейне р. Басандайка, определены толщина, плотность и снегозапас (табл. 1) на момент наибольшего снегонакопления за зиму до начала снеготаяния. Из табл. 1 видно, что в разные по снежности годы толщина снежного покрова в кедровом лесу колеблется в пределах 27–72 см, плотность, соответственно, от 0,19 до 24 г/см<sup>3</sup>, снегозапас – от 51 до 171 мм, в среднем составляя 124 мм. На полевых участках толщина варьирует от 22 до 85 см, плотность – соответственно от 0,21 до 32 г/см<sup>3</sup>, снегозапас – от 53 до 220 мм. По данным анализа снегозапаса за зиму перед началом снеготаяния на открытых полевых участках ( $S_{\text{ср. п}}$ ) и в кедровом лесу ( $S_{\text{ср. л}}$ ), установлено соотношение  $S_{\text{ср. п}}/S_{\text{ср. л}}$ , равное 1,15–1,23.



**Рис. 2. Схема районирования территории России и ближнего зарубежья по географическим типам и подтипам формирования и развития снежного покрова [Коломьц, 2013]**

Сингенетический тип: 1 – первый подтип; 2 – второй подтип. Переходный тип: 3 – первый подтип; 4 – второй подтип. Эпигенетический тип: 5 – первый подтип; 6 – второй подтип. Полигенетический тип: 7 – с преобладанием сингенеза во всех высотных поясах; 8 – с переходом от сингенеза в предгорьях и низкогорьях к переходному типу в высокогорьях; 9 – с переходом от эпигенеза в нижних поясах гор к переходному типу в высокогорье. Границы: 10 – типов, 11 – подтипов

**Fig. 2. Scheme of regionalization of the territory of Russia and the near abroad by geographic types and subtypes of formation and development of the snow cover [Kolomits, 2013]**

Syngenetic type: 1 – the first subtype; 2 – the second subtype. Transitional type: 3 – the first subtype; 4 – the second subtype. Epigenetic type: 5 – the first subtype; 6 – the second subtype. Polygenetic type: 7 – with predominance of syngeneses in all high-altitude belts; 8 – with the transition from syngeneses in the foothills and low mountains to a transitional type in the highlands; 9 – with the transition from epigenesis in the lower mountain belts to the transitional type in the highlands. The boundaries: 10 – types, 11 – subtypes

Наблюдения на ключевых полевых участках (рис. 3) за снежным покровом по данным снегосъемок в микромасштабе показывают существенные вариации его характеристик. Толщина снежного покрова (табл. 1), определенная за многолетний период, в разных ландшафтах изменяется в среднем от 38 до 58 см. Наибольшая толщина снежного покрова в

поле агроландшафтов колеблется от 11 до 67 см, но в сугробах достигает 240 см, возможно, и более [Евсеева и др., 2016]. Для полевых участков характерна высокая изменчивость плотности снежного покрова – от 0,23 до 0,32 г/см<sup>3</sup>, зависящая от агрофона, микрорельефа, экспозиции склона, метелевого переноса снега и других факторов.

Таблица 1

Характеристики снежного покрова на ключевых участках за 1988–2017 гг.

Table 1

Snow cover characteristics in key areas for 1988–2017

Ключевые участки – урочища	Толщина, см				Плотность, г/см <sup>3</sup>		Снегозапас, мм			
	$H_{cp}$ , см	$C_v$	$H_{max}$ , см	$H_{min}$ , см	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$C_v$	$S_{cp}$ , мм	$C_v$	$S_{max}$ , мм	$S_{min}$ , мм
Кедровый лес	58	0,17	$\frac{72}{1997 \text{ г.}}$	$\frac{27}{2012 \text{ г.}}$	0,21	0,07	124	0,20	$\frac{171}{2013 \text{ г.}}$	$\frac{51}{2012 \text{ г.}}$
Поле (пашня) склон южной экспозиции	53	0,22	$\frac{80}{2010 \text{ г.}}$	$\frac{27}{1996 \text{ г.}}$	0,27	0,11	142	0,27	$\frac{194}{1997 \text{ г.}}$	$\frac{161}{1996 \text{ г.}}$
Поле (пашня) склон северной экспозиции	57	0,29	$\frac{85}{2010 \text{ г.}}$	$\frac{22}{1990 \text{ г.}}$	0,27	0,11	153	0,31	$\frac{220}{2017 \text{ г.}}$	$\frac{54}{1990 \text{ г.}}$
Распаханная ложбина, склон южной экспозиции	38	0,32	$\frac{67}{2010 \text{ г.}}$	$\frac{18}{1996 \text{ г.}}$	0,27	0,09	104	0,31	$\frac{161}{1997 \text{ г.}}$	$\frac{53}{1989 \text{ г.}}$

*Примечание:*  $H_{cp}$ ,  $H_{max}$ ,  $H_{min}$  – среднееголетняя, наибольшая и наименьшая толщина снежного покрова, см;  $C_v$  – коэффициент изменчивости толщины, плотности и снегозапаса снежного покрова;  $\rho$  – плотность снега, г/см<sup>3</sup>;  $S_{cp}$ ,  $S_{max}$ ,  $S_{min}$  – среднееголетний, наибольший и наименьший снегозапас в конце зимы перед началом снеготаяния, мм.

*Note:*  $H_{cp}$ ,  $H_{max}$ ,  $H_{min}$  – the average annual, the largest and smallest thickness of the snow cover in cm;  $C_v$  – coefficient of variability of thickness, density and snow cover of the snow cover;  $\rho$  – density of snow, g/cm<sup>3</sup>;  $S_{cp}$ ,  $S_{max}$ ,  $S_{min}$  – average annual, largest and smallest snowfall at the end of winter before snow melting, mm.



Рис. 3. Схема размещения ключевых участков в районе с. Лучаново

Fig. 3. Layout of key sites in the area of Luchanovo

Основными причинами неравномерного залегания снежного покрова являются метелевой перенос, микрорельеф, растительность. Метелевой перенос – горизонтальное перемещение рыхлого снега ветром с образованием надувов и сугробов. Метели – характерное явление для территории, они возможны с октября по май, но наибольшая их активность наблюдается в декабре и январе. Среднее число дней с метелью в эти месяцы в зоне подтайги достигает 5,2 [Журавлев, 2013]. Средняя продолжительность метели за 2000–2011 гг. составила 2,6 ч, но может продолжаться до 42,5 ч. Средние скорости ветра в зимние месяцы на исследуемой территории 4 м/с, максимальные скорости достигают 20–25 м/с [Евсева, Квасникова, 2015].

Ветер характеризуется порывистостью. Порывы ветра на высоте одного метра над поверхностью земли достигают 15–25 м/с. Критические скорости ветра, необходимые для начала метелевого переноса, составляют: для свежеснеженного сухого рыхлого снега при температуре  $-2,5^{\circ}\text{C}$  – 0,15 м/с; для сухого слегка уплотненного снега – 0,27 м/с; для снега, отложенного несколько часов назад при температуре  $0^{\circ}\text{C}$ , – 0,40 м/с; для старого затвердевшего снега, уплотненного ветром, – 1 м/с [Снег, 1986]. Установлено, что во время метелей при скорости ветра 10 м/с расход снега составляет 100 г/с на 1 м ширины склона; при 15 м/с – 500 г/м·с; при 20 м/с – 500–600 г/м·с [Инженерная..., 2013]. Таким образом, горизонтальный перенос снега в формировании снеготпасов, особенно на участках, лишенных растительности либо слабо облесенных, имеет существенное различие (табл. 1).

Влияние микрорельефа также находит отражение в толщине снежного покрова, наиболее ярко это проявляется на пашне. Так, анализ толщины снежного покрова по профилям, заложенным на плакорях и склонах пашни северной и южной экспозиции, суммарной длиной около 6 км и кедровом лесу длиной в 0,5–1,0 км и более показал, что она изменяется от 0–20 см на наветренных склонах и вершинах микроповышений рельефа и достигает 100–160 см в депрессиях, на днищах распаханых балок.

Большое влияние на накопление снега оказывают лесополосы и облесенные депрессии, опушка кедрового леса, где толщина снежного покрова достигает 100–180 см, а у лесополос – 200–240 см, возможно, и более. В самом кедровом лесу залегание снежного покрова в конце зимы более равномерное, что показывают данные на примере профиля длиной 0,6 км, замеры произведены через 20 м, заложенного 14.03.2015 г. (рис. 4). Вариации толщины снежного покрова находились в пределах 55–68 см в зависимости от сомкнутости крон деревьев на ровных участках до 70–80 см в мелких депрессиях с разреженным древостоем.

Расчеты снеготпасов показывают, что они значительно отличаются в пределах пашни, примером может служить карта снеготпасов за год (см. рис. 5). На основе статистической обработки полевых материалов маршрутных и площадных снеготсъемок были определены оценки параметров кривых распределения основных характеристик снежного покрова: толщины, плотности и снеготпаса (табл. 2–4) для разных ключевых участков.

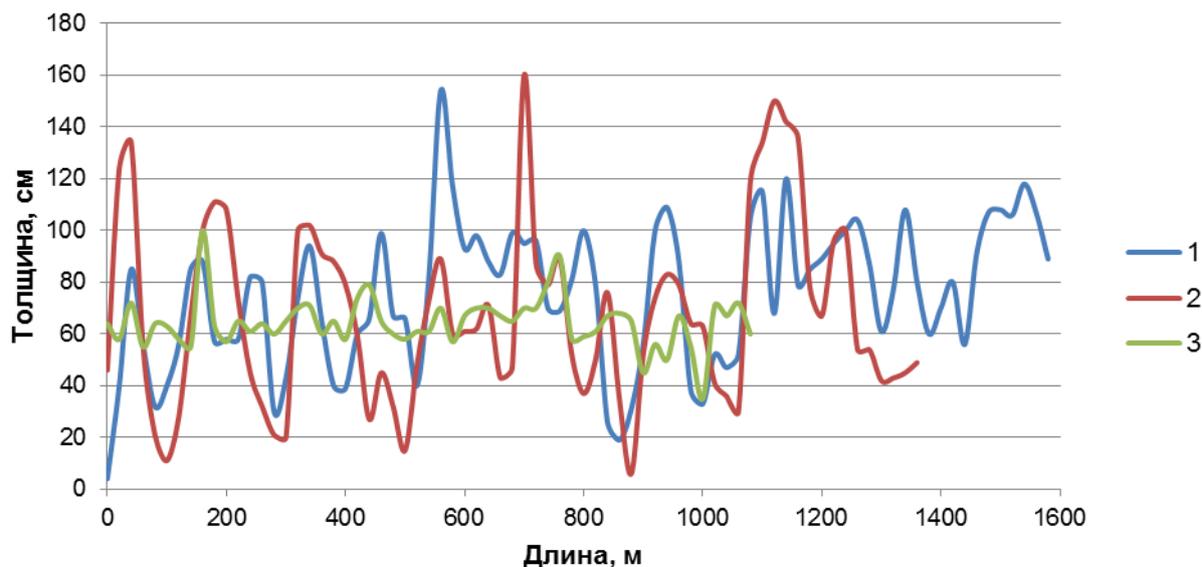


Рис. 4. Изменение толщины снежного покрова на ключевых участках 14.03.2015 г.

1 – северный склон пашни, 2 – южный склон пашни, 3 – кедровый лес

Fig. 4. Change in the thickness of the snow cover in key areas 14.03.2015

1 – the northern slope of arable land, 2 – the southern slope of arable land, 3 – cedar forest

Таблица 2

Оценки параметров кривых распределений толщины, плотности и снегозапаса по материалам наблюдений за 1988–2017 гг.

Table 2

Estimates of the parameters of the curves for the distributions of thickness, density, and snow stock according to the materials of observations for 1988–2017

Ключевые участки – урочища	Характеристики снежного покрова	Средне-многолетние значения	$\delta$ , %	$C_v$	$\delta_{C_v}$ , %	$C_s$	$C_s/C_v$	$r(1)$
Кедровый лес	$H_{cp}$ , см	58	3,10	0,17	13,1	-1,0	-5,9	0,09
	$\rho_{cp}$ , г/см <sup>3</sup>	0,21	1,33	0,07	12,9	-0,49	-6,7	-0,02
	$S_{cp}$ , мм	124	3,65	0,20	13,2	-0,65	-3,3	-0,14
Поле (пашня) склон южной экспозиции	$H_{cp}$ , см	53	4,19	0,22	13,2	0,23	1,0	-0,27
	$\rho_{cp}$ , г/см <sup>3</sup>	0,27	2,04	0,11	13,0	0,09	1,0	0,03
	$S_{cp}$ , мм	142	4,87	0,27	13,4	-0,38	-1,4	-0,12
Поле (пашня) склон северной экспозиции	$H_{cp}$ , см	57	5,29	0,29	13,4	-0,73	-2,5	0,25
	$\rho_{cp}$ , г/см <sup>3</sup>	0,27	1,95	0,11	13,0	-0,08	-0,8	0,19
	$S_{cp}$ , мм	153	5,70	0,31	13,5	-0,94	-3,0	0,22
Распаханная ложбина склон южной экспозиции	$H_{cp}$ , см	38	5,89	0,32	13,6	0,24	0,73	0,02
	$\rho_{cp}$ , г/см <sup>3</sup>	0,27	1,71	0,09	13,0	-0,29	-3,1	0,03
	$S_{cp}$ , мм	104	5,69	0,31	13,5	0,14	0,45	0,06

Примечание:  $H_{cp}$  – средняя толщина снежного покрова, см;  $\rho_{cp}$  – среднееголетняя плотность снега, г/см<sup>3</sup>;  $S_{cp}$  – среднееголетний снегозапас, мм;  $C_v$  и  $C_s$  – коэффициент вариации и асимметрии рядов значений: толщины, плотности и снегозапаса;  $C_s/C_v$  – соотношение коэффициентов асимметрии и вариации;  $r(1)$  – коэффициент авторегрессии в рядах: толщины, плотности и снегозапаса.

Note:  $H_{cp}$  – average thickness of the snow cover in cm;  $\rho_{cp}$  – average annual snow density, g/cm<sup>3</sup>;  $S_{cp}$  – average annual snowfall, mm;  $C_v$  and  $C_s$  – the coefficient of variation and asymmetry of the series of values: thickness, density and snow storage;  $C_s/C_v$  is the ratio of the coefficients of asymmetry and variation,  $r(1)$  is the coefficient of autoregression in the series: thickness, density and snow storage.

Таблица 3

Обеспеченные значения толщины, плотности и снегозапаса по материалам наблюдений за 1988–2017 гг.

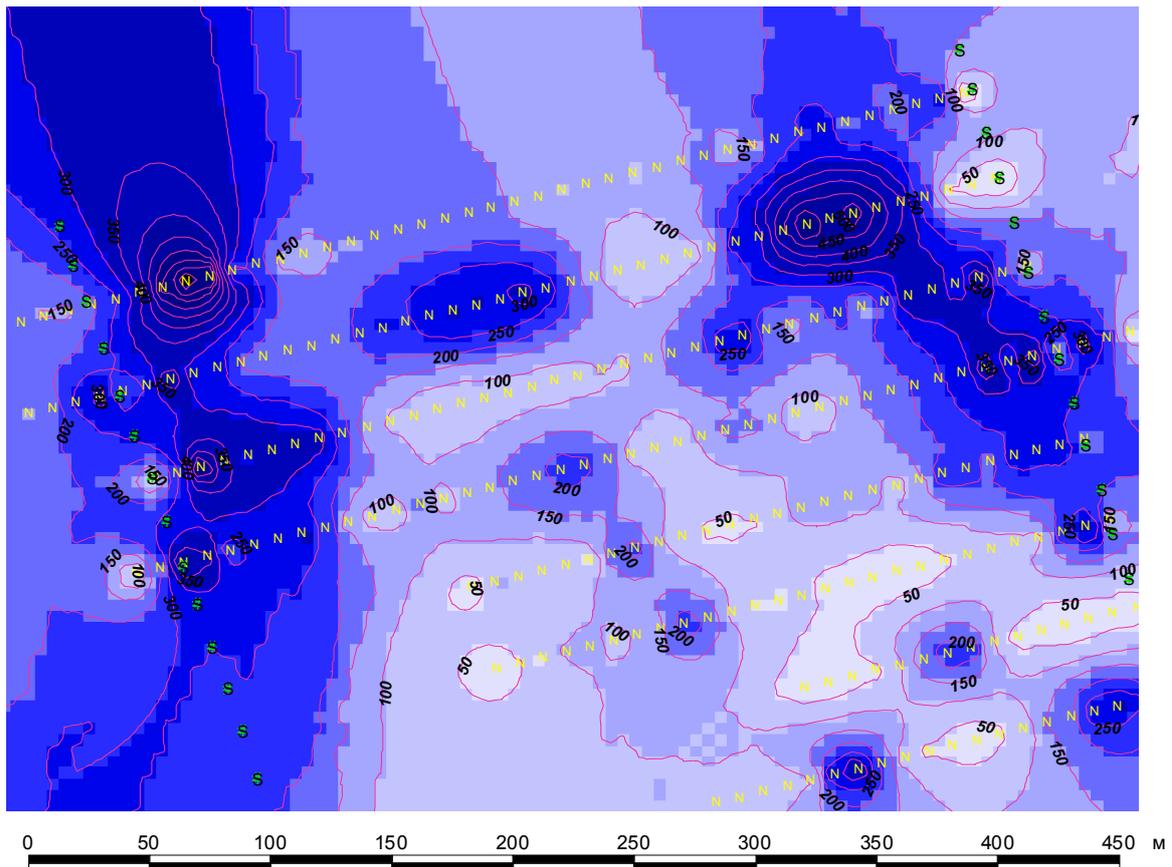
Table 3

The provided values of thickness, density and snow reserves according to the observations made in 1988–2017

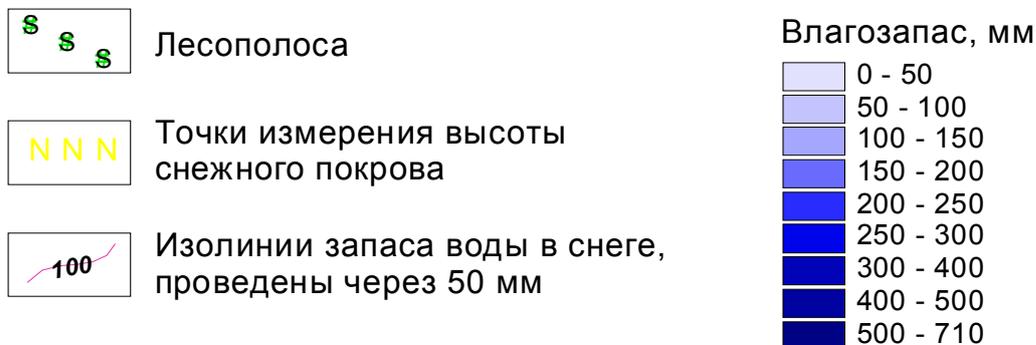
Ключевые участки – урочища	Характеристики снежного покрова	Средне-многолетние значения	Значения характеристик снежного покрова заданной обеспеченности						
			0,5%	1%	5%	10%	20%	25%	50%
Кедровый лес	$H_{cp}$ , см	58	87	84	75	71	66	64	57
	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	0,21	0,27	0,26	0,25	0,24	0,23	0,22	0,21
	$S_{cp}$ , мм	1,24	197	188	167	156	144	140	123
Поле (пашня) склон южный экспозиции	$H_{cp}$ , см	53	85	83	73	69	63	60	52
	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	0,27	0,36	0,35	0,32	0,31	0,30	0,29	0,27
	$S_{cp}$ , мм	142	267	250	210	187	170	165	138
Поле (пашня) склон северный экспозиции	$H_{cp}$ , см	57	109	103	87	79	70	66	55
	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	0,27	0,36	0,35	0,32	0,31	0,30	0,29	0,27
	$S_{cp}$ , мм	153	300	285	242	217	193	182	148
Распаханная ложбина склон южной экспозиции	$H_{cp}$ , см	38	75	70	60	54	48	46	36
	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	0,27	0,35	0,34	0,32	0,31	0,30	0,29	0,27
	$S_{cp}$ , мм	104	204	193	164	148	131	124	101

Примечание:  $H_{cp}$  – средняя толщина снежного покрова, см;  $C_v$  – коэффициент изменчивости толщины снежного покрова по маршруту;  $\rho$  – плотность снега, г/см<sup>3</sup>;  $S_{cp}$  – снегозапас это запас воды в снежном покрове в конце зимы перед снеготаянием, мм.

Note:  $H_{cp}$  – average thickness of the snow cover in cm;  $C_v$  – coefficient of variability of snow cover thickness along the route;  $\rho$  – density of snow, g/cm<sup>3</sup>;  $S_{cp}$  – snow storage is a reserve of water in the snow cover at the end of winter before snowmelt, mm.



**Условные обозначения:**



**Рис. 5.** Распределение запасов воды в снеге на одном из полевых участков по данным наблюдений Лучановского полустационара в 2002 г. [Кнауб, 2006]

**Fig. 5.** Distribution of water reserves in snow on one of the field sites according to the observations of Lucanovskiy half-station in 2002 [Knaub, 2006]

Предварительно ряды наблюдений проверялись на однородность по параметрическим критериям Фишера и Стьюдента при 5 %-м уровне значимости. Ряды наблюдений по условиям формирования снежного покрова однородны. Коэффициент вариации толщины снежного покрова в кедровом лесу, определенный за 30-летний период, равен 0,17. Это в 1,3–1,9 раза меньше коэффициентов вариации толщины СП, определенных за тот же период на полевых участках

разной экспозиции склонов. Коэффициент автокорреляции незначителен, кроме коэффициента ряда толщины СП для поля южного склона, равного 0,27.

Относительные среднеквадратические ошибки параметров кривых распределений толщины, плотности и снегозапаса, определенных за многолетний период (1988–2017 гг.) для ключевых участков, зависящие от коэффициента вариации и продолжительности ряда наблюдений, представлены в табл. 2.

Для среднемноголетних значений ошибки составляют  $\pm(1,33-5,89\%)$ , относительные среднеквадратические ошибки коэффициента вариации находятся в пределах от  $\pm 13,6\%$ .

Полученные параметры кривых распределений использовались для определения обеспеченных значений основных характеристик снежного покрова (см. табл. 3). Полученные значения характеристик снежного покрова заданной обеспеченности можно использовать для решения многих практических задач.

Для полевых участков наблюдается явная закономерность в колебаниях коэффициентов вариации пространственного снегонакопления. Так, в малоснежные зимы коэффициенты вариации в 1,5–2,0 раза и более превышают таковые в многоснежные (табл. 4).

Значения коэффициентов вариации колеблются в диапазоне от 0,21 (2017 г.) до 0,62 (1993 г.) при среднем многолетнем 0,22. На полях (склонах северной и южной экспозиций) толщина СП в разные по снежности зимы варьирует от 31 (2012 г.) до 80 см (2017 г.) при среднемноголетнем от 53 до 57 см; запасы влаги в снеге изменяются от 67 (2012 г.) до 220 мм (2017 г.) при среднем многолетнем, соответственно, 142 и 153 мм. Значения коэффициентов вариации колеблются в диапазоне от 0,21 (2017 г.) до 0,62 (1993 г.) при среднем многолетнем 0,22–0,29.

Формирование снежного покрова и его сход в разных урочищах весной происходят одновременно: вначале снег сходит на склонах южной экспозиции, затем – северных, позднее – в депрессиях и у лесополос и лишь потом в кедровом лесу.

Таблица 4

Основные характеристики снежного покрова в разные по снежности годы на ключевых участках

Table 4

The main characteristics of the snow cover in different years in snow conditions in key areas

Ключевые участки – урочища	$H_{cp}$ , см	$C_v$	$\rho$ , г/см <sup>3</sup>	$S_{cp}$ , мм
Многоснежная зима 2016–2017 г.				
Кедровый лес	67	0,13	0,23	145
Поле (пашня) склон южной экспозиции	70	0,52	0,27	191
Поле (пашня) склон северной экспозиции	81	0,21	0,27	220
Распаханная ложбина склон южной экспозиции	43	0,62	0,27	116
Малоснежная зима 2011–2012 г.				
Кедровый лес	27	0,18	0,19	51
Поле (пашня) склон южной экспозиции	31	0,36	0,21	67
Поле (пашня) склон северной экспозиции	32	0,49	0,21	67
Распаханная ложбина склон южной экспозиции	31	0,34	0,21	65
Среднеснежная зима 1992–1993 г.				
Кедровый лес	63	0,18	0,23	146
Поле (пашня) склон южной экспозиции	55	0,62	0,30	164
Поле (пашня) склон северной экспозиции	54	0,51	0,30	162
Распаханная ложбина склон южной экспозиции	32	0,73	0,30	97

*Примечание:*  $H_{cp}$  – средняя толщина снежного покрова, см;  $C_v$  – коэффициент изменчивости толщины снежного покрова по маршруту;  $\rho$  – плотность снега, г/см<sup>3</sup>;  $S_{cp}$  – снегозапас это запас воды в снежном покрове в конце зимы перед снеготаянием, мм.

*Note:*  $H_{cp}$  – average thickness of the snow cover in cm;  $C_v$  – coefficient of variability of snow cover thickness along the route;  $\rho$  – density of snow, g/cm<sup>3</sup>;  $S_{cp}$  – snow storage is a reserve of water in the snow cover at the end of winter before snowmelt, mm.

## Выводы

Сравнительный анализ основных характеристик снежного покрова (толщины, плотности и снегозапаса) в пределах бассейна р. Басандайка за 30-летний период позволил выявить ряд фактов:

– толщина снежного покрова в кедровом лесу в разные по снежности годы изменяется от 27 до 72 см, составляя в среднем 58 см; распределение толщины СП в кедровом лесу достаточно равномерное;

– плотность снежного покрова, определенная в лесном массиве, варьирует от 0,19 до 0,24 г/см<sup>3</sup>, в среднем 0,21 г/см<sup>3</sup>;

– толщина снежного покрова на пашне в зависимости от микрорельефа изменяется от 0–20 до 80–100 см, составляя в среднем 55 см, но у лесополос и в облесенных депрессиях достигает 180–240 см;

– плотность снежного покрова, определенная на открытых полевых участках на момент максимального снегонакопления за зиму, варьирует в пределах 0,21–0,32 г/см<sup>3</sup>, в среднем составляет 0,27 г/см<sup>3</sup>, но в отдельных точках южных склонов – до 0,40 г/см<sup>3</sup>;

– снегозапас в разные по снежности годы изменяется от 58 до 220 мм; в среднем от 142 до 157 мм; отмечается неравномерность снегозапаса в зависимости от микрорельефа и растительности;

– неравномерность снегозапаса на пашне приводит к различиям в проявлении эрозии почв по площади: наибольший смыв почв наблюдается на склонах южной экспозиции крутизной 3–5° и более, а также у лесополос. Таяние сугробов у лесополос приводит к образованию промоин глубиной до 1,3 м за короткий промежуток времени (3–5 сут);

– относительные среднеквадратические ошибки расчета толщины, плотности и снегозапаса СП, определенные за многолетний период (1988–2017 гг.) для ключе-

вых участков и зависящие от коэффициента вариации и продолжительности ряда наблюдений, не превышают допустимого значения: 1,3–5,7 %. Относительные среднеквадратические ошибки коэффициента вариации колеблются в допустимых пределах: 12,9–13,6 %;

– используя метод тренд-анализа для исследования динамики основных характеристик снежного покрова, в поле графиков толщины и снегозапаса для всех урочищ наблюдается незначительная положительная динамика роста.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бутюгин В.В.** Инженерная геодинамика снега. Норильский район. СПб. : ГУАП, 2008. 200 с.
- География** снежного покрова / отв. ред. Г.Д. Рихтер. М. : Изд-во АН СССР, 1960. 224 с.
- Горбатенко В.П.** Характеристика снежного покрова на юго-востоке Западной Сибири // Экология северных территорий. Новосибирск : ЗАО ИПП «Офсет», 2012. С. 53–60.
- Евсеева Н.С., Петров А.И., Кузевская И.В., Харанжевская Ю.А.** Характеристика снежного покрова Томской области // География и природопользование Сибири. Барнаул : Изд-во Алт. гос. ун-та, 2016. С. 56–70.
- Евсеева Н.С., Квасникова З.Н.** Интенсивность и цикличность проявления эоловых процессов в агроландшафтах зоны подтайги бассейна Нижней Томи (Западная Сибирь) // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 397. С. 233–239.
- Дерюгин А.А.** Снежный покров на малых лесных и полевых водосборах в таежной зоне Европейской территории СССР // Метеорология и гидрология. 1990. № 1. С. 111–115.
- Журавлев Г.Г.** Динамика метелей Томской области в современный период // Вестник Томского государственного университета. 2013. № 369. С. 181–187.
- Инженерная** геодинамика территории России / под ред. В.Т. Трофимова, Э.В. Калинина. М. : Издательский дом КДУ, 2013. 816 с.
- Кнауб Р.В.** Географический анализ факторов поверхностного смыва и оценка современной эрозии на пахотных землях Томь-Яйского междуречья в пределах Томской области : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Томск, 2006. 19 с.
- Коломыц Э.Г.** Локальные механизмы глобальных изменений природных экосистем. М. : Наука, 2008. 427 с.
- Коломыц Э.Г.** Теория эволюции в структурном снеговедении. М. : ГЕОС, 2013. 482 с.
- Котляков В.М.** Значение снежного покрова в природе планеты и жизни человеческого общества // Экология северных территорий. Материалы международного конгресса 17–20 января 2013 г. Новосибирск : ЗАО ИПП «Офсет», 2012. С. 17–21.
- Кренке А.Н., Китаев Д.М., Турков Д.В.** Изменения снежного покрова и их климатическая роль // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. С. 39–46.
- Магрицкий Д.В.** Речной сток и гидрологические расчеты: практические работы с выполнением при помощи компьютерных программ. М. : Триумф, 2014. 184 с.
- Рихтер Г.Д.** Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // Труды Института географии АН СССР. М. ; Л. : 1948. Т. 40. 171 с.
- Снег.** Справочник / под ред. Д.М. Грея, Д.Х. Мейла ; пер. с англ. Л. : Гидрометеиздат, 1986. 752 с.
- Трофимова И.Е., Бальбина А.С.** Классификация климатов и климатическое районирование Западно-Сибирской равнины // География и природные ресурсы. 2014. № 2. С. 11–21.
- Шмакин А.Б.** Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Лед и снег. 2010. № 1 (109). С. 43–57.
- Шутов В.А.** Распределение запасов воды в снежном покрове на водосборах лесной зоны // Метеорология и гидрология. 1994. № 9. С. 85–93.
- Авторы:**  
**Евсеева Нина Степановна**, доктор географических наук, профессор, заведующая кафедрой географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: geography@ggf.tsu.ru  
**Петров Анатолий Иванович**, старший преподаватель, кафедра гидрологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.  
**Каширо Маргарита Александровна**, кандидат географических наук, доцент, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.  
**Квасникова Зоя Николаевна**, кандидат географических наук, доцент, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия. E-mail: zojkwas@rambler.ru  
**Батманова Антонина Сергеевна**, старший лаборант, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.  
**Хон Алексей Валерьевич**, кандидат географических наук, инженер, кафедра географии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, младший научный сотрудник, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия.

N.S. Evseeva<sup>1</sup>, A.I. Petrov<sup>1</sup>, M.A. Kashiro<sup>1</sup>, Z.N. Kvasnikova<sup>1</sup>, A.S. Batmanova<sup>1</sup>, A.V. Khon<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

<sup>2</sup> Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

### INFLUENCE OF THE RELIEF AND VEGETATION ON THE DISTRIBUTION OF THE SNOW COVER IN THE POOLS OF SMALL RIVERS

The snow covering in the cold time of the year almost the fourth part of our planet, exerts the great influence on the variety of processes, including the vital activity of organisms: temperature regime, depth of freezing and the degree of soil moisture; the formation of spring runoff of rivers, the activity of geomorphological processes and so on. Besides, in modern conditions of the changing climate the snow cover is one of the most sensitive indicators of the cold season. Characteristics of the snow cover depend on the climate changes and also in many respects define these changes.

The majority of research works, analyzing the spatial variability of quantitative indicators of the snow cover, are based on the observation data for the hydrometeorological networks and enclose watershed territories with areas of hundreds and thousands square kilometers. The investigation of local influences on peculiarities of the snow cover formation remains actual in new aspects: modeling of the forest water intake runoff, regulation of snow storings and snowmelt runoffs with the use of forestry events, the authentic interpretation of the results of the aerospace survey and others.

The article considers the influence of the relief and vegetation on the snow cover distribution in small river basins of the subtaiga zone of the south-east of the West-Siberian plain (within Tomsk region).

The comparative analysis of the basic characteristics of the snow cover was accomplished with the use of materials of the landscape-route snow survey in the cedar forest and arable land in the basin of the Basandayka river over a 30-year period. The results of the analyses permit the following conclusions to be made: 1) the thickness of snowcover in the cedar forest varies between 27 and 72 cm averaging 58 cm, and on the arable land from 0 to 240 cm with 53 cm in average; 2) the snow cover density in the cedar forest varies from 0.19 to 0.24 g/cm<sup>3</sup> on the average 0.21 g/cm<sup>3</sup>, and from 0.21 to 0.32 g/cm<sup>3</sup> on the arable land with 0.27 g/cm<sup>3</sup> in average; 3) the snow storage changes from 58 to 220 mm, in the average from 142 to 157 mm.

The considerable irregularity in the snow cover distribution, depending on the snowdrift transport, microrelief and vegetation on the investigated territory, influences on processes of forming snowmelt runoff, water erosion development and deflation soils.

Consequently, in the course of the long-term research the data are obtained, concerning the snow cover density, thickness, and snow storage on the inter-streams, in the basins of small rivers, and so the significant contributions are made as to the investigation of the snow accumulation during winters in the interstreams, in the basins of small rivers.

**Keywords:** thickness, snow cover density, relief, vegetation, wind storms, key area, subtaiga zone.

### References

- Butyugin V.V. *Inzhenernaya geodinamika snega. Noril'skii raion* [Engineering geodynamics of snow. Norilsk Region]. St.Peterburg: GUAP, 2008. 200 p. In Russian
- Geografiya snezhnogo pokrova* [Geography of the snow cover] / ed. by G.D. Rikhter. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1960. 224 p. In Russian
- Gorbatenko V.P. *Kharakteristika snezhnogo pokrova na yugo-vostoke Zapadnoi Sibiri* [Characteristics of the snow cover on the south-east of Western Siberia] // The ecology of northern territories. Novosibirsk: «Ofset». 2012. pp. 53–60. In Russian
- Yevseyeva N.S., Petrov A.I., Kuzhevskaya I.V., Kharanzhevskaya Yu.A. *Kharakteristika snezhnogo pokrova Tomskoi oblasti* [The characteristics of the snow cover of the Tomsk area] // Geography and the natural resource use in Siberia. Barnaul: Altay State University Publ. 2016. pp. 56–70. In Russian
- Yevseyeva N.S., Kvasnikova Z.N. *Intensivnost' i tsiklichnost' proyavleniya eolovykh protsessov v agrolandshafiyakh zony podtaigi basseina Nizhnei Tomi (Zapadnaya Sibir')* [Intensity and cyclicality of manifestation of the aeolian processes in agrolandscapes of the subtaiga zone in the Lower Tom' basin (Western Siberia)] // Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. 2015. № 397. pp. 233–239. In Russian
- Deryugin A.A. *Snezhnyi pokrov na malykh lesnykh i polevykh vodosborakh v taizhnoi zone Evropeiskoi territorii SSSR* [The snow cover on the small-size forest and field basins in the taiga zone of the USSR European part] // Meteorology and hydrology. 1990. № 1. pp. 111–115. In Russian
- Zhuravlev G.G. *Dinamika metelei Tomskoi oblasti v sovremennyi period* [The snow storm dynamics in the Tomsk region at the up-to-day period] // Vestnik Tomskogo universiteta. 2013. № 369. pp. 181–187. In Russian
- Inzhenernaya geodinamika territorii Rossii* [Engineering geodynamics of the Russia territory] / ed. by V.T. Trofimov and E.V. Kalinin. Moscow: Publishing House KDU, 2013. 816 p. In Russian
- Knaub R.V. *Geograficheskii analiz faktorov poverkhnostnogo smyva i otsenka sovremennoi erozii na pakhotnykh zemlyakh Tom'-Yaiskogo mezhdurech'ya v predelakh Tomskoi oblasti* [Geographical analysis of the factors of surface washout and assessment of the current erosion on cropland Tom-Yaya interfluvium within the Tomsk oblast. Doct. Diss]. Tomsk. 2006. 19 p. In Russian
- Kolomitc E.G. *Lokal'nye mekhanizmy global'nykh izmenenii prirodnnykh ekosistem* [Local mechanisms of the global changes in the natural ecosystems]. Moscow: Nauka, 2008. 427 p. In Russian
- Kolomitc E.G. *Teoriya evolyutsii v strukturnom snegovedeni*. [The theory of evolution in the structural snow studies]. Moscow: GEOS, 2013. 482 p. In Russian

Kotliakov V.M. *Znachenie snezhnogo pokrova v prirode planety i zhizni chelovecheskogo obshchestva* [The value of the snow cover in the nature of the planet and human life] // *Ekologiya severnykh territorii. Materialy mezhdunarodnogo kongressa 17-20 yanvarya 2013*. Novosibirsk: «Ofset», 2012. pp. 17–21. In Russian

Krenke A.N., Kitayev D.M., Turkov D.V. *Izmeneniya snezhnogo pokrova i ikh klimaticheskaya rol'* [Changes in the snow cover and their climatic role] // *Cryosphere of the Earth, 1997*. V. 1. pp. 39–46. In Russian

Magritskiy D.V. *Rechnoi stok i gidrologicheskie raschety: prakticheskie raboty s vypolneniem pri pomoshchi komp'yuternykh programm* [The river runoff and hydrologic calculations: practical works with the assistance of computer programs]. Moscow: "Triumph", 2014. 184 p. In Russian

Rikhter G.D. *Rol' snezhnogo pokrova v fiziko-geograficheskom protsesse* [The snow cover role in the physico-geographic process] // *Tr. in-ta geografii AN SSSR*. V. 40. Moscow-Leningrad: Izd-vo AN SSSR, 1948. 171 p. In Russian

Snow. Reference book / ed by D.M. Grey, D.Kh. Meyl. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1986. 752 p.

Trophimova I.E., Balybina A.C. *Klassifikatsiya klimatov i klimaticheskoe raionirovanie Zapadno-Sibirskoi ravniny* [Classification of climates and the climatic zoning of West-Siberian plain] // *Geografiya i prirodnye resursy*. 2014. № 2. pp. 11–21. In Russian

Shmakin A.B. *Klimaticheskie kharakteristiki snezhnogo pokrova Severnoi Evrazii i ikh izmeneniya v poslednie desyatiletiya* [Climatic characteristics of the snow cover in Northern Eurasian and their changes during the latest decades] // *Led i sneg*. 2010. № 1 (109). pp. 43–57. In Russian

Shutov V.A. *Raspredelenie zapasov vody v snezhnom pokrove na vodosborakh lesnoi zony* [Distribution of water storages in the snow cover on watersheds of the forest zone] // *Meteorology and hydrology*. 1994. № 9. pp. 85–93. In Russian

#### Authors:

**Evseyeva Nina S.**, Dr. Sci. (Geogr.), Professor, Head of the Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: [geography@ggf.tsu.ru](mailto:geography@ggf.tsu.ru)

**Petrov Anatoliy I.**, Senior Lecturer, Department of Hydrology Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

**Kashiro Margarita A.**, Cand. Sci. (Geogr.), Associate Professor, Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

**Kvasnikova Zoya N.**, Cand. Sci. (Geogr.), Associate Professor, Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia. E-mail: [zoykwas@rambler.ru](mailto:zoykwas@rambler.ru)

**Batmanova Antonina S.**, Senior Laboratory Assistant, Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

**Khon Aleksey V.**, Cand. Sci. (Geogr.), Engineer, Department of Geography, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Junior Researcher, Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia.

## ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАТОРОВ ПРИ ЛЕДОХОДЕ И ИХ УЧЕТ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ МЕРОПРИЯТИЙ ПО ПРЕДОТВРАЩЕНИЮ НАВОДНЕНИЙ НА УЧАСТКЕ р. ТОМИ У г. ТОМСКА

Д.К. Замаев

АО «Томская судоходная компания», Томск, Россия

Актуальность работы обусловлена существенным антропогенным прессингом на русло и пойму р. Томь, который усугубил существующие угрозы катастрофических наводнений. Определены наиболее эффективные способы защиты населения, застроенных территорий и инфраструктуры поселений от угроз, обусловленных катастрофическими наводнениями на р. Томи у г. Томска. Произведен анализ процессов взаимодействия основного русла и речных пойм, их морфологических особенностей при наступлении катастрофических наводнений весеннего половодья р. Томи у г. Томска. В нижнем течении р. Томь выходит с гор на равнину, снижаются скорости течения, осаждаются наносы, река разбивается на рукава, появляются острова и многочисленные протоки, плесы и перекаты. Естественные деформации русла и поймы характеризуются двумя типами: русловая и пойменная многорукавность. Образовавшийся в основном русле затвор льда, подобно плотине, вызывает подъем уровня воды, происходит выход воды на пойму. По мере подъема уровня на пойме возрастает альтернативный основному руслу поток паводковых вод. Пойменная и русловая многорукавность оказывается способной пропускать выходящие на пойму паводковые воды в обход образующимся заторам в основном русле. За многие тысячелетия на затороопасных участках сформировались пойменные протоки, отводившие воду с поймы в обход заторам. Они действуют подобно аварийным клапанам, сбрасывающим избыток воды. Борьба с наводнениями от заторов льда должна быть сведена к поддержанию в «действующем» состоянии проток, сбрасывающих паводковые воды, с одновременным обвалованием территорий, затопление которых недопустимо с хозяйственной и экологической точек зрения (жилые массивы, предприятия, коммуникации и др.).

**Ключевые слова:** заторы льда, пойменная многорукавность, долина реки, пропускная способность русла, русловые процессы.

### Введение

Глобальные изменения климата, проявляющиеся в увеличении его экстремальности, обусловили изменения рисков наводнений во время весенних половодий, при дождевых и снежодождевых паводках, ледовых заторах и зажорах [Бузин, Копалиани, 2007; Бузин, 2008; Кононова, 2014]. Особенно благоприятным в отдельные годы для развития экстремально-го паводка на сибирских реках, в том числе и на р. Томи, является последовательное сложение следующих гидрометеорологических условий [Burakov, Avdeeva, Kosmakova, 2007]:

1. Осенью бассейн реки насыщается обильными осадками, влажность почвы может приближаться к уровню максимальной влагоемкости.

2. В такие годы в зиму река уходит с высоким уровнем воды, следовательно, увеличивается площадь водной акватории, что в сочетании с холодной зимой приводит к накоплению больших объемов льда и шуги в руслах рек.

3. Формированию наводнений способствуют поздняя, затяжная весна, холодные март и апрель, часто выпадающие весенние осадки и заметное потепление в конце апреля или в мае, которое в южной части бассейна Томи наступает раньше, чем в ниж-

нем течении. Здесь начинает формироваться первая волна весеннего половодья.

4. В нижнем течении р. Томь выходит на равнину. Здесь река разбивается на рукава, появляются острова и многочисленные протоки, плесы и перекаты. Волна половодья, подходящая сверху, взламывает еще прочный ледяной покров, густой ледоход останавливается на изгибах русла, перед островами, формируя заторы льда, сопровождающиеся катастрофически высокими подъемами уровня воды, наводнениями и разрушениями.

5. Вторая волна половодья, которая формируется в мае за счет снеготаяния, грунтовой составляющей и дождей в горах Кузнецкого Алатау, Салаирского кряжа и Горной Шории, также может вызвать формирование высоких уровней воды и наводнений.

Цель настоящей работы – исследование факторов формирования заторов льда и обоснование нового подхода, позволяющего минимизировать ущерб, связанный с этой стихией на р. Томи в районе г. Томска в условиях русловой и пойменной многорукавности.

### Объект исследования

Долина нижней Томи (120-километровый отрезок в пределах Томской области) ориентирована в

субмеридиональном направлении. Она располагается на стыке двух крупных геологических структур – Кольвань-Томской складчатой зоны и Западно-Сибирской плиты; в долине реки раздел проходит по линии с. Поросино – с. Иглаково. Геологическая граница одновременно является геоморфологическим и ландшафтным рубежом. В геоморфологическом отношении она служит контактом Западно-Сибирской равнины и северных отрогов Кузнецкого Алатау, в ландшафтном – является разделом физико-географических стран – Западной Сибири и гор Южной Сибири.

В работе [Малолетко, 2008] последовательно рассмотрены этапы формирования современного состояния речных систем Западной Сибири (в том числе Обь-Томского междуречья). Автор наглядно показывает, насколько современный поток зависит от исторически сложившегося геологического основания, неотектонических движений и, как следствие, больших и малых седиментаций, а также от современных географических факторов. Современная сеть региона гетерогенна и гетерохронна. Она состоит из фрагментов разновозрастных речных долин – древних, в пределах обрамления, и молодых, в пределах низменности. Современная речная сеть имеет мало общих черт с неогеновой, за исключением ее участков в пределах обрамления. На территории низменности существенную роль в формировании гидросети сыграли неоднократные оледенения, особенно максимальное (самаровское). Заметное влияние на формирование малых речных систем некоторых районов низменности оказали неотектонические, эрозионные и эоловые процессы.

Современное русло Томи сопровождается крупный меридиональный неотектонический рельефообразующий разлом, по которому в конце неоплейстоцена (но до образования II надпойменной террасы) все правобережье было приподнято по отношению к левобережью с амплитудой не менее нескольких десятков метров. Флювиальный рельеф района представлен долинами р. Томи и ее притоков. Главная артерия гидросети района – р. Томи имеет ширину в межень до 400 м. Долина р. Томи имеет ширину по дну (на уровне высокой поймы – I надпойменной террасы) 3–5 км и до 1 км (у п. Коларово), а с учетом II (боровой) надпойменной террасы, широко развитой на левобережье, – до 12–14 км. Склоны долины осложнены серией надпойменных террас [Гудымович, Рычкова, Рябчикова, 2009].

Бассейн р. Томи достаточно увлажнен. Годовое количество осадков изменяется от 350 до 800 мм. За теплый период (с апреля по октябрь) повсеместно выпадает до 70 %, в холодный период (ноябрь–март) – до 25 % годового количества осадков. Бассейн р. Томи относится к районам, где осадков выпадает больше, чем может испариться.

Томь – река с Алтайским типом водного режима, который характеризуется растянутым, до 3–4 месяцев, весенне-летним половодьем и низкой осенне-зимней меженью. Из-за отсутствия ледникового питания половодье на р. Томи более короткое, чем на других реках с подобным режимом (в среднем во второй половине апреля по вторую половину июля, 75–95 сут). Половодье имеет высокую и острую волну; средняя амплитуда уровней составляет 7–8 м. При часто возникающих ледовых заторах уровни на локальных участках поднимаются на 10–12 м, но вода на максимальных отметках держится не более 2–4 сут. Спад половодья происходит в 2–4 раза медленнее подъема воды (20–30 см/сут против 50–120), но в целом достаточно быстро. В половодье проходит до 70 % годового стока реки, вследствие чего меженные уровни, при отсутствии дождевых паводков, устанавливаются крайне низкие [Беркович и др., 2015].

Водный режим нижней Томи во многом зависит от режима реки приемника (р. Обь), которая создает и регулирует базис эрозии на участке слияния.

Бассейн нижнего течения Томи в районе г. Томска давно приобрел облик глубоко урбанизированной территории. На протяжении последних 400 лет, особенно в XX в., наблюдаются активные антропогенные воздействия на русло и пойму реки в пределах Томской области. Сброс теплых вод городских предприятий и городских ливневых стоков поступает в р. Томи из р. Ушайки, впадающей в центре Томска. В последней четверти XX в. дополнительный слив горячей воды от АЭС ниже г. Томска практически остановил естественный ритм заторов: ниже по течению г. Томска река местами перестала замерзать. В этот же период интенсивная добыча песчано-гравийной смеси из русла Томи в районе г. Томска и его окрестностей привела к падению минимальных уровней и снижению отметок дна реки примерно на 2–3 м [Земцов, Вершинин, Инишев, 2014; Беркович и др., 2015]. Уровни воды в реке понизились не только в межень, но и в половодье. Повторяемость весенних заторов льда в районе Томска в период с 1960 по 1998 г. резко снизилась.

Однако, последовавшее в конце XX – начале XXI в. строительство гидротехнических сооружений (мосты, набережные, причальные стенки и др.) изменили условия для прохождения весеннего ледохода. Вновь построенная сеть дорог, насыпей, жилых массивов частично, а в некоторых местах полностью перекрыла пойму.

Прекращение сброса городских теплых вод в русло реки в зимний период и сброса горячей воды АЭС, приостановка добычи песчано-гравийной смеси и последовавшая аккумуляция наносов в русловых карьерах обусловили возобновление заторов льда и заторных наводнений на р. Томи в районе

областного центра [Земцов, Вершинин, Инишев, 2014].

### Постановка проблемы

Затор – это скопление льдин в русле реки во время ледохода, вызывающее стеснение водного сечения и связанный с этим подъем уровня воды (рис. 1). Теоретические представления о заторах разработаны как отечественными [Лисер, 1967; Burakov, Avdeeva, Kosmakova, 2007; Бузин, 2008; Земцов, Вершинин, Инишев, 2014; Кононова, 2014; Беркович и др., 2015], так и зарубежными авторами [Beltaos, Krishnappan, 1982; Bakony, 1988; Lindenschmidt, Sydor, Carson, 2011; Wang, Chen, 2011].

На участке образования затора льда можно выделить (рис. 1):

– зону очага затора (1) – представляет собой сдвинутые вниз по течению ледяные поля, ниже которых может сохраняться еще не нарушенный лед (замок затора);

– головную часть (голова) затора (2) – нагромождение взломанного спрессованного битого льда, имеющего большую мощность и стесняющего живое сечение реки, с навалами льда на берегах;

– хвост (шлейф) затора (3) – верхняя часть заторного участка в основном из однослойных льдин, с подъемом уровня воды  $\Delta H$  за счет подпора;

– участок (4) с редким ледоходом, или свободный от плывущего льда.

Навалы льда на берегах могут встречаться не только в головной части затора, но и на участках (3) и (4), расположенных выше по течению. Заторы льда разрушают гидротехнические сооружения, приводят к затоплению больших пойменных территорий, нередко застроенных зданиями, сооружениями, целыми жилыми или производственными комплексами, что наносит значительный ущерб как самим хозяйственным строениям, так и всей сопутствующей инфраструктуре. Особенно большие убытки наносятся коммунальному хозяйству крупных населенных пунктов. Например, в Томске вся пойменная часть застройки города постоянно находится под угрозой затопления.

Условия образования и разрушения заторных образований в руслах рек детально описаны в [Pariset, Hausser, Gagnon, 1966; Uzuner, Kennedy, 1974; Донченко, 1987; Mayer, Starosolszky, 1988; Бузин, Зиновьев, 2009]. По характеру разрушения ледяного покрова и очищения реки ото льда Р.В. Донченко [Донченко, 1987] выделяет три основных типа вскрытия рек.

Первый тип характеризуется разрушением ледяного покрова путем таяния льда под влиянием солнечной радиации, теплого воздуха и воды. В этом случае лед тает на месте. Такое вскрытие типично для малых и средних рек.

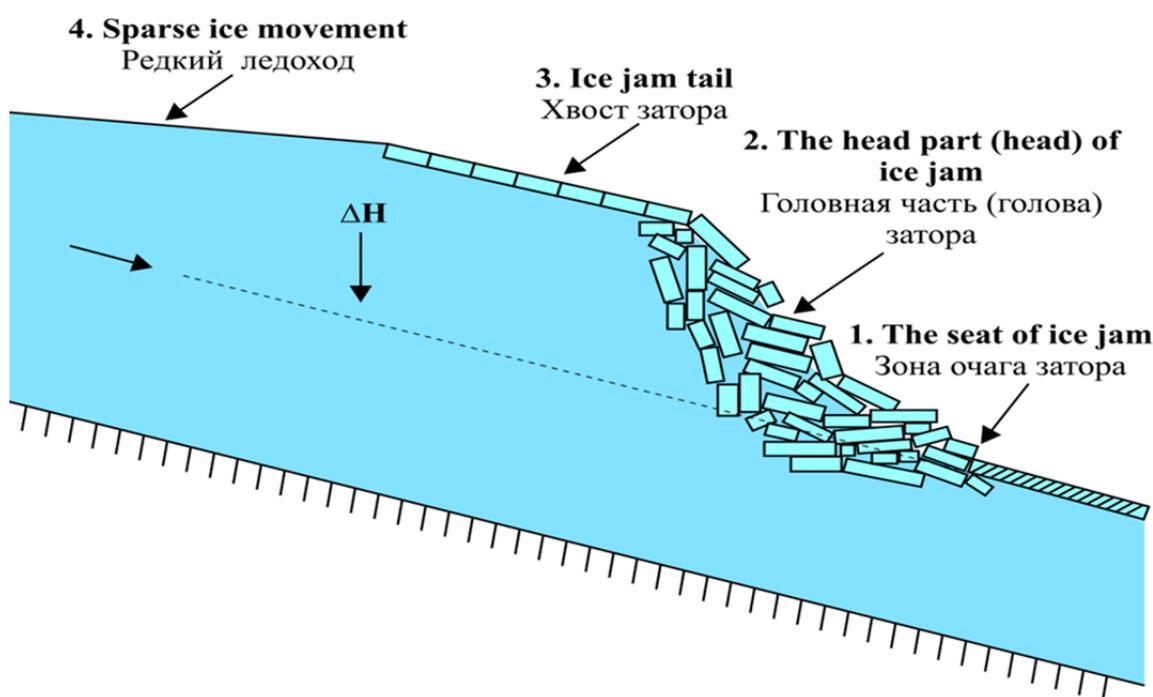


Рис. 1. Положение уровней воды и ледового покрытия при весеннем заторе по [Лисер, 1967; Бузин, 2008]

Fig. 1. Position of water levels and ice cover at spring mash [according to Liser, 1967; Buzin, 2008]

Второй тип вскрытия характеризуется взаимодействием двух процессов разрушения ледяного покрова: 1) в результате его таяния; 2) вследствие механического разрушения под воздействием динамических нагрузок со стороны водного потока и ветра.

Для третьего типа вскрытия определяющим является механическое разрушение ледяного покрова под воздействием паводочной волны. Именно такой тип вскрытия наблюдается на Томи при интенсивном развитии весеннего половодья. В этом случае вскрытие реки сопровождается образованием особенно мощных заторов льда со всеми вытекающими негативными последствиями, наносящими ущерб населению, хозяйственным и жилым объектам.

По данным наблюдений в черте г. Томска и в его окрестностях, заторы могут устанавливаться на срок от 1–2 до 15 сут. Прорыв затора льда и его разрушение наблюдаются, как правило, после подъема уровня воды  $\Delta H$ , достигающего нескольких метров (см. рис. 1). Скорость движения льдин при прорыве затора может составлять 2–4 м/с. За сдвинувшимся затором следует прорывная волна, которая, продвигая затор, затопливает окрестные пойменные территории.

За период инструментальных наблюдений наивысшие уровни воды весеннего половодья на р. Томи у г. Томска связаны с заторами льда. Согласно [Земцов, Вершинин, Инишев, 2014], вклад заторной составляющей в максимальный уровень здесь составляет 40–70 %, увеличиваясь в годы катастрофических наводнений. Заметим, что точность оценки максимальных расходов воды во время ледохода невысока, что не позволяет надежно оценить указанный вклад. Самый высокий максимальный заторный уровень в Томске наблюдался на посту Томск-пристань в 1947 г. – 1 103 см. За последние 40 лет оказался выдающимся и 2010 г.: 29 апреля в южной части Томска у гидроствора (хвост затора) уровень воды поднялся примерно до 10,5 м, на 2 м превысив опасную отметку. В зоне затопления оказался пригородный поселок Черная речка на левом берегу Томи. Здесь под воду ушли 270 жилых домов, эвакуированы 1 102 жителя. Средняя дата наступления максимального уровня воды на Томи у Томска – 5 мая; крайние: 17 апреля (2000 г.), 4 июня (1975 г.).

Прогноз образования заторов льда позволяет заблаговременно провести противозаторные мероприятия. В настоящее время Росгидромет ежегодно в последней декаде марта выпускает прогноз высоты максимальных уровней воды у г. Томска [Бураков, Космакова, 2012]. На сегодняшний день в комплекс противопаводковых мероприятий входят в первую очередь [Фалеев, Черных, Старостин, 2014]:

1. Оповещение населения.

2. Ослабление льда путем взрывов, его разрезания и др.

3. Создание гидротехнических (ледо-, водоотводящие, ледорезные) сооружений в русле.

4. Обвалование, наращивание берегов русла с целью предотвращения затопления территории.

5. Проведение дноуглубительных работ на перекатах, где традиционно формируется затор льда.

Ряд авторов считают, что снижение подпора воды на реках может быть достигнуто углублением, расширением или частичным спрямлением русла [Савичев, 2012]. Это эффективно на тех реках, где можно создать на протяженных участках перепад отметок водной поверхности, достаточный для беззаторного пропуска льда. Если же такой перепад создать невозможно вследствие, например, ограниченной высоты базиса эрозии, то углубление дна в лучшем случае лишь переместит участок формирования затора ниже по течению реки, что может создать неблагоприятные последствия на новом участке. К неоднозначности влияния дноуглубительных работ на заторные явления, особенно на участке нижнего течения Томи, где наблюдаются подпорное влияние подъемов уровней на р. Оби во время весеннего половодья, указывает О.Г. Савичев [Савичев, 2012].

Возникает вопрос: существуют ли альтернативные мероприятия по предотвращению разрушительных наводнений и ослаблению вредного влияния, связанных с образованием ледовых заторов в окрестностях г. Томска? Для исследования этого вопроса рассмотрим динамику взаимодействия русловых и пойменных потоков в нижнем течении Томи.

### **Русловые и пойменные процессы в нижнем течении р. Томи (Томская область)**

Русловой процесс, по определению М.А. Великанова [Великанов, 1958], – это процесс взаимодействия потока и русла. Русло управляет потоком, формируя его скоростное поле. Поток своим распределением скоростей течения влияет на форму русла, производит тут или там размывы и намывы и путем переноса и отложения размывого материала создает себе такое русло, которое соответствует его скоростному полю. Те же законы действуют и в случае с пойменными потоками (протоками).

Процессы формирования русла реки, речной поймы, ее морфологических особенностей обусловлены размывом, транспортом и переотложением наносов. Они неразрывно связаны друг с другом. Поверхностный, подрусловой и подземный сток воды, растворенных веществ, размыв, перемещение и переотложение взвешенных и влекомых наносов формируют русловую, старичную и пойменную фации аллювия, влияют на почвообразующие процессы и растительность. Речные поймы – эти молодые, постоянно изменяющиеся участки суши, неразрывно связанные с природными условиями бассейна реки,

такими как величина и режим его тепловлагообеспеченности, геологическое строение и рельеф.

Физико-географические условия участка речной долины определяют тип руслового процесса, т.е. вид естественных деформаций русла и поймы [Попов, 1965; Каменсков, 1987]. На участках р. Томи в пределах Томской области встречаются два типа руслового и пойменного процесса: русловая многорукавность и пойменная многорукавность. Оба эти типа переходят из одного в другой или существуют одновременно в зависимости от местных уклонов, расстояния между бортами долины, ширины унаследованной поймы, влияния подпорных явлений на рассматриваемых участках.

Признаками русловой многорукавности являются наличие одного широкого русла в период половодья и дробление его на отдельные рукава в период летней межени. Существуют участки как с русловой многорукавностью осередкового типа, так и с русловой многорукавностью островного типа. Структура скоростного поля потока при данном типе руслового процесса весьма сложная. В реке наблюдаются чередование подпоров и спадов водной поверхности, образование водоворотов, свальных течений, расходящихся и сходящихся потоков. Та или иная комбинация течений может вызвать смещение осередков как вниз, так и вверх по течению, а также изменение их поперечных размеров.

В случае с пойменной многорукавностью русло представляет несколько (две и более) протоков, обтекающих острова, либо пойму, расчлененную множеством (две и более) протоков – самостоятельных русел. Существенным условием образования данного типа руслового процесса является наличие достаточно широкой поймы с разновысотными участками поверхности. Пойменные протоки развиваются в вытянутых понижениях, представляющих участки бывшего русла реки. В протоках может развиваться свой тип русловых переформирований, поэтому при исследовании пойменной многорукавности необходимо рассматривать русло каждой протоки, а также участки их слияния и разделения [Попов, 1965; Каменсков, 1987].

Мы рассмотрели общие особенности руслового процесса, которые характерны для нижнего течения Томи. Описание этого участка реки, масштабы добычи песчано-гравийной смеси, воздействие этой добычи на рельеф дна реки, уклоны водной поверхности, посадку уровней воды освещены в [Каменсков, 1987; Беркович и др., 1998; Гудымович, Рычкова, Рябчикова, 2009; Бураков, Космакова, 2012; Беркович и др., 2015; Тарасов, Вершинин, 2015 и др.].

### Результаты исследования

Формирование затора начинается с его головы, опирающейся в кромку ледостава или остановившегося ледохода. Подплывающие льдины забивают

русло, образуя тело затора. Ледяная плотина преграждает движение потока в основном русле. Повышается уровень воды, и происходит выход воды на пойму. По мере подъема уровня воды в основном русле на пойме возрастает альтернативный основному руслу поток паводковых вод, который дополняется водой от таяния местного снега и грунтовой водой, подпираемой со стороны вод реки в хвосте затора. Сформированная рекой за многие сотни лет пойменная многорукавность осуществляет пропуск выходящих на пойму паводковых вод в обход образующимся заторам. За тысячелетия существования поймы для каждого затороопасного участка сформировались пойменные протоки, регулярно осуществляющие пропуск вод по пойме в обход сформировавшихся заторов в основном русле, в случае их образования и сброса талых паводковых и дождевых вод, атмосферных осадков – круглогодично. Эти протоки можно сравнить с аварийными, дренажными клапанами, сбрасывающими избыток воды.

На режим заторных наводнений в первую очередь оказывает влияние уклон водной поверхности, существенно зависящий от уклонов дна долины и русла реки. Для оценки уклона водной поверхности р. Томи в нижнем течении (участок реки 75–13,5 км лоцманской карты (ЛК) р. Томи 1990 г.) использованы данные наблюдений за уровнями воды по трем постоянно действующим водомерным постам Западно-Сибирского УГМС (табл. 1). Схема месторасположения использованных водомерных постов представлена на рис. 2.

В табл. 2 и 3 приведены одновременные отметки уровней воды по наблюдениям рассматриваемых водомерных постов Росгидромета на примере 2016 г. в периоды от вскрытия реки (апрель) до ее замерзания (ноябрь). Рассчитаны перепады высот, уклоны водной поверхности в разные фазы водного режима. Анализ перепадов высот при одновременной связке уровней в разные фазы паводка показал следующее:

1. В течение всего года, за исключением периода формирования и разрушения заторов льда, перепад между отметками горизонта воды у водомерного поста Томский гидроствор (выше г. Томска) и водомерного поста с. Козюлино (ниже г. Томска) не превышает 2,0 м. При этом расстояние между постами 61,5 км, уклон водной поверхности в среднем за год не превышает 0,03 промили. Эти параметры существуют независимо от специальных условий протекания воды по руслу, таких как наличие или отсутствие подпора со стороны реки-водоприемника (р. Обь), обношение лимитирующих порогов в меженный период и др. Наличие малых уклонов водной поверхности на рассматриваемом участке нижней Томи является следствием выхода ее долины из зоны влияния Кольвань-Томской складчатости в зону Западно-Сибирской плиты. Малые уклоны водной поверхности обусловлены особенностями неотектоники данного района.

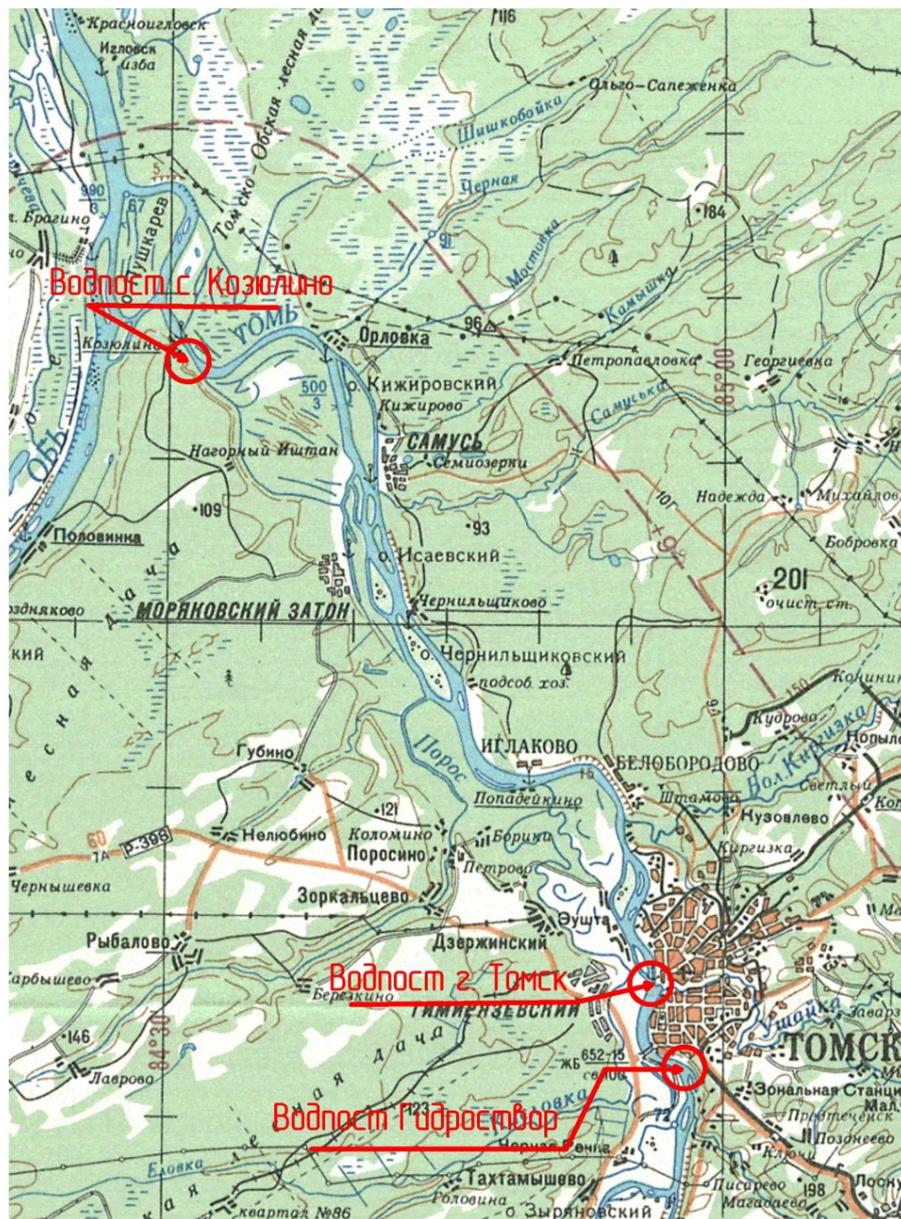
## Взяты за основу участки реки между водомерными постами и их протяженность

## Location of water metering posts and distance between them

Верхний водомерный пост	Нижний водомерный пост	Расстояние, км
г. Томск – Гидроствор (75,0 км ЛК)	г. Томск (68,0 км ЛК)	7,0
г. Томск (68,0 км ЛК)	с. Козюлино (13,5 км ЛК)	54,5
г. Томск – Гидроствор (75,0 км ЛК)	с. Козюлино (13,5 км ЛК)	68,0

Примечание: ЛК – лоцманская карта.

Note: LK – pilotage card.



Условные Обозначения:

 Водопост с. Козюлино

Рис. 2. Схема расположения водомерных постов

Fig. 2. Scheme of location of water gauge station

Таблица 2

Соотношение одновременных горизонтов воды, уклонов и перепадов высот при прохождении ледохода с 1 по 10 апреля 2016 г.

Table 2

Ratio of simultaneous elevations of water, slopes and elevation difference, slope of the water surface during the passage of the ice from 1 to 10 April 2016

№	Дата 2016 г.	Водомерный пост (в/п)	Уровень	Отметка нуля водомерного поста БС, м	Отметка горизонта воды БС, м	Перепад отметок, м	Уклон водной поверхности в промилях	Примечания
1	01.04	Томск гст.	4	69,98	70,02	1,47	0,210	Ледостав, подъем воды
		Томск в/п	-74	69,29	68,55	0,34	0,001	
		Козюлино	401	64,20	68,21	1,81	0,003	
2	03.04	Томск гст.	75	69,98	71,83	2,89	0,413	Ледостав, подъем воды Подвижки льда Ледостав
		Томск в/п	-35	69,29	68,94	0,51	0,001	
		Козюлино	423	64,20	68,43	3,04	0,045	
3	05.04	Томск гст.	185	69,98	71,83	1,63	0,233	Ледостав, подъем воды Подвижки льда
		Томск в/п	91	69,29	70,20	0,63	0,012	
		Козюлино	526	64,2	69,43	2,40	0,035	
4	06.04	Томск гст.	649	69,98	76,47	<b>5,0</b>	0,71	Затор ниже старого моста Подвижки льда Ледоход 40 %
		Томск в/п	218	69,29	71,47	1,34	0,024	
		Козюлино	593	64,2	70,13	<b>6,34</b>	0,093	
5	07.04	Томск гст.	537	69,98	75,35	0,93	0,133	Ледоход, подвижки Ледоход 80% Ледоход 30%
		Томск в/п	513	69,29	74,42	2,81	0,051	
		Козюлино	741	64,2	71,61	3,74	0,055	
6	08.04	Томск гст.	46	69,98	74,44	<b>0,05</b>	0,007	Затор пошел
		Томск в/п	510	69,29	74,39	1,91	0,035	
		Козюлино	828	64,2	72,48	1,96	0,029	
7	09.04	Томск гст.	451	69,98	74,49	0,29	0,041	
		Томск в/п	491	69,29	74,20	1,16	0,021	
		Козюлино	884	64,2	73,04	1,45	0,021	
8	10.04	Томск гст.	453	69,98	74,51	0,84	0,012	
		Томск в/п	438	69,29	73,67	0,63	0,011	
		Козюлино	884	64,2	73,04	1,47	0,021	

Таблица 3

Соотношение одновременных горизонтов воды, уклонов и перепадов высот в свободном от ледовых явлений состоянии с 16 апреля по 30 сентября 2016 г.

Table 3

Correlation of simultaneous elevations of water, slopes and elevation difference, slope of the water surface after the passage of the ice from April 16 to September 30, 2016.

№	Число 2016 г.	Водомерный пост (в/п)	Уровень	Отметка репера в БС, м	Отметка горизонта воды в БС, м	Перепад отметок, м	Уклон водной поверхности в промилях	Примечания
1	16.04	Томск гст.	383	69,98	73,81	0,95	0,135	Чисто
		Томск в/п	357	69,29	72,86	1,01	0,019	
		Козюлино	765	64,2	71,85	1,96	0,029	
2	25.04	Томск гст.	540	69,98	75,38	0,81	0,115	Чисто
		Томск в/п	528	69,29	74,57	1,59	0,029	
		Козюлино	878	64,2	72,98	2,40	0,035	
3	19.05	Томск гст.	301	69,98	72,99	0,72	0,08	Чисто
		Томск в/п	298	69,29	72,27	1,13	0,0157	
		Козюлино	694	64,2	71,14	1,85	0,0227	

2. По данным Росгидромета и учащенным наблюдениям МЧС, локальные перепады отметок водной поверхности, связанные с заторами льда в районе г. Томска, могут достигать примерно 3–6 м. Именно такие перепады обеспечивают подвижку сформировавшегося затора льда. Очевидно, в этих условиях выход воды на пойму неизбежен.

3. Если на всем рассматриваемом участке падение горизонта воды не превышает 2,0 м, а для срыва затора необходим локальный перепад между его верхним и нижним бьефами 3–6 м, то любое дноуглубление не приведет к смягчению затороопасности ситуации. Любое дноуглубление или расширение русла в транзитной зоне потока не создаст необходимого

перепада (уклона) водной поверхности. Таким углублением или расширением русла, как упомянуто выше, в лучшем случае удастся сместить место формирования головы затора, но выход воды на пойму по-прежнему неизбежен.

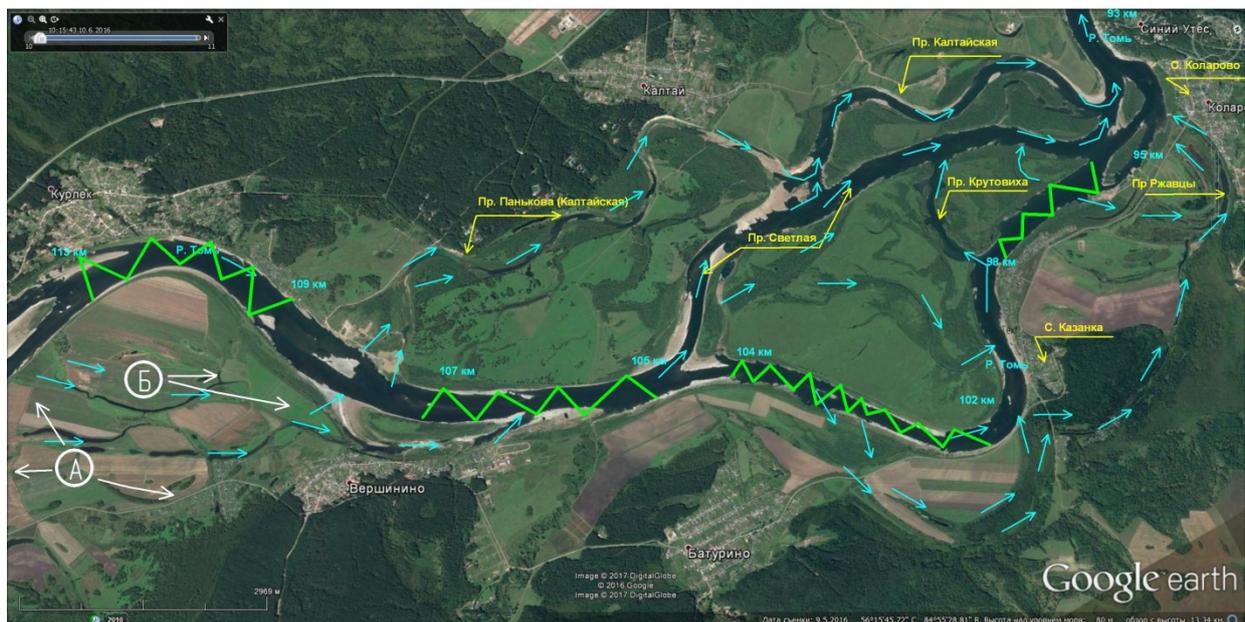
Итак, обезопасить локальные участки поймы от выхода весенних вод можно не только путем их поднятия или обвалования до безопасных высотных отметок, но и одновременного обеспечения стока воды в обход сформировавшихся заторов. С этой целью следует расчистить и при необходимости углубить и расширить пойменные протоки. Подчеркнем, что спуск воды в обход затора обеспечит снижение максимального уровня воды и будет способствовать снижению риска наводнения и затопления ценных территорий. Не потребуется разрушать затор путем его взрывания – он будет разрушен потоком воды на месте, в процессе естественного ослабления прочности льда и под воздействием температуры и напора воды с течением некоторого времени.

В свете вышеизложенного борьба с наводнениями от заторных явлений может быть сведена к поддержанию в «действующем» состоянии пойменных протоков, сбрасывающих паводковые воды в обход

ледяных пробок. И с одновременным обвалованием территорий, затопление которых недопустимо с хозяйственной и экологической точек зрения (жилые массивы, предприятия, коммуникации и др.).

Задача эта выполнимая, хотя и не простая, и дорогостоящая. Потребуется изыскания, моделирование течений и русловых переформирований, проектирование и, наконец, земляные работы. Отметим, что в настоящее время накоплен определенный опыт математического моделирования движения воды в руслах и имитационного моделирования заторов льда на р. Томи в районе г. Томска [Мониторинг ледовой..., 2010; Тарасов, Вершинин, 2015]. Это отдельная тема для обсуждения.

Реальность именно такого подхода можно увидеть на действующих в настоящее время участках долины р. Томи. В качестве примера рассмотрим варианты затопления поймы Томи на разных ее участках в пределах 48–113 км по лоцманской карте р. Томи 1990 г. На рис. 3 представлена действующая в современных условиях схема пропуска воды по пойме в обход сформировавшихся заторов в основном русле. Рассматриваемым участком является участок 93–113 км ЛК р. Томи, менее нарушенный антропогенным влиянием, чем в районе г. Томска.



#### Условные Обозначения:

Направление затопления пойменных массивов в естественных условиях ненарушенных пойменных массивов при установлении затора



Участок установления головы затора



Направление затопления пойменных массивов в современном нарушенном состоянии при установлении затора



**Рис. 3. Схема пропуска воды по пойме в обход сформировавшихся заторов в основном русле на участке 93–113 км лоцманской карты р. Томи**

**Fig. 3. Scheme of water transmission on the floodplain, bypassing the formed congestion in the main channel on the section 93–113 km of the pilot map of the Tom River**



**Рис. 4. Навал камней на пойменных лугах, принесенный льдом в период прохождения паводковых вод по пойме**

**Fig. 4. The flood of stones in floodplain meadows, brought by ice during the passage of flood waters along the floodplain**



**Рис. 5. Навал камней на пойменных лугах, принесенный льдом в период прохождения паводковых вод по пойме**

**Fig. 5. Pile of stones in floodplain meadows, brought by ice during the passage of flood waters along the floodplain**

Свидетельства прохождения льда и водных потоков по существующей пойме остаются на сельскохозяйственных угодьях (пашня, луга) в виде разбросанных валуников, гравийных и песчаных гряд и просто навалов гравия. Вследствие того, что на этом участке правобережная пойма представляет пахот-

ные и сенокосные угодья и сеть проток не являются одним сплошным руслом, паводковые воды по этой причине при выходе на пойму затапливают достаточно большие площади, двигаясь широким потоком, при этом поток увлекает за собой массу битого льда и мусора, засоряющего впоследствии все эти

территории, причиняя существенный урон сельскохозяйственным угодьям (см. рис. 4, 5).

При установлении головы затора на участке реки 105–107 км вода идет в обход вдоль левого берега по протоке Панькова, затем по протоке Калтайской с разгрузкой у Синего утеса (с. Коларово).

При установлении головы затора на участке 104–102 км вода его обходит по протоке Светлой, с возможным выходом в Калтайскую, и также с разгрузкой у Синего утеса.

При установлении головы затора на участке реки 98–95 км избыточные воды уходят через протоку Круговиху и разгружаются в р. Томи через нижнее устье протоки Светлой. При этом последние 10 лет участились случаи освобождения реки ото льда на этом участке по следующей схеме. Голова затора, смещаясь в указанной последовательности, останавливается на 98–95 км и задерживается там практически до прохождения основного объема льда по вышеуказанным протокам. Уже к завершению ледохода изрядно ослабленный течением и температурой лед, сформировавший затор на этом участке основного русла, река размывает и уносит вниз по течению без особых усилий.

Вышеуказанная схема прохождения паводковых вод на данном участке р. Томи работает при различных уровнях воды. Во время перемещения заторных формирований вниз по основному руслу, при особенно больших уровнях воды, когда не хватает пропускной способности действующих протоков, паводковая вода может выходить на пойму (право- и левобережную, а также островную), заполняя и двигаясь по старицам и понижениям в обход заторов.

При мощных заторах, как это было в 2010 г., когда действующие протоки не справлялись с отводом избытка воды, она обходила затор по пойме, вдоль террасы правого берега. При этом были преодолены и размывты автодорожные насыпи как на входе, так и на выходе воды с поймы. В этом случае паводковые воды проходили мимо сел Вершинино, Казанка, Коларово по пойменным протокам (староречьям) Ржавцы и др. Разгрузка пойменных потоков в основное русло происходила у Синего Утёса со стороны с. Коларово. При этом в первую очередь всегда подтапливается территория низкой поймы. Участки (населенные пункты Батурино, Казанка, Коларово), располагающиеся на высокой пойме, практически не страдают. Исключение составляют новостройки, расположенные на низких участках. Если бы на правом берегу был сформирован подготовленный канал, проложенный по имеющимся пойменным протокам, с выходом на протоку Ржавцы и разгрузкой в основное русло у с. Коларово, риск подтопления сел Батурино, Казанки, Вершинино (части сел расположены на невысоких участках поймы) был бы минимален. Подобные обходные протоки сформиро-

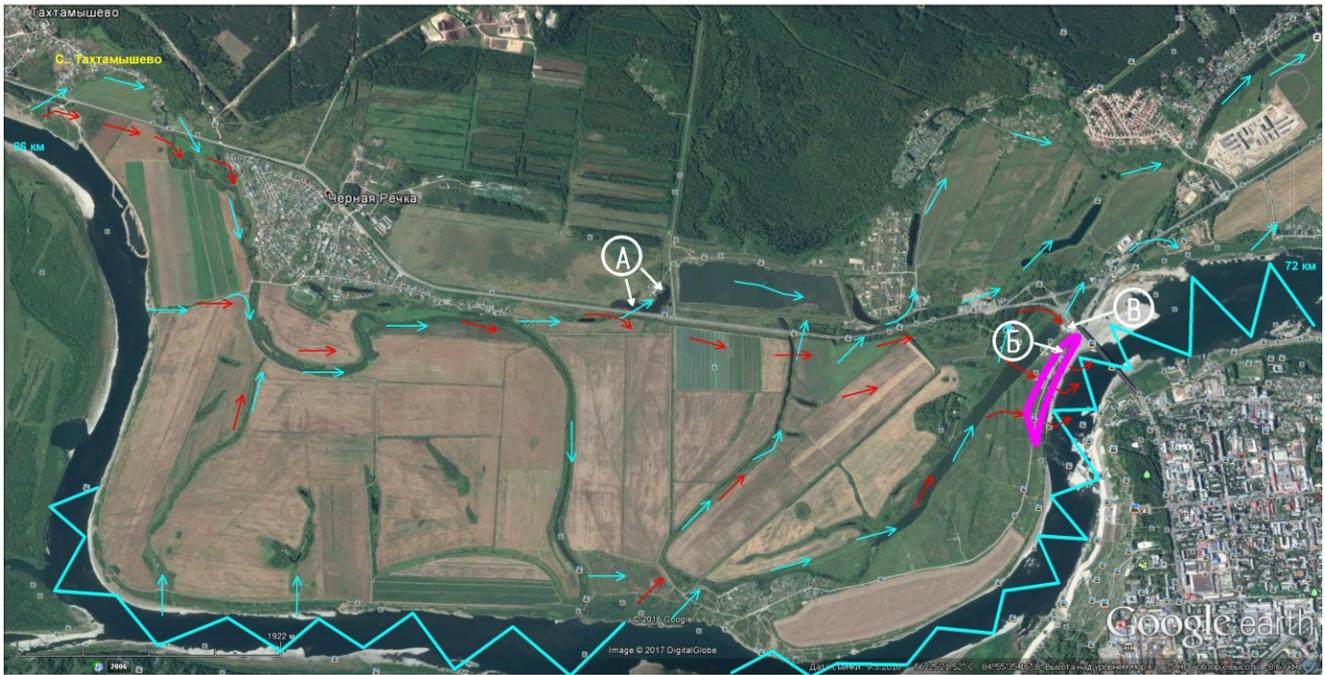
рованы рекой на протяжении всего ее течения. К сожалению, в результате хозяйственной деятельности многие из этих протоков пересыпаны, застроены и даже заселены.

В свете вышеизложенного очевидно, что на участке 52 км (с. Попадейкино) до 86 км (с. Тахтамышево) прохождение паводковых вод в период освобождения реки ото льда (заторообразования) развивалось по сходному сценарию.

На рис. 6 представлена схема затопления пойменных территорий в период заторообразования на участке левобережной поймы возле г. Томска 86 км (с. Тахтамышево) – 72 км ЛК р. Томи (г. Томск, верхний мост). Пойма р. Томи на этом участке имеет ряд сохранившихся староречий, при этом сильно урбанизирована. На участке имеется федеральная дорога Р-255 (Томск – Новосибирск) с жестким покрытием, дорожной развязкой и мостовым переходом. Участок поймы полностью покрыт сельхозугодьями, на которых внедрено искусственное орошение с поливной инфраструктурой. При этом данный участок реки является одним из наиболее затороопасных в нижнем течении р. Томи. Стрелками голубого цвета обозначены направления затопления пойменных массивов в естественных условиях ненарушенной поймы, полученные из анализа оставшихся фрагментов естественных пойменных протоков; стрелками красного цвета – направления выходящих из русла потоков при затоплении пойменных массивов в современном нарушенном состоянии. Именно таким образом вода проходила на этом участке поймы при катастрофическом затоплении в 2010 г. Из-за того что данный участок поймы перестал быть проточным (он огорожен дорожным полотном Р-255), при катастрофических паводках он потерял свою функцию пропуска поступающей воды вокруг затора и просто заполняется водой как бессточная котловина. При этом уровни затопления территории формируются выше, чем могло бы быть в естественных условиях при ее проточности и сбросе вод ниже затора.

Из рис. 8 видно, как воздвигнутые дорожные насыпи преградили естественные пути движения обходных водных потоков. В результате блокирования насыпями естественных путей слива воды с поймы в 2010 г. произошел прорыв (обозначен контуром малинового цвета) дорожной насыпи у основания моста и образовался переток воды в р. Томь. На рис. 7–9 представлены фотоматериалы, демонстрирующие вмешательство хозяйственной деятельности в естественные пойменные процессы путем хозяйственного использования поймы, строительства объектов с перегораживанием протоков.

На рис. 7 – пойменная протока, перекрытая трассой Р-255 Томск – Юрга.



**Условные Обозначения:**

Направление затопления пойменных массивов в естественных условиях ненарушенных пойменных массивов при установлении затора		Участок прорыва дорожной насыпи	
Направление затопления пойменных массивов в современном нарушенном состоянии при установлении затора		Участок установления головы затора	

**Рис. 6. Схема затопления пойменных территорий в период заторообразования на участке левобережной поймы возле г. Томска в районе пос. Черная речка – верхнего коммунального моста через р. Томь**

**Fig. 6. Scheme flooding floodplain territory in the period of flood formation on the left-bank floodplain near Tomsk in the village Chernaya rechka – the upper communal bridge across the river Tom**



**Рис. 7. Пойменная протока, перекрытая трассой Р-255 Томск – Юрга**

**Fig. 7. Flood channel, blocked by the route R-255 Tomsk-Yurga**



**Рис. 8.** Перекрытая мостовой насыпью протока Сенная Курья, размывая дорожное полотно, отделяющее ее от реки, начинает перетекать в русло р. Томи в 2010 г.

**Fig. 8.** Covered by a bridge in the channel, the Sennaya Curm, eroding the roadway separating it from the river, begins to flow into the riverbeds of the Tom River in 2010



**Рис. 9.** Пересечение протоки Сенная Курья сооружением мостового перехода через р. Томь

**Fig. 9.** Intersection of av. Sennaya Kurya with the construction of a bridge across the Tom River

На рис. 8 перекрытая мостовой насыпью протока Сенная Курья, размывая дорожное полотно, отделяющее ее от реки, начинает перетекать в русло р. То-

ми в 2010 г. На рис. 9 изображен участок пересечения протоки Сенная Курья сооружением мостового перехода через р. Томь.

На рис. 10 представлена схема движения воды по пойме в период заторообразования на участке левобережной поймы возле г. Томска с 67 (с. Тахтамышево) по 52 км ЛК р. Томи (с. Попадейкино) в естественном, ненарушенном состоянии и состоянии сегодняшнего дня. Левобережная пойма р. Томи на этом участке отличается особенно сложным рельефом, множеством пойменных протоков, разветвленной сетью дорожных насыпей, наличием сельхозугодий, населенных пунктов, садоводческих товариществ с их инфраструктурой. На участке расположен нижний мост через р. Томь. Представленный на рис. 10 участок основного русла р. Томи также является в высокой степени затороопасным. Затороопасность этого участка лишней раз подтверждается широкой, разветвленной поймой со множеством пойменных протоков, имеющих в настоящее время, несмотря на свою оторванность от основного русла, внушительные размеры и проточность на отдельных участках.

Так, федеральная трасса Р-398 Томск – Колпашево от моста к террасе пересекает 7 раз пойменные староречья, и только в восьмом случае, через р. Кисловку, у самой левобережной террасы, есть мосто-

вой переход. В результате данный участок поймы перестал быть проточным, каким он был сформирован естественными условиями. В настоящее время он может заливаться паводковыми водами со стороны р. Томи с заходом через протоку Эуштинскую (Татарская) со стороны д. Эушта. А в отдельных случаях, в условиях подпора со стороны Томи с нижних участков собственными водами, стекающими с террасы, в том числе по руслу р. Кисловка со стороны с. Попадейкино из р. Томи.

Красными стрелками на рис. 10 показаны направления затопления участков левобережной поймы в современном нарушенном состоянии, происходящего при установлении головы затора на участке 60 – 58–52 км.

Зелеными стрелками показаны направления затопления участков левобережной поймы в современном нарушенном состоянии, происходящее при установлении головы затора на участке 52–48 км. Следует отметить, что в нижней части поймы ее затопление происходит с образованием противотечения на некоторых участках р. Кисловка.

На рис. 11, 12 запечатлены два из множества существующих характерных участков на рассматриваемом фрагменте левобережной поймы р. Томи.



**Условные Обозначения:**

Направление затопления пойменных массивов в естественных условиях ненарушенных пойменных массивов при установлении затора



Участок установления головы затора



Направление затопления пойменных массивов в современном нарушенном состоянии при установлении затора



Направление затопления пойменных массивов в современном нарушенном состоянии при заторе и подтоплении состороны р. Томь



**Рис. 10. Схема затопления пойменных территорий в период заторообразования на участке левобережной поймы возле г. Томска в районе нижнего коммунального моста**  
**Fig. 10. Scheme flooding floodplain areas in the period of flood formation on the left-bank floodplain near Tomsk in the area of the lower communal bridge**



**Рис. 11. Участок трассы Р-398 Томск–Колпашево, пересекающий протоку, полностью исключает перетекание в районе АЗС «ALKE»**

**Fig. 11. The road P-398 Tomsk-Kolpashevo, crossing the canal and eliminates the overflow in the area of the auto fuel station "ALKE"**



**Рис. 12. Протоки, пересекаемые недостроенной левобережной магистралью, с сооружениями для перетока воды**

**Fig. 12. Ducts crossed the left bank of the unfinished highway, with facilities for water flow**

В работах [Земцов, Вершинин, Инишев, 2014; Беркович и др., 2015; Тарасов, Вершинин, 2015; Churuksaeva, Starchenko, 2016] показана возможность на основе моделирования имитировать влияние заторов, возникающих на разных участках, на перераспределение стока между главным руслом и протоками, и оценивать подъемы заторных уровней воды при изменении значений входных расходов воды. Именно такой подход, с использованием имитационного моделирования, позволит определять параметры искусственно модифицированных (обвалованных, углубленных, спрямленных) пойменных русел, прокладываемых в обход заторам льда и максимально приближенных к созданным природой естественным пойменным протокам. В результате может быть разработан оптимальный вариант проекта мелиорации поймы, удовлетворяющий обоснованным эколого-экономическим критериям.

### Заключение

Проводимая сегодня борьба с заторными явлениями сконцентрирована в основном русле р. Томи. Противопаводковые и противозаторные средства направлены на такие мероприятия, как рыхление с целью ослабления льда путем его подрыва или распиливания перед началом паводка, проведение углубления и расширения перекаатов и др. Накопленный опыт показал, что подобные мероприятия,

как правило, не очень эффективны. Это мероприятия разовые. После прохождения паводка о них забывают, как и о потраченных средствах. Однако каждый год в марте, пред началом весеннего половодья, эти страсти возобновляются с новой силой, тратятся новые средства, и опять на один сезон.

В данной работе на примере участка нижнего течения Томи предложен вариант борьбы с заторными явлениями, акцентирующий внимание на следующих мероприятиях:

1. Целенаправленное использование пойменных протоков для сброса воды в обход сформировавшихся заторов.

2. Защита ценных в хозяйственном отношении территорий путем поднятия отметок или создания заградительных сооружений вокруг них.

Предложенные мероприятия являются долгосрочными, и эффективность от вложенных средств только накапливается.

Использование имитационного моделирования даст возможность выбрать из нескольких вариантов наиболее оптимальный вариант мелиорации участков речной поймы, обосновать меры по их защите от затопления путем обвалования территории, т.е. в конечном итоге повысить полезность пойменных земель для нужд конкретных землепользователей, обезопасит население, проживающее на пойменных террасах Томи, и позволит уверенно и безопасно развивать градостроительные проекты в Томском левобережье в течении длительного периода.

### ЛИТЕРАТУРА

- Беркович К.М., Вершинин Д.А., Земцов В.А., Рулева С.Н., Сурков В.В., Фролова Н.Л.** Ледовый и русловой режим нижнего течения реки Томи // Эрозионные и русловые процессы : сб. тр. / под ред. Р.С. Чалова. М. : Географический факультет МГУ, 2015. Вып. 6. С. 183–198.
- Беркович К.М., Рулева С.Н., Сурков В.В., Чалов Р.С.** Антропогенные переформирования русла реки Томи // Эрозия почв и русловые процессы. М. : Изд-во МГУ, 1998. Вып. 11. С. 201–206.
- Бузин В.А.** Опасные гидрологические явления. СПб. : РГГМУ, 2008. 128 с.
- Бузин В.А., Зиновьев А.Т.** Ледовые процессы и явления на реках и водохранилищах: методы математического моделирования и опыт их реализации для практических целей (обзор современного состояния проблемы). Учреждение РАН, Ин-т водных и экологических проблем Сибирского отделения РАН. Барнаул : Пять плюс, 2009. 167 с.
- Бузин В.А., Копалиани З.Д.** Наводнения на реках России при современных тенденциях изменения климата // Ученые записки РГГМ. 2007. № 5. С. 43–54.
- Бураков Д.А., Космакова В.Ф.** Метод прогноза максимальных уровней весеннего половодья реки Томи у г. Томска и результаты его применения на практике // Климатология и гляциология Сибири : матер. междунар. науч.-практ. конф. Томск : Изд-во ЦНТИ, 2012. С. 53–55.
- Великанов М.А.** Русловой процесс (основы теории). М. : Госфизматгиз, 1958. 395 с.
- Гудымович С.С., Рычкова И.В., Рябчикова Э.Д.** Геологическое строение окрестностей г. Томска (территории прохождения геологической практики) : учеб. пособие. Томск : Том. политехн. ун-т, 2009. 84 с.
- Донченко Р.В.** Ледовый режим рек СССР. Л. : Гидрометеиздат, 1987. 248 с.
- Земцов В.А., Вершинин Д.А., Инишев Н.Г.** Имитационное моделирование заторов (на примере р. Томь, Западная Сибирь) // Лед и снег. 2014. № 3. С. 59–68.
- Каменсков Ю.И.** Русловые и пойменные процессы. Томск : Изд-во ТГУ, 1987. 173 с.
- Кононова Н.К.** Связь стихийных бедствий в России в 2013 г. и 2014 г. с циркуляцией атмосферы Северного полушария // Сложные системы. 2014. № 4 (13). С. 46–60.
- Лисер И.Я.** Весенние заторы льда на реках Сибири. Л. : Гидрометеиздат, 1967. 103 с.
- Малолетко А.М.** Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск : Том. гос. ун-т, 2008. 288 с.
- Мониторинг** ледовой обстановки и прохождения весеннего половодья на р. Томи // ОАО «Томскгеомониторинг». 2010. Отчет по III этапу.

- Попов И.В.** Деформации речных русел и гидротехническое строительство. Л. : Гидрометеиздат, 1965. 328 с.
- Савичев О.Г.** Гидрологическое обоснование руслоисправительных работ на реке Томи (Западная Сибирь) с целью снижения опасности наблюдений // Гидротехника. 2012. № 3. С. 93–97.
- Тарасов А.С., Вершинин Д.А.** Определение локализации ледовых заторов на разветвленном участке р. Томь с помощью компьютерного гидравлического моделирования // Вестник Томского государственного университета. 2015. № 390. С. 218–224.
- Фалеев М.И., Черных Г.С., Старостин А.С.** Оценка опасностей и угроз, обусловленных катастрофическими наводнениями, и предложения по защите населения и территорий от них // Стратегия гражданской защиты: проблемы и исследования. 2014. Т. 4. С. 18–32.
- Bakony P.** Simulation of unsteady flow due to ice jams formation // Proc. Inter. Conf. on fluvial hydraulic. 1988. P. 310–315.
- Beltaos S., Krishnappan B.G.** Surges from ice jam releases: a case study // Can. J. Civ. Eng. 1982. № 2. P. 276–284.
- Burakov D.A., Avdeeva Y.V., Kosmakova V.F.** Flooding in the river basins of Siberia // NATO Science Series. IV Earth and Environmental Sciences. Springer. 2007. V. 78. P. 111–124
- Churuksaeva V.V., Starchenko A.V.** Depth Averaged Modeling of Turbulent River Flow // Mathematical and Informational Technologies: Conference Information. Vrnjacka Banja, 28.08.–31.08.2016, Budva, 01.09.–05.09.2016. Belgrade, 2016. P. 61–62.
- Lindenschmidt K.-E., Sydor M., Carson R.** Ice jam modeling of the Red River in Winnipeg. 16th CRIPE Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers. Winnipeg, 2011. P. 274–290.
- Mayer I., Starosolszky O.** Hydraulics of ice jams development // IAHR Ice Symp. Sapporo, 1988. P. 304–315.
- Pariset E., Hausser R., Gagnon A.** Formation of ice covers and ice jams in rivers // J. Hydraul. Div. 1966. V. 92. NHY 6. P. 1–24.
- Uzun M.S., Kennedy J.F.** The mechanics of river ice jams // Proc. IAHR / PLANC Symp. on River and Ice. Budapest, 1974. P. 7–15.
- Wang J., Chen P.** Progress in studies on ice accumulation in river bends // Journal of hydrodynamics. 2011. V. 23, № 6. P. 737–744.

**Автор:**

**Замараев Дмитрий Константинович**, главный маркшейдер, АО «Томская судоходная компания», Томск, Россия.  
E-mail: zdk@tomskport.ru

*Geosphere Research*, 2017, 4, 75–91. DOI: 10.17223/25421379/5/7

**D.K. Zamaraev**

*«Tomsk shipping company», Tomsk, Russia*

**FACTORS OF FORMATION OF ICE JAMS DURING FLOATING OF ICE AND THEIR REGISTRATION FOR THE SUBSTANTIATION OF THE EVENTS FOR PREVENTION OF FLOODS AT THE AREA OF TOM RIVER TOMSK TERRITORY**

Relevance: Nowadays the channel and the flood plain of the Tom River undergo an essential anthropogenic pressure. This pressure aggravates the threat of severe floods. Aim of the research: The purpose of this paper is to define the most efficient methods to protect the populace, built-up areas and settlements infrastructure endangered by the floods on the Tom River near Tomsk city. The research is based on the analysis of interaction between the main channel and the flood plains and their morphological features in the period of severe snowmelt floods on the Tom River near Tomsk city. In results: In the downstream the Tom River transits from the mountain regime to the plain one. The flow velocity slows down and drifts settle. The river divides into branches, the numerous islands, cut-offs, reaches and bars appear. There are two types of natural deformations of the landscape, namely the channel and the flood plain become multi-branch. The ice jam formed in the main channel causes the rise of the water level. The water overflows to the flood plain. While the water level in cut-offs and branches increases, the flow of the flood waters, which is alternative to the main channel, rises up. The channel and main floods multibranches let the flood water through round the ice jams. During many thousands of years the flood plain cut-offs formed on the jam-hazardous areas. This cut-offs have been draining the water from the flood plain round the ice jams. They act as emergency valves that discharge the excess of water. The struggle against floods caused by ice jams should consist in maintenance of the cut-offs, which discharge the flood water, in operational state. Besides, the important agricultural, industrial and residential areas should be diked.

**Keywords:** *ice jams, drainage network, flood plain multibranch, river valley, jam phenomena, flow capacity, river bed evolution.*

**References**

- Berkovich K.M., Verшинин D.A., Zemtsov V.A., Ruleva S.N., Surkov V.V., Frolova N.L. *Ledovyy i ruslovoy rezhim nizhnego tekhniya reki Tomi/ Eroziionnye i ruslovy protsessy. Sbornik trudov / pod red. R.S. Chalova* [Ice and channel regime of the lower course of the Tom River / Erosion and channel processes. Collection of Works / Ed. R.S. Chalova]. Moscow : Geograficheskiy fakul'tet MGU. Vyp.. 6. 2015. pp. 183–198. In Russian
- Berkovich K.M., Ruleva S.N., Surkov V.V., Chalov R.S. *Antropogennye pereformirovaniya rusla reki Tomi. / Eroziya pochv i ruslovy protsessy* [Anthropogenic reorganization of the Tom River. Soil erosion and channel processes. ]. Vyp. 11. Moscow : Iad. MGU, 1998. pp. 201–206. In Russian
- Buzin V.A. *Opasnye gidrologicheskie yavleniya* [Dangerous hydrological phenomena]. S-Peterburg : RGGMU, 2008. 128 p. In Russian

Buzin V.A., Zinov'ev A.T. *Ledovye protsessy i yavleniya na rekakh i vodokhranilishchakh: metody matematicheskogo modelirovaniya i opyt ikh realizatsii dlya prakticheskikh tseley (obzor sovremennogo sostoyaniya problemy)* [Ice processes and phenomena on rivers and reservoirs: methods of mathematical modeling and experience of their implementation for practical purposes (review of the current state of the problem)]. Uchrezhdenie Rossiyskoy akad. nauk In-t vodnykh i ekologicheskikh problem Sibirskogo otdeleniya RAN. Barnaul : Pyat' plyus, 2009. 167 p. In Russian

Buzin V.A., Kopaliani Z.D. *Navodneniya na rekakh Rossii pri sovremennykh tendentsiyakh izmeneniya klimata* [Floods on the rivers of Russia with the current trends of climate change] // *Uchenye zapiski RGGMU*. 2007. № 5. pp. 43–54. In Russian

Burakov D.A., Kosmakova V.F. *Metod prognoza maksimal'nykh urovney vesennego polovod'ya reki Tomi u g. Tomsk i rezul'taty ego primeneniya na praktike* [The method of forecasting the maximum levels of the spring flood of the Tom River near Tomsk and the results of its application in practice] // *Klimatologiya i glyatsiologiya Sibiri: Mater. Mezhdunar. nauchno-praktich. konf. Tomsk : Izd-vo TsNTI*, 2012. pp. 53–55. In Russian

Velikanov M.A. *Ruslovoy protsess (osnovy teorii)* [Channel process (the basis of the theory)]. Moscow : Gosfizmatgiz, 1958. 395 p. In Russian

Gudymovich S.S., Rychkova I.V., Ryabchikova E.D. *Geologicheskoe stroenie okrestnostey g. Tomsk (territorii prokhozheniya geologicheskoy praktiki): uchebnoe posobie* [Geological structure of the vicinity of Tomsk (the territory of passage of geological practice): a textbook.]. Tomsk : Tomskiy politekhnicheskii universitet, 2009, 84 p. In Russian

Donchenko R.V. *Ledovyy rezhim rek SSSR* [Ice regime of the USSR rivers]. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987. 248 p. In Russian

Zemtsov V.A., Vershinin D.A., N.G. Inishev N.G. *Imitatsionnoe modelirovanie zatorov (na primere r. Tom', Zapadnaya Sibir')* [Simulation modeling of congestion (for example, the river Tom, Western Siberia)] // *Led i sneg*. 2014. № 3. pp. 59–68. In Russian

Kamenskoy Yu.I. *Ruslovye i poymennye protsessy* [Stream and floodplain processes]. Tomsk : TGU, 1987. 173 p. In Russian

Kononova N.K. *Svyaz' stikhiyuykh bedstviy v Rossii v 2013 g. i 2014 gg. s tsirkulyatsiey atmosfery Severnogo polushariya* [Communication of natural disasters in Russia in 2013 and 2014. with the circulation of the atmosphere of the Northern Hemisphere] // *Slozhnye sistemy*. 2014. № 4 (13). pp. 46–60. In Russian

Liser I.Ya. *Vesennie zatory l'da na rekakh Sibiri* [Spring ice jams on the rivers of Siberia]. Leningrad : Gidrometeoizdat, 1967. 103 p. In Russian

Maloletko A.M. *Evolutsiya rechnykh sistem Zapadnoy Sibiri v mezozoe i kaynozoe* [Evolution of the river systems of Western Siberia in the Mesozoic and Cenozoic Age]. Tomsk : Tomskiy gosudarstvennyy universitet, 2008. 288 p. In Russian

*Monitoring ledovoy obstanovki i prokhozheniya vesennego polovod'ya na r. Tomi* [Monitoring of ice conditions and the passage of spring high water on the river Tom] // OAO «Tomskgeomonitoyng». 2010. otchet po III etapu. In Russian

Popov I.V. *Deformatsii rechnykh rusel i gidrotekhnicheskoe stroitel'stvo* [Deformations of river beds and hydrotechnical construction]. Leningrad : Gidrometeoizdat, 1965, 328 p. In Russian

Savichev O.G. *Gidrologicheskoe obosnovanie rusloispravitel'nykh rabot na reke Tomi (Zapadnaya Sibir') s tsel'yu snizheniya opasnosti nablyudeniy* [Hydrological justification of the mainstream work on the Tom River (Western Siberia) in order to reduce the risk of observations] // *Gidrotekhnika*. 2012. № 3. pp. 93–97 In Russian

Tarasov A.S., Vershinin D.A. Building a predictive model of ice jam occurrence on the branched site of the Tom River // *Tomsk State University Journal*. 2015. № 390. pp. 218–230. In Russian

Faleev M.I., Chernykh G.S., Starostin A.S. *Otsenka opasnostey i ugroz, obuslovlennykh katastroficheskimi navodneniyami, i predlozheniya po zashchite naseleniya i territoriy ot nikh* [Assessment of hazards and threats caused by catastrophic floods and proposals for protecting the population and territories] // *Strategiya grazhdanskoy zashchity: problemy i issledovaniya*. 2014. T. 4. pp. 18–32. In Russian

Bakony P. Simulation of unsteady flow due to ice jams formation // *Proc. Inter. Conf. on fluvial hydraulic*. 1988. pp. 310–315. 166.

Beltaos S., Krishnappan B.G. Surges from ice jam releases: a case study // *Can. J. Civ. Eng.* 1982. № 2. pp. 276–284.

Burakov D.A., Avdeeva Y.V., Kosmakova V.F. Flooding in the river basins of Siberia // *NATO Science Series. IV Earth and Environmental Sciences*. Springer, 2007. V. 78. pp. 111–124

Churuksaeva V.V., Starchenko A.V. Depth Averaged Modeling of Turbulent River Flow // *Mathematical and Informational Technologies: Conference Information*. Vrnjacka Banja, 28.08.–31.08.2016, Budva, 01.09.–05.09.2016. Belgrade, 2016. pp. 61–62

Lindenschmidt K.-E., Sydor M., Carson R. Ice jam modeling of the Red River in Winnipeg. 16th CRIPE Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Winnipeg. 2011. pp. 274–290.

Mayer I., Starosolszky O. Hydraulics of ice jams development // *IAHR Ice Symp. Sapporo*, 1988. pp. 304–315.

Pariset E., Hausser R., Gagnon A. Formation of ice covers and ice jams in rivers // *J. Hydraul. Div.* 1966. V. 92. NHY 6. pp. 1–24.

Uzuner M.S., Kennedy J.F. The mechanics of river ice jams // *Proc. IAHR/PLANC Symp. on River and Ice*. Budapest, 1974. pp. 7–15.

Wang J., Chen P. Progress in studies on ice accumulation in river bends // *Journal of hydrodynamics*. 2011. V. 23. № 6. pp. 737–744.

#### Author:

**Zamaraev Dmitry K.**, Chief Surveyor. «Tomsk shipping company», Tomsk, Russia. E-mail: zdk@tomskport.ru

## ПАМЯТНАЯ ДАТА

УДК 549(929)

### К 70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ С.И. КОНОВАЛЕНКО, МОЕГО УЧИТЕЛЯ, ДРУГА, ГЕОЛОГА, МИНЕРАЛОГА И ПЕДАГОГА

С.А. Ананьев

*Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия*

Воспоминания о том замечательном периоде конца 1970-х – начала 1990-х гг., когда я формировался как геолог и ученый, а совместная и плодотворная работа с С.И. Коноваленко оставила след в науке. Работа посвящена минералогическим исследованиям С.И. Коноваленко, результатом которых стало открытие редких и новых минералов на Юго-Западном Памире и в Горной Шории: гамбергита, вольфрамсодержащих тантало-ниобатов, еремеевита, тетравикманита, тусионита и ташелгита.

**Ключевые слова:** минералогические находки С.И. Коноваленко, гамбергит, вольфрамсодержащие тантало-ниобаты, еремеевит, тетравикманит, тусионит, ташелгит.

Первая наша встреча с С.И. Коноваленко состоялась в 1976 г. Группа исследователей из Красноярского отделения СНИИГиМС под руководством Льва Николаевича Россовского, в которую входил Сергей Иванович, готовилась к полевым исследованиям крупного месторождения литиевых пегматитов Тастыг в Туве. Мне было предложено поехать с ними на преддипломную практику. Однако заведующий нашей выпускающей кафедры ГМиМР Красноярского института цветных металлов им. М.И. Калинина П.П. Пискорский поставил крест на этом, заявив, что секретные дипломы не нужны.

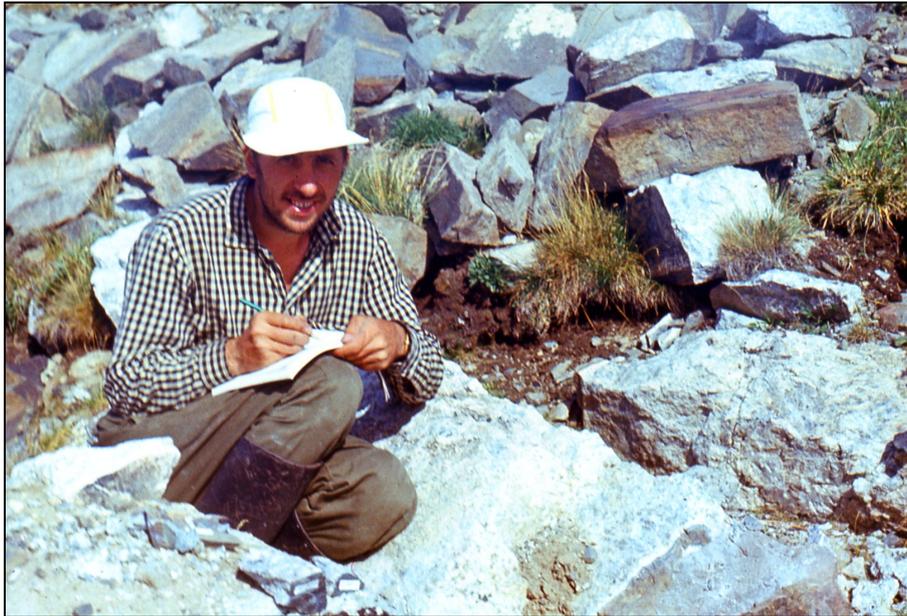
В 1978 г., будучи уже в качестве м.н.с. новой кафедры геологии, минералогии и петрографии родного института, возглавляемой Львом Васильевичем Махлаевым, мне была предоставлена возможность ездить в «поля» в течение нескольких лет с группой Л.Н. Россовского.

Первая поездка на Юго-Западный Памир, совместная с Сергеем Ивановичем и Сергеем Николаевичем Лушиковым, еще одним членом нашего полевого отряда, состоялась в конце лета 1978 г. Перед нами стояла задача найти новые жилы миароловых пегматитов в долине р. Тусион. В данной долине в осыпях ранее находили кристаллы цветных турмалинов. В этот год жилы не были найдены. Однако долиной Тусион в гнейсовой толще вскрывались две пачки мраморов мощностью до 30 м. В одной из них в белоснежном крупнокристаллическом мраморе были обнаружены вкрапления кристаллов ярко красного цвета, которые в полевых условиях диагностировались как шпинель. Уже в Красноярске при просмотре каменного материала Л.Н. Россовский сделал предположение, что это рубины. Подобные породы ему доводилось видеть на месторождении рубинов Джигдалек, когда он работал в

Афганистане. Определение подтвердилось, и это была первая находка рубинов в мраморах СССР (рис. 1) [Коноваленко, Россовский, 1979]. На тот момент слабая изученность зарубежных коренных месторождений рубина в мраморах и отсутствие сведений о них в литературе привели к тому, что господствовала точка зрения о том, что данный тип месторождений необходимо относить к магнезиальным скарнам. Дальнейшие наши исследования позволили установить, что месторождения рубина в мраморах – главный источник высококачественного ювелирного сырья в мире, и обосновать их метаморфогенную природу [Россовский, Коноваленко, Ананьев, 1982].

Надо отметить, что в следующий полевой сезон 1979 г. нами в долине р. Тусион были найдены две сближенные между собой миароловые жилы с цветными турмалинами, содержащие ряд редких минералов. Их исследованию способствовало то, что к этому времени у нас установились очень хорошие отношения с Евгением Петровичем Петуховым, заведующим рентгеноструктурной лабораторией завода «Сибэлектросталь» г. Красноярск. Он предложил на безвозмездной основе выполнять рентгенофазовый анализ наших, как он говорил, интересных минералов. В течение нескольких лет им было выполнено более 200 анализов, и это послужило основой целой серии минералогических находок.

Первым был обнаружен редкий борат бериллия – *гамбергит*  $\text{Be}_2[\text{VO}_3](\text{OH})$ . Его удалось выявить в миароловых полостях двух жил – в давно известной Вездаринской (долина р. Вездара) и в одной из двух обнаруженных нами – Тусионской. Это были первые находки гамбергита в пегматитах СССР [Коноваленко и др., 1981]. Кристаллы гамбергита – белые, иногда бесцветные, местами прозрачные в виде уплощенных призм с грубой штриховкой на гранях.



С.И. Коноваленко в маршруте. Сангиленское нагорье, Тува, 1979 г.

S.I. Konovalenko in the route. Sangilensky Plateau, Tuva, 1979



Рис. 1. Кристалл рубина длиной 1,5 см в кальцитовом мраморе

Fig. 1. Ruby crystal 1.5 cm long in calcite marble



Рис. 2. Кристаллы гамбергита в полихромном турмалине из миарол Тусионской жилы

Fig. 2. Gambegite crystals, ingrown into a polychrome tourmaline, miarole of Tusion vein

В Вездаринской жиле гамбергит обнаружен в одном занорыше, и его кристаллы имели размеры  $12 \times 10 - 20$  мм. В Тусионской жиле гамбергит встречается во многих миаролах, имеет размеры  $2 \times 5 \times 20$  мм и вращается в кристаллы полихромного турмалина (рис. 2). В ассоциации с ним выявлены колумбит, микролит, циркон и другие акцессорные минералы.

Рентгеноструктурные исследования минералов из занорышей Вездаринской жилы позволили нам впервые выявить ряд вольфрамсодержащих тантало-ниобатов: *колумбит вольфраμισый* –  $Mn_{1,00}(Mn_{0,34}$

$Fe_{0,10}W_{0,50}Ti_{0,04})_{0,98}(Nb_{1,79}Ta_{0,21})_{2,00}O_8$ ; *стибиоколумбит вольфраμισый* –  $(Sb^{3+}_{0,93}Pb_{0,05})_{0,98}(Nb_{0,69}Ta_{0,12}W_{0,16}Sn_{0,02})_{0,99}O_4$  (на тот момент это была вторая находка в мире); *пирохлор вольфраμισый* –  $(Ca_{0,74}Na_{1,04}U_{0,04})_{1,82}(Nb_{1,10}Ta_{0,64}W_{0,22}Ti_{0,02}Sn_{0,02})_{2,00}(O, OH, F)_{6,46}$ , также обнаружен *иксиолит вольфраμισый* [Коноваленко и др., 1982]. Был сделан вывод о том, что вольфрам, вопреки установившемуся мнению, может выступать как типичный элемент остаточных пегматитовых расплавов. Накапливаясь к конечным стадиям кристаллизации пегматитов вместе с марганцем, танталом, ниобием, сурьмой и

другими элементами, он дает начало ряду вольфрам-содержащих разновидностей тантало-ниобатов. Этот вывод подтверждает обнаружение в Вездаринской жиле нового вольфрамоносителя минерала – *корагоита*  $Mn_3(Nb,Ta)_3(Nb,Mn)_2W_2O_{20}$ , названного в честь известного минералога А.А. Кораго и зарегистрированного в 1994 г. Как утверждал Сергей Иванович, этот минерал был открыт в наших образцах, предоставленных для изучения вольфрамсодержащих тантало-ниобатов, но коллеги из Геологического института КНИЦ РАН не посчитали нужным включить нас в качестве соавторов.

Еще одна удивительная минералогическая находка была сделана в образцах из миарол Вездаринской жилы – *еремеевит*  $Al_6(BO_3)_3(OH,F)_3$  [Коноваленко, Россковский, Ананьев, 1983]. Это была третья в мире находка и вторая после столетнего перерыва в нашей стране. Впервые минерал был найден в 70-х гг. XIX столетия в гранитной дресве на горе Соктуй (Забайкалье). Вторая находка еремеевита была сделана в 1970-х гг. в пегматитах Намибии. Памирский еремеевит представлен прекрасно образованными, практически бесцветными, прозрачными, длинно-призматическими кристаллами размером от 10 до 40 мм по удлинению. В сечении некоторые из них достигали 3–4 мм (рис. 3). В миаролах еремеевит ассоциирует с дымчатым кварцем, ортоклазом, клевеландитом, полихромным турмалином, топазом, лепидолитом и тантало-ниобатами.

Удивительным свойством хорошо образованных кристаллов еремеевита является их аномальная двуосность, несмотря на то, что минерал относится к гексагональной сингонии. Изучение данного явления показало, что оптические аномалии, устанавливаемые в свободнорастущих кристаллах, порождены внутренними напряжениями, которые распределяются в соответствии с их зонально-секториальным строением. Они вызваны гетерометрией различных пирамид роста кристаллов из-за неодинакового распределения в них элементов-примесей, зависящего от типа симметрии растущей грани [Ананьев, Коноваленко, 1984].

Дальнейшие исследования минералов из миарол найденных нами Тусионских жил привели к новым открытиям. В обеих жилах был обнаружен *тетравикманит*  $MnSn(OH)_6$ . Он является тетрагональной модификацией кубического викманита, найденного до этого только в двух местах: первый – в сподуменовых пегматитах США, второй – в скарнах Лонгбана (Швеция). Это была первая находка тетрагональной разновидности минерала [Коноваленко и др., 1984]. Тетравикманит образует одиночные дипирамидальные (псевдооктаэдрические) кристаллы или сростки ярко оранжево-желтого цвета (рис. 4). Размер выделений от 0,2 до 2 мм. Тетравикманит в пегматитовых жилах – один из поздних гипогенных минералов. Пространственно он приурочен к миаро-

лам осевой блоковой зоны, где нарастает на ранее образованные кристаллы кварца и ортоклаза.

Тетравикманит тесно ассоциирует с тонкопластинчатым прозрачным альбитом, бесцветным турмалином и данбурином. И вот наконец-то пришла удача. В сростании с тетравикманитом мы обнаружили неизвестный нам пластинчатый минерал медово-желтого цвета. Он выглядел настолько необычно для нас, что мы целенаправленно его отбирали для дальнейших исследований. Рентгенофазовый анализ показал, что структура данного минерала не имеет аналогов, а дальнейшее комплексное изучение позволило установить, что это новый минерал.

Так, в 1983 г. Комиссией по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциации (ММА) был зарегистрирован минерал, названный по месту находки *тусионитом*  $MnSn(BO_3)_2$  [Коноваленко и др., 1983]. Минерал обладает совершенной спайностью, в тонких пластинках прозрачный либо просвечивает, имеет твердость 4 по шкале Мооса и относится к тригональной сингонии. Выделения тусионита достигают 1,5 м в поперечнике при толщине отдельных пластинок 0,2–0,5 мм. Он тесно ассоциирует с альбитом, а также с ортоклазом, дымчатым кварцем и различными боросодержащими минералами: турмалином, данбурином, гамбергитом.

Пришло время, когда группа, руководимая Л.Н. Россовским, распалась. Сергей Иванович переехал в г. Томск и устроился на кафедре минералогии и геохимии Томского государственного университета. Однако наша совместная работа в области минералогии продолжилась. Итогом предшествующей работы был доклад на XXVII Международном геологическом конгрессе в г. Москва «Миароловые пегматиты Юго-Западного Памира как источник цветного турмалина, а также редких и новых минералов – гамбергита, еремеевита, стибиоколумбита, тетравикманита, тусионита и других» [Коноваленко, Ананьев, 1984].

Вкус открытия новых минералов привел нас к Сергеем Ивановичем в середине 1980-х гг. в северные отроги Кузнецкого Алатау (Горная Шория) на Ташелгинское проявление скарноидов. Ранее там был обнаружен неизвестный и недоизученный сложный оксид Al, Mg, Ca и Fe, названный *лодочниковитом*. Отобранный нами минерал был подвергнут различным аналитическим исследованиям, но проблемы с расшифровкой результатов монокристалльной съемки (монокристаллы оказывались параллельными сростками) отодвинули оформление заявки на многие годы. И только в 2009 г. эта работа была выполнена, в 2010 г. был зарегистрирован новый минерал *ташелгит*  $CaMgFe^{2+}Al_9O_{16}(OH)$ , названный по месту находки [Ананьев и др., 2011]. Ташелгит образует длиннопризматические игольчатые кристаллы и их параллельные сростания размером 0,2×0,3×2 мм.



Рис. 3. Кристаллы еремеевита, часть которых обросла лепидолитом

Fig. 3. Jeremejevite crystals, some of which are overgrown by Lepidolite



Рис. 4. Кристаллы тетравикманита, выросшие на ортоклазе

Fig. 4. Tetrawickmanite crystals, grown on orthoclase

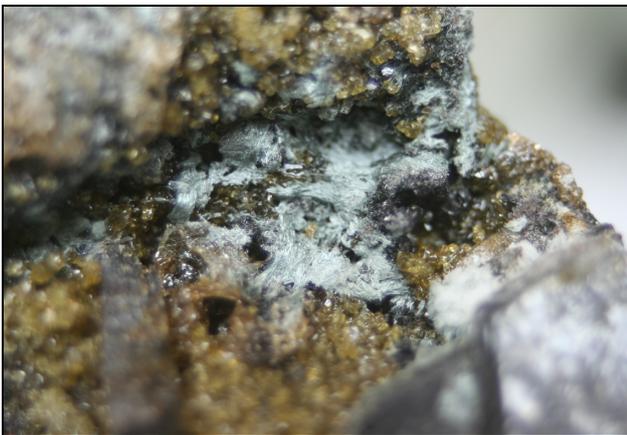


Рис. 5. Войлокоподобный ташелгит в агрегате везувиана и гроссуляра, вытравленного из кальцита

Fig. 5. Felt-like tashelgite in the aggregate of vesuvian grossular, etched from calcite



Рис. 6. Идиоморфные кристаллы (до 12 мм) шпинели, проявление Горон, Юго-Западный Памир

Fig. 6. Idiomorphic crystals (up to 12 mm) spinel, Goron occurrence, South-West Pamir

Достаточно часто он представлен войлокоподобными агрегатами размером до 10 мм в поперечнике (рис. 5). Индивиды нового минерала просвечивают, реже прозрачные, имеют сине-зеленый цвет и стеклянный блеск. Спайность и отдельность отсутствуют. Минерал хрупкий, твердость его по шкале Мооса 7,5. Скарноиды, кроме преобладающего кальцита, содержат необычную минеральную ассоциацию: хибонит, розово-коричневый гроссуляр, медово-желтый везувиан, магнетит, черный герцинит, лейкосапфир, апатит и перовскит [Ананьев, Коноваленко, 2008].

Наше совместное изучение геологии Юго-Западного Памира продолжалось. Летом 1989 г. при-

шла новая удача. В верховьях долины р. Горон, находящейся в пределах Шахдаринского хребта Юго-Западного Памира, было обнаружено новое проявление благородной шпинели. На тот момент в данном районе это было второе после знаменитого месторождения Кухи-Лал местонахождение ювелирной шпинели [Коноваленко и др., 1991]. Шпинель Горона представлена идиоморфными кристаллами розово-фиолетового цвета ювелирного качества, которые достаточно равномерно распределены в агрегате средне-чешуйчатого серо-зеленого хлорита. По объему в породе хлорит несколько преобладает над шпинелью, однако по весу шпинель состав-

ляет в них 52–54 %, а хлорит 45–47 %. На остальные минералы в среднем приходится 1 %. Наиболее часто встречается оранжевый титанклиногумит (3,35 мас. %  $\text{TiO}_2$ ) в виде крупных (до 5 см) сильно-трещиноватых желваков. Значительно реже наблюдается черный ильменит в виде мелких (до 1 мм) толстотаблитчатых кристаллов. В ряде гнезд отмечена более поздняя по времени формирования ассоциация низкотемпературных гидротермальных минералов, включающая в себя арагонит, гидроталькит, манассеит.

Размер кристаллов шпинели меняется от 3 до 20 мм. Они обладают идеальной прозрачностью (см. рис. 6). По составу шпинель отвечает почти чистой магнезиальной разновидности с небольшой примесью герцинитового минерала (4,5–5,0 %  $\text{FeAl}_2\text{O}_3$ ). Кристаллы горонской шпинели проявляют александритовый эффект. При дневном освещении их цвет более холодный – фиолетовый, а под лампой накаливания они приобретают заметный розовый оттенок, делающий их более привлекательными. Шпинель с аналогичными оптическими свойствами встречается крайне редко. Подобная шпинель известна в Танзании, на Цейлоне и Мадагаскаре [Ananyev, Konovalenko, 2012].

Исследование минерализации миарол Памирских пегматитовых жил продолжалось. И вот в хорошо изученной Вездаринской жиле в полостях найден редкий фосфат виитаньемиит  $\text{NaCaAlPO}_4\text{F}_2(\text{F},\text{OH})$

[Коноваленко, Ананьев, Кузнецова, 1991]. Это была четвертая находка в мире. Виитаньемиит найден в крупной полости осевой ортоклазовой зоны жилы, где он образует корочки мелких (1–3 мм) кристаллов таблитчатой формы на кристаллах кварца и калиевого полевого шпата или наблюдается в виде обломков тех же мелких (до  $12 \times 4 \times 3$  мм) кристаллов в белой каолиновой глине, заполняющей нижнюю часть занорыша. Цвет виитаньемиита меняется от белого и желтоватого в мелких зернах до бледно-лилового в более крупных его выделениях. Блеск минерала стеклянный. Твердость по шкале Мооса 5.

Так плодотворно прошли наши годы, начиная с конца 1970-х гг. и заканчивая началом 1990-х гг., увенчавшиеся интересными минералогическими находками. Но на этом наши совместные научные успехи не закончились. В 2014 г. были зарегистрированы Комиссией по новым минералам и названиям минералов ММА еще два найденных нами новых минерала: *ферропедрисит*  $\text{NaLi}_2(\text{Fe}^{2+}_2\text{Al}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$  из месторождения литиевых пегматитов Сутлуг (Тува), относящийся к литиевым амфиболам подгруппы *педрисита* [Konovalenko et al., 2015a], и *россовскиит*  $(\text{Fe}^{3+},\text{Ta})(\text{Nb},\text{Ti})\text{O}_4$  из гранитных пегматитов Монгольского Алтая (Западная Монголия), относимый к тантало-ниобатам [Konovalenko et al., 2015b]. Последний назван в память о Льве Николаевиче Россовском, нашем наставнике из далеких 1970-х гг.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ананьев С.А., Коноваленко С.И.** Влияние внутренних напряжений на оптические свойства еремеевита // Геология и геофизика. Новосибирск : Наука, 1984. № 9. С. 97–103.
- Ананьев С.А., Коноваленко С.И.** Химические особенности минералов из редкой ассоциации известковых скарноидов Горной Шории // Журнал Сибирского федерального университета. Техника и технология. 2008. № 1. С. 33–39.
- Ананьев С.А., Коноваленко С.И., Расцветаева Р.К., Аксенов С.М., Чуканов Н.В., Сапожников А.Н., Загорский В.Е., Вирюс А.А.** Ташелгит  $\text{CaMgFe}^{2+}\text{Al}_9\text{O}_{16}(\text{OH})$  – новый минерал из известковых скарноидов Горной Шории // Записки Российского минералогического общества. 2011. Т. 140, № 1. С. 49–57.
- Коноваленко С.И., Россовский Л.Н., Ананьев С.А., Петухов Е.П.** Первая находка гамбергита в пегматитах СССР // Доклады Академии наук СССР. 1981. Т. 260, № 4. С. 992–996.
- Коноваленко С.А., Ананьев С.А., Кузнецова И.К.** Виитаньемиит из миароловых пегматитов Юго-Западного Памира // Записки Российского минералогического общества. 1991. Вып. 1. С. 74–79.
- Коноваленко С.И., Ананьев С.А.** Миароловые пегматиты Юго-Западного Памира как источник цветного турмалина, а также редких и новых минералов – гамбергита, еремеевита, стибиколюмбита, тетравикманита, тусионита и других // Тезисы XXVII Международного геологического конгресса. М., 1984. 53 с.
- Коноваленко С.И., Ананьев С.А., Васильева Е.Р., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П.** Находка хлоритовых пород с благородной шпинелью в магнезиальных скарнах (Юго-Западный Памир) // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33, № 6. С. 100–103.
- Коноваленко С.И., Волошин А.В., Ананьев С.А., Пахомовский Я.А., Перлина Г.А.** Тетравикманит из миароловых пегматитов Юго-Западного Памира // Минералогический журнал. 1984. Т. 6, № 1. С. 89–92.
- Коноваленко С.И., Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Ананьев С.А., Перлина Г.А., Рогачев Д.Л., Кузнецов В.Я.** Тусионит  $\text{MnSn}(\text{BO}_3)_2$  – новый борат из гранитных пегматитов Юго-Западного Памира // Доклады Академии наук СССР. 1983. Т. 272, № 6. С. 1449–1453.
- Коноваленко С.И., Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Россовский Л.Н., Ананьев С.А.** Вольфрамсодержащие разновидности тантало-ниобатов из миароловых гранитных пегматитов Юго-Западного Памира // Минералогический журнал. 1982. № 1. С. 65–74.
- Коноваленко С.И., Россовский Л.Н.** Метаморфогенные месторождения рубина в гнейсово-мраморных толщах // Метаморфогенное рудообразование. Апатиты, 1979. С. 73–74.

**Коноваленко С.И., Россовский Л.Н., Ананьев С.А.** Еремеевит – вновь найденный в России минерал // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1983. Ч. СХП, вып. 2. С. 212–217.

**Россовский Л.Н., Коноваленко С.И., Ананьев С.А.** Условия образования рубина в мраморах // Геология рудных месторождений. 1982. Т. 24, № 2. С. 57–66.

**Ananyev S.A., Konovalenko S.I.** Morphological and gemmological features of gem-quality spinel from the Goron deposit, southwestern Pamirs, Tajikistan // The Journal of Gemmology. 2012. V. 33, № 1–4. P. 15–18.

**Konovalenko S.I., Ananyev S.A., Chukanov N.V., Aksenov S.V., Rastsvetaeva R.K., Bakhtin A.I., Nikolaev A.G., Gainov R.R., Vagisov F.G., Sapozhnikov A.N., Belakovskiy D.I., Bychkova Y.V., Klingelhöfer G., Blumers M.** Ferro-pedrizite,  $\text{NaLi}_2(\text{Fe}^{2+}_2\text{Al}_2\text{Li})\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ , a new amphibole-supergroup mineral from the Sutlug pegmatite, Tyva Republic, Russia // Eur. J. Mineral. 2015a. № 27. P. 417–426.

**Konovalenko S.I., Ananyev S.A., Chukanov N.V., Rastsvetaeva R.K., Aksenov S.M., Baeva A.A., Gainov R.R., Vagisov F.G., Lopatin O.N., Nebera T.S.** A new mineral species rossovskyite,  $(\text{Fe}^{3+}, \text{Ta})(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_4$ : crystal chemistry and physical properties // Phys. Chem. Minerals. 2015b. № 42. P. 825–833.

**Автор:**

**Ананьев Сергей Анатольевич**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент, кафедра геологии, минералогии и петрографии, Институт горного дела, геологии и геотехнологий, Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия.

E-mail: sananiev@mail.ru

*Geosphere Research*, 2017, 4, 92–98. DOI: 10.17223/25421379/5/8

**S.A. Ananyev**

*Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia*

**70th ANNIVERSARY OF THE BIRTHDAY S.I. KONOVALENKO, MY TEACHER, FRIEND, GEOLOGIST, MINERALOGIST AND LECTURER**

The mineralogical studies performed by S.I. Konovaleko during the period between the end of the 1970s and the beginning of the 1990s, which led to the discovery of rare and new minerals, are described briefly. Rubies in marbles and jewelry-type spinel in magnesian skarns were detected in the metamorphic stratum and rare minerals, such as hambergite, wolfram-containing tantalum niobates, jeremejevit, tetrawickmanite, as well as a new mineral tusionite were identified in miarolitic pegmatites of the Southwestern Pamirs. A new mineral tashelgite was discovered in skarnoids of the Gornaya Shoriya.

**Keywords:** *Mineralogical findings of S.I. Konovalenko, hambergite, wolfram-containing tantalum niobates, jeremejevit, tetrawickmanite, tusionite, tashelgite.*

**References**

Ananyev S.A., Konovalenko S.I. *Vliyanie vnutrennikh napryazheniy na opticheskie svoystva eremeevita* [Influence of internal stresses on optical properties of jeremejevit] // *Geologiya i geofizika*. Novosibirsk : Izd-vo «Nauka», 1984. №9. pp. 97–103. In Russian

Ananyev S.A., Konovalenko S.I. *Khimicheskie osobennosti mineralov iz redkoy assotsiatsii izvestkovykh skarnoidov Gornoy Shorii* [Chemical peculiarities of minerals from the rare calciferous scarnoid association of the Gornaya Shoria] // *Journal of Siberian Federal University. Engineering & Technologies*. 2008. № 1. pp. 33–39. In Russian

Ananyev S.A., Konovalenko S.I., Rastsvetaeva R.K., Aksenov S.M., Chukanov N.V., Sapozhnikov A.N., Zagorsky V.E., Viryus A.A. Tashelgite  $\text{CaMgFe}^{2+}\text{Al}_9\text{O}_{16}(\text{OH})$  – a new mineral species from calcereous skarnoids of Gornaya Shoria // *Zapiski RMO*. 2011. T. 140. № 1. pp. 49–57. In Russian

Konovalenko S.I., Rossovskiy L.N., Ananyev S.A., Petukhov E.P. *Pervaya nakhodka gambergita v pegmatitakh SSSR* [The first discovery of hambergite in pegmatites of the USSR] // *Doklady Akademii nauk SSSR*. 1981. V. 260, № 4. pp. 992–996. In Russian

Konovalenko S.I., Ananyev S.A., Kuznetsova I.K. *Viitan'emiit iz miarolovykh pegmatitov Yugo-Zapadnogo Pamira* [Viitaniemiite from miarolitic pegmatites of the Southwest Pamir] // *Zapiski Rossiyskogo mineralogicheskogo obshchestva* 1991. Vyp. 1. pp. 74–79. In Russian

Konovalenko S.I., Ananyev S.A. *Miarolovye pegmatity Yugo-Zapadnogo Pamira kak istochnik tsvetnogo turmalina, a takzhe redkikh i novykh mineralov – gambergita, eremeevita, stibiokolumbita, tetravikmanita, tusionita i drugikh* [Miarolitic pegmatites of the Southwest Pamirs as a source of colored tourmaline, as well as rare and new minerals – hambergite, jeremejevit, stibiocolumbite, tetrawickmanite, tusionite and other] // *Tezisy XXVII Mezhdunarodnogo geologicheskogo kongressa*. Moscow, 1984. 53 p. In Russian

Konovalenko S.I., Ananyev S.A., Vasil'eva E.R., Garanin V.K., Kudryavtseva G.P. *Nakhodka khloritovykh porod s blagorodnoy shpinel'yu v magnezial'nykh skarnakh (Yugo-Zapadnyy Pamir)* [The discovery of chlorite rocks with noble spinel in magnesian skarns (South-West Pamir)] // *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*. 1991. V. 33. № 6. pp. 100–103. In Russian

Konovalenko S.I., Voloshin A.V., Ananyev S.A., Pahomovskiy Ya.A., Perlina G.A. *Tetravikmanit iz miarolovykh pegmatitov Yugo-Zapadnogo Pamira* [Tetravickmanite from the miarolitic pegmatites of the South-Western Pamirs] // *Mineralogicheskii zhurnal*. 1984. V. 6, № 1. pp. 89–92. In Russian

Konovalenko S.I., Voloshin A.V., Pahomovskiy Ya.A., Ananyev S.A., Perlina G.A., Rogachev D.L., Kuznetsov V.Ya. *Tusionit  $\text{MnSn}(\text{BO}_3)_2$  – novyy borat iz granitnykh pegmatitov Yugo-Zapadnogo Pamira* [Tusionite  $\text{MnSn}(\text{BO}_3)_2$  – a new borate from granitic pegmatites of the South-Western Pamir] // *Doklady Akademii nauk SSSR*. 1983. V. 272. № 6. pp. 1449–1453. In Russian

Konovalenko S.I., Voloshin A.V., Pahomovskiy Ya.A., Rossovskiy L.N., Ananyev S.A. *Vol'framsoderzhashchie raznovidnosti tantaloniobatov iz miarolovykh granitnykh pegmatitov Yugo-Zapadnogo Pamira* [Wolfram-containing varieties of tantaloniobates from miarolitic granitic pegmatites of the Southwest Pamir] // Mineralogicheskiy zhurnal. 1982. №1. pp. 65–74. In Russian

Konovalenko S.I., Rossovskiy L.N. *Metamorfogennyye mestorozhdeniya rubina v gneysovo-mramornykh tolshchakh* [Metamorphic deposits of ruby in gneiss-marble strata.]. V kn.: *Metamorfogennoe rudoobrazovanie. Apatity, 1979.* pp. 73–74. In Russian

Konovalenko S.I., Rossovskiy L.N., Ananyev S.A. *Eremeevit – vnov' naydenny v Rossii mineral* [Jeremejevite - newly found mineral in Russia] // Zapiski Vsesoyuznogo mineralogicheskogo obshchestva. 1983. Ch. CXII. Vyp. 2. pp. 212–217. In Russian

Rossovskiy L.N., Konovalenko S.I., Ananyev S.A. *Usloviya obrazovaniya rubina v mramorakh* [Conditions for the formation of ruby in marbles] // Geologiya rudnykh mestorozhdeniy. 1982. T. 24. №2. pp. 57–66. In Russian

Ananyev S.A., Konovalenko S.I. Morphological and gemmological features of gem-quality spinel from the Goron deposit, southwestern Pamirs, Tajikistan // The Journal of Gemmology. 2012. V. 33. № 1–4. pp. 15–18.

Konovalenko S.I., Ananyev S.A., Chukanov N.V., Aksenov S.V., Rastsvetaeva R.K., Bakhtin A.I., Nikolaev A.G., Gainov R.R., Vagisov F.G., Sapozhnikov A.N., Belakovskiy D.I., Bychkova Y.V., Klingelhöfer G., Blumers M. *Ferro-pedrizite, NaLi<sub>2</sub>(Fe<sup>2+</sup><sub>2</sub>Al<sub>2</sub>Li)Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>, a new amphibole-supergrout mineral from the Sutlug pegmatite, Tyva Republic, Russia* // Eur. J. Mineral. 2015. №27. pp. 417–426.

Konovalenko S.I., Ananyev S.A., Chukanov N.V., Rastsvetaeva R.K., Aksenov S.M., Baeva A.A., Gainov R.R., Vagizov F.G., Lopatin O.N., Nebera T.S. *A new mineral species rosovskyite, (Fe<sup>3+</sup>,Ta)(Nb,Ti)O<sub>4</sub>: crystal chemistry and physical properties* // Phys. Chem. Minerals. 2015. № 42. pp. 825–833.

Author:

**Ananyev Sergey An.**, Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Associate Professor, Department of Geology, Mineralogy and Petrography, Institute of Mining, Geology and Geotechnology, Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia.

E-mail: sananiev@mail.ru

Научный журнал

**ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**

**GEOSPHERE RESEARCH**

**2017. № 4**

Редактор Ю.П. Готфрид  
Корректор 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 18.12.2017 г. Формат 60x84<sup>1</sup>/<sub>8</sub>.  
Гарнитура Times. Печ. л. 12,5; усл. печ. л. 11,6.  
Тираж 50 экз. Заказ № 3145. Цена свободная.

Дата выхода в свет 18.05.2018 г.

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