

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

Научный журнал

2021

№ 3

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

Журнал индексируется в базе данных Web of Science Core Collection's Emerging Sources Citation Index.

The Journal is indexed in the Web of Science Core Collection's Emerging Sources Citation Index.



Учредитель – Томский государственный университет

Адрес редакции и издателя: 634050, г. Томск, пр. Ленина, 36, Национальный исследовательский Томский государственный университет, геолого-географический факультет, ауд. 242. Сайт: <http://journals.tsu.ru/geo/>

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор: **Врублевский В.В.**, д-р геол.-минерал. наук, профессор Томского государственного университета, Томск, Россия

E-mail: vasvr@yandex.ru

Заместитель главного редактора: **Шпанский А.В.**, д-р геол.-минерал. наук, доцент Томского государственного университета, Томск, Россия

E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru

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

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

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

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

Дорошкевич А.Г., д-р геол.-минерал. наук, заведующий лабораторией, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, 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

Крук Н.Н., д-р геол.-минерал. наук, чл.-кор. РАН, директор, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, 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

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

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

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

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

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

Бэнкс Давид, CGeol, компания Holymoore Consultancy, Честерфилд, Университета Глазго, Великобритания

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

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

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

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

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

Эрнст Р.Э., профессор Карлетонского университета, Оттава, Канада

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

E-mail: vasvr@yandex.ru

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

E-mail: shpansky@ggf.tsu.ru

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

E-mail: ev.asochakova@gmail.com

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

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

Doroshkevich A.G., Head of Laboratory, Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, 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

Kruk N.N., Corresponding Member of RAS, Director, 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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

David Banks, CGeol, Holymoor Consultancy, Chesterfield, UK

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

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

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

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

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

Richard E. Ernst, Professor of the Carleton University, Ottawa, Canada

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

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА

- Зиновьев С.В., Фидлер М.А.** Позднепалеозойская деформационно-метаморфическая структура Кузнецко-Алтайского региона 6
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Свидетельства полиметаморфической эволюции докембрийских геологических комплексов Заангарья Енисейского Кряжа 19

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

- Колпаков В.В., Нестеренко Г.В., Неволько П.А., Жмодик С.М.** Минералого-геохимическая характеристика и вероятные коренные источники самородного золота россыпей Кельбес-Золотокидатского района (северная часть Кузнецкого Алатау) 42
- Леснов Ф.П., Королюк В.Н.** Минералогия твердофазных микровключений в цирконах из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) в связи с проблемой их U-Pb изотопного датирования 56

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

- Подобина В.М.** Значение спиropлектамин (фораминиферы) для стратиграфии верхнего мела Западной Сибири 67

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

- Клебанович Н.В., Киндеев А.Л., Сазонов А.А.** Геостатистический анализ при картографировании пространственной неоднородности влажности и кислотности почв 80
- Пашков С.В.** Агроландшафтное районирование Северо-Казахстанской области: экологические предпосылки 92
- Шамаева Е.Ф., Кнауб Р.В.** К вопросу оценки последствий катастроф различного генезиса в системе «природа – общество – человек» 104

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

- Кужевская И.В., Жукова В.А., Кошикова Т.С., Пустовалов К.Н., Нагорский П.М.** Мезомасштабные конвективные комплексы на юго-востоке Западной Сибири и их пространственно-временное распределение (на англ.) 115

CONTENTS

PETROLOGY, GEOTECTONICS

- Zinoviev S.V., Fidler M.A.** Late Paleozoic deformational-metamorphic structure of the Kuznetsk-Altai Region 6
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Evidence for polymetamorphic evolution of the Precambrian geological complexes of the Transangarian Yenisei Ridge 19

MINERALOGY, GEOCHEMISTRY

- Kolpakov V.V., Nesterenko G.V., Nevolko P.A., Zhmodik S.M.** Mineralogical-geochemical characteristic and the potential ore sources of placer native gold in Kelbes-Zolotokitat Region (North Kuznetsk Alatau) 42
- Lesnov F.P., Koroliuk V.N.** Mineralogy of solid-phase microinclusions in zircons from resthetogenic ultramafic rocks of the Shaman Massif (Eastern Transbaikalia) in connection with the problem of their U-Pb isotope dating 56

PALEONTOLOGY, STRATIGRAPHY

- Podobina V.M.** The significance of Spiroplectammina (Foraminifera) for Upper Cretaceous stratigraphy of Western Siberia 67

PHYSICAL GEOGRAPHY, GEOECOLOGY

- Klebanovich N.V., Kindeev A.L., Sazonov A.A.** Geostatistical analysis in mapping the spatial heterogeneity of soil humidity and acidity 80
- Pashkov S.V.** Agrolandscape division of North Kazakhstan Region: econological premises 92
- Shamaeva E.F., Knaub R.V.** To the question of assessment of the consequences of disasters of various genesis in the system "Nature - Society - Man" 104

METEOROLOGY, CLIMATOLOGY

- Kuzhevskaya I.V., Zhukova V.A., Koshikova T.S., Pustovalov K.N., Nagorskiy P.M.** The spatio-temporal distribution of mesoscale convective complexes over the Southeastern Western Siberia 115

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОТЕКТОНИКА

УДК 551.242+551.253

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ДЕФОРМАЦИОННО-МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА КУЗНЕЦКО-АЛТАЙСКОГО РЕГИОНА

С.В. Зиновьев^{1,2}, М.А. Фидлер¹

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия



Региональная структура Кузнецко-Алтайского региона сформировалась в результате конвергенции Тувино-Монгольского и Джунгарского микроконтинентов благодаря механизмам и энергии коллизионных взаимодействий межглыбовых систем коры преимущественно в позднепалеозойское время. Главным тектоническим следствием конвергенции указанных глыб и коллизии блоков фронтальной области является формирование асимметрично клиновидного геолого-структурного ансамбля региональных структур, среди которых особое внимание привлекают деформационные системы и деформационно-метаморфические зоны. Их распределение подчеркивает асимметрию регионального структурного плана. В качестве эталонных примеров и детализации строения кратко представлены Иртышская, Кедровско-Бутачихинская и Курайская деформационно-метаморфические зоны. Их вещественную основу представляют разновидности тектонитов: динамокластиты, сланцевые бластомилониты (тектоносланцы) и тектономикститы (меланжи).

Ключевые слова: деформационно-метаморфические структуры, зоны смятия, тектониты, динамометаморфизм, структурно-вещественные комплексы, Кузнецко-Алтайский регион

Введение

В работе обсуждается модель тектонического районирования земной коры Кузнецко-Алтайского региона на основе геомеханических и структурно-вещественных принципов с выделением региональных тектонических структур, формирование которых происходило после закрытия палеоазиатского океана [Зоненшайн и др., 1990; Диденко и др., 1994; Добрецов, 2003] на территории Внутренней Азии.

Региональная геодинамика и механизмы формирования наблюдаемой структуры Кузнецко-Алтайского региона интерпретируются авторами как результат конвергенции Тувино-Монгольского и Джунгарского микроконтинентов в позднем палеозое. Начальным проявлением этой конвергенции является утолщение коры в области сближения, когда на поверхности механизмы латерального сжатия формируют региональное (условно межглыбовое) поднятие. По мере его роста и в соответствии с принципом изостазии этому поднятию начинает соответствовать рост «корней гор» в подошве коры. Вместе с тем в разрушаемых фронтальных частях глыбовых структур конвергенция сопровождается расчленением поднятия на разномасштабные фрагменты, которые взаимодействуют уже по типу коллизии. Физическим выражением механизмов коллизии (взаимодействие тел при условии сближения их центров масс) являются периодические импульсы сейсмической активности как следствие периодиче-

ской разгрузки напряженного состояния межглыбовой области [Чиков, 2010, 2011].

В качестве эталонных примеров и детализации строения кратко будут представлены Иртышская и Кедровско-Бутачихинская деформационно-метаморфические зоны (ДМЗ), поскольку модели их строения достаточно детально разработаны авторами ранее [Зиновьев, 1992; Чиков и др., 2008а, б; Зиновьев, Чиков, 2009; Зиновьев, Чиков, 2010]. Основное же внимание будет уделено тектоническому районированию Курайской (Телецко-Курайской) ДМЗ в составе Телецко-Курайского региона.

В основе методики исследования ДМЗ лежат три положения [Чиков и др., 2008а; Зиновьев, Чиков, 2010]: 1) принцип адекватности отображения геологической ситуации, ориентирующий на документацию реально наблюдаемых характеристик породных комплексов. Он исключает процедуры «восстановления» того, что предшествовало формированию наблюдаемой структуры; 2) принцип выделения главного формационного мегакомплекса тектонитов зон смятия в целом и его детализации на основе классификации породных и структурно-вещественных комплексов; 3) принцип интер- и экстраполяции при определении положения границ геологических тел и неоднородностей строения.

Работа направлена на выявление закономерностей деформационно-метаморфической структуры и динамометаморфических преобразований пород в ДМЗ, что является важным для понимания тектони-

ки и метаморфизма всего Кузнецко-Алтайского региона.

Региональная тектоника Кузнецко-Алтайского региона

Главным тектоническим следствием конвергенции указанных литосферных глыб и коллизии геоблоков коры Кузнецко-Алтайского региона является формирование асимметрично клиновидного геологоструктурного ансамбля морфологически неоднородных региональных структур. Условная ось этого «клина» ориентирована в северо-западном направлении, а характеристика выделяемых структурных элементов региона включает формы обособления и условия залегания породных комплексов осадочного, магматического и зонального РТ-метаморфического генезиса, степень динамометаморфизма пород и разнообразие деформированности породных тел, а также стили и концентрации механических деформаций.

Структурную основу Кузнецко-Алтайского региона составляют конвергентно-коллизионные по своей природе системы деформационных и деформационно-метаморфических структур, которые разделяют мозаично-блоковые массивы (БМ) – реликты относительно слабо деформированного докембрийского и палеозойского субстрата (рис. 1) [Чиков и др., 2008а]. В «деформационных системах» (ДС) исходный геологический субстрат деформируется без существенного качественного преобразования – традиционно это складчато-надвиговые системы региональных складчатых сооружений. Для ДС характерно преобладание хрупких деформаций. Термин «деформационно-метаморфическая зона» (ДМЗ) объединяет представления о протяженных структурах, в которых породный субстрат качественно (до 50–70 % и более) преобразован механической энергией коллизии – традиционно это зоны смятия, региональные сдвиговые зоны, коллизионные швы и т.п. Породным телам ДМЗ свойственны вязко-пластические деформации. В общей структуре Кузнецко-Алтайского региона ДМЗ не только образуют региональный тектонический каркас таких «швов» (рис. 1), но и вмещают основную массу рудных месторождений Кузнецко-Алтайского региона, что повышает прикладную привлекательность их исследования (Прииртышский, Риддерский, Зыряновский, Калгутинский, Акташский, Таштагольский и другие рудные районы).

Пространственно сближенные линеаментные деформационно-метаморфические зоны Кузнецко-Алтайского региона в плане образуют подобие клина или веера, раскрывающегося к северу (см. рис. 1). Распределение типовых структурных элементов Кузнецко-Алтайского «веера» подчеркивает его асимметричное строение. Его вершина намечается в

районе Баянгола (Монгольский Алтай), где Прииртышская и Кузнецко-Харауснурская периферические системы линеаментных ДМЗ объединяются.

Западная периферия «веера» представлена концентрированным Прииртышским поясом относительно прямолинейных зон смятия (Иртышская, Булганская и другие) и Удинско-Бухтарминской концентрацией ветвящихся линеаментов Рудного Алтая (ранее «Северо-Восточная зона смятия»). Эта концентрация включает Змеиногорскую, Кедровско-Бутачихинскую, Шубинскую, Бухтарминскую и другие структуры, а также их ответвления. Во внутренней части клина параллельно расположена зона крупных массивов (Чулышманский и Укок-Кобдинский БМ).

Более сложную конфигурацию имеет восточная – Кузнецко-Харауснурская поясовая концентрация линеаментов. Она включает прямолинейный Кузнецкий «шов», Курайскую (Телецко-Курайскую), Шапшальскую, Харауснурскую и другие линеаментные зоны, для которых характерна дугообразная или ветвящаяся форма в плане. Соответственно, более сложный характер имеет распределение деформационных и деформационно-метаморфических структур, а также меньших по размеру БМ внутренней – Катунь-Кобдинской системы деформационных и блоковых структур Алтая.

Наибольший интерес, связанный с различными проявлениями деформаций и метаморфизмом пород, представляют ДМЗ, поэтому характеристике именно этих объектов будет уделено основное внимание в данной работе.

Региональные деформационно-метаморфические зоны

К общим чертам геологического строения ДМЗ относятся [Чиков, 1992, 2011; Зиновьев, Чиков, 2010]: а) *большая протяженность* (длина намного превышает ширину ($l \gg n$)) с четко выраженной генеральной линейно-плоскостной анизотропией структурных элементов всех иерархических уровней – от регионального до микроскопического; б) *максимальная для региона* степень милонитизации, рассланцевания (кливаж течения) и контрастного метаморфизма породных комплексов доколлизионного возраста; в) *масштабные новообразования тектонитов* – породных ассоциаций динамометаморфического типа (динамокластиты, тектоносланцы, меланжи, сегрегационные новообразования и т.п.) на фоне пород исходного субстрата; г) *максимальная для региона концентрация морфологически выраженных разломов* преимущественно сдвигового типа, для которых характерен разнонаправленный массоперенос, в том числе микросдвигов, ограничивающих тонкие литоны (пластины) и линзовидные концентрации разнотипных тектонитов.

Регулирующее правило выделения таких «линеаментов» основано на преобладании в них динамометаморфических породных комплексов – тектонитов. Соответственно, если тектониты не играют ведущей структурообразующей роли, то нет смысла выделять такие зоны в региональной структуре.

К индикаторным характеристикам таких ДМЗ относятся: а) ориентированно полосчатый и тонколиновидный облик породных массивов тектонитов; б) линзовидно-ленточная форма катаклазированных и разгнейсованных гранитоидных тел, ленточная ориентировка которых соответствует анизотропии среды. В случае субвертикального залегания осевой поверхности эти линеаментные структуры прямолинейны или подобны дуге большого радиуса (Иртышская и Кузнецкая зоны), а при более пологом залегании имеют дугообразную форму (Курайская зона).

Механизмы течения закономерно (в соответствии с системой нагружения) перемещают вещество коллизонных зон, преобразуя исходные соотношения. Поэтому практически все разновидности тектонитов в них рассредоточены как по площади, так и по глубине, создавая деформационно-метаморфические разнообразия минеральных концентраций и структурно-морфологических сочетаний. Сравнительный анализ текстурных рисунков тектонитов Иртышской и Курайской зон (рис. 2) показывает тождество типов породных масс при инвариантности механизмов их структурирования.

Породные комплексы и формации тектонитов. Наиболее характерным свойством породных комплексов ДМЗ является регионально проявленный динамометаморфизм. В первую очередь, обращает на себя внимание то, что в пределах изученных Иртышской, Бухтарминской, Кедровско-Бутахихинской, Кузнецкой, Курайской и других зон концентрации неизменных пород осадочного или магматического генезиса, как и достоверно описанные (наблюдаемые) седиментационно-слоевые и магматически-контактные соотношения геологических тел, встречаются крайне редко (преимущественно в реликтовых проявлениях, в основном в «блоковых массивах»). Практически все наблюдаемые ситуации относятся к динамометаморфическим и частично метасоматическим, что определяет преобладание тектонитов, хотя не исключаются реликтовые включения относительно слабо преобразованного субстрата. Тела тектонитов ограничиваются поверхностями срыва и притирания (по латерали) и фестончатыми переходами по простиранию.

Контрастность динамометаморфизма пород зон смятия была подмечена еще в середине прошлого столетия в процессе геологических съемок Алтая. Обобщая результаты геологического картирования,

В.П. Нехорошев писал: «Несмотря на кажущуюся монотонность, метаморфизм в зонах смятия весьма неоднороден, резко возрастая близ разломов и пластовых интрузий (внедрившихся по разломам) и быстро ослабевающая, сходя почти на нет (за исключением рассланцевания), по удалении от них. Такие же явления наблюдаются и по простиранию этих зон: метаморфизм то резко усиливается, то затухает. Этой особенностью породы зон смятия часто отличаются от кристаллических и метаморфических пород докембрийских толщ, в которых однородная степень метаморфизма хорошо выдерживается и по простиранию, и вкрест простирания» [Нехорошев, 1956, с. 52].

Главные разновидности тектонитов: динамокластиты (преимущественно катаклазитовая размерность зерен), сланцевые blastsмилониты (тектоносланцы) и тектономикститы (меланжи). К основным диагностическим признакам тектонитов ДМЗ относятся: а) механическое измельчение (брекчирование, катаклаз, милонитизация) с трансляцией зерен и перемешиванием обломочной массы, с развальцеванием крупной и перекристаллизацией (рассланцеванием) мелкой фракций, а также образованием овоидных форм в катаклазитах; б) кливаж течения с частичным (до 50 %) и проникающим (более 75 %) рассланцеванием породных массивов; в) наличие индикаторных форм (разделение породных массивов на литоны и сепарационно-сегрегационные полосы с устойчивым простиранием); породам свойственны структуры катакластического и пластического течения, линеаризация минеральных зерен, сочетание порфиорокластических и порфиробластических обособлений; в) новообразования преимущественно малокомпонентных (в том числе рудных) концентраций и механокомпозитов сепарации, сегрегации, сдвигового трения и декомпрессии.

Для линеаментных зон Кузнецко-Алтайского региона характерны разнообразные формационные типы тектонитов; к часто встречаемым относятся: 1) *парасланцевые* – формируются на основе осадочных формаций (Кедровско-Бутахихинская и Бухтарминская зоны Рудного Алтая); 2) *ортосланцевые* – на основе вулканогенных образований (Борусская и Куртушибинская зоны Западного Саяна) или интрузивных пород подобно очковым гранито-гнейсам в области преимущественного развития гранитоидного субстрата (Бухтарминское звено Иртышской зоны смятия, Курайская зона Кубадринского района); 3) *микститовые* или *меланжевые*, среди которых очень характерными являются *серпентинито-меланжевые* на основе базит-ультрамафитовых комплексов породных масс (Чаган-Узунский меланж Курайской зоны, Кобдинский меланж Алтан-Цугской зоны).

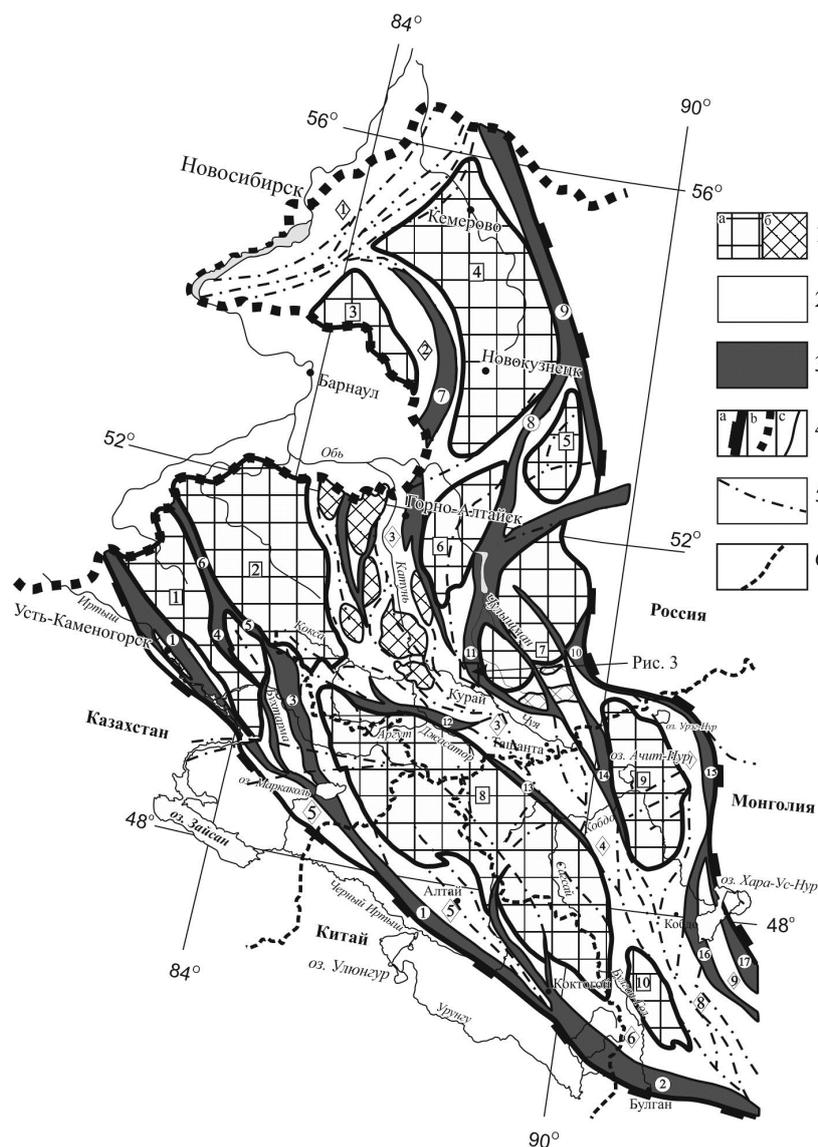


Рис. 1. Схема позднепалеозойской коллизионной тектоники Кузнецко-Алтайского региона.

Составлена на основе [Чиков, Зиновьев, 1996; Чиков и др., 2008] с дополнениями

1 – блоковые массивы докембрийского и палеозойского субстрата (а) и их реликты в деформационных системах (б); 2 – деформационные системы; 3 – деформационно-метаморфические зоны; 4 – границы Алтайского «клина» (а), граница с осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты (б), прочие границы (в); 5 – морфологически выраженные магистральные разломы; 6 – государственные границы. Мозаично-блоковые массивы (цифры в прямоугольниках): 1 – Рудно-Алтайский, 2 – Чарышско-Коксинский, 3 – Барнаульский, 4 – Кузнецкий, 5 – Кабырзинский, 6 – Сумультинский, 7 – Чулышманский, 8 – Укок-Кобдинский, 9 – Ачитнурский, 10 – Борончингольский. Деформационные системы (цифры в ромбах): 1 – Томь-Колыванская, 2 – Салаирская, 3 – Катунско-Чуйская, 4 – Улэгейская, 5 – Прииртышская, 6 – Булгангольская, 7 – Урэгнурская, 8 – Цэцэгнурская, 9 – Цаганнурская. Деформационно-метаморфические зоны (цифры в окружностях): 1 – Иртышская, 2 – Булганская, 3 – Бухтарминская, 4 – Кедровско-Бутачихинская, 5 – Шубинская, 6 – Змеиногорская, 7 – Салаирская, 8 – Таштагольская, 9 – Кузнецкая, 10 – Шапшальская, 11 – Телецко-Курайская, 12 – Катунско-Чуйская, 13 – Дуронурская, 14 – Алтан-Цугская, 15 – Хархирская, 16 – Тугрэгская, 17 – Харауснурская

Fig. 1. Scheme of the Late Paleozoic collisional tectonics of the Kuznetsk-Altaian region.

Compiled on the basis of [Chikov, Zinoviev, 1996; Chikov et al., 2008] with additions

1 – block massifs of the Precambrian and Paleozoic substance (a) and their relics in deformation systems (b); 2 – deformation systems; 3 – deformation-metamorphic zones; 4 – boundaries of the Altai "wedge" (a), boundary with the sedimentary cover of the West Siberian plate (b), other boundaries (c); 5 – morphologically pronounced main faults; 6 – state borders. Mosaic-block massifs (numbers in rectangles): 1 – Rudniy Altai, 2 – Charyshsko-Koksinsky, 3 – Barnaulsky, 4 – Kuznetsky, 5 – Kabyrzinsky, 6 – Sumultinsky, 7 – Chulyshmansky, 8 – Ukok-Kobdinsky, 9 – Aчитnursky, 10 – Boronchingolsky. Deformation systems (numbers in rhombuses): 1 – Tom'-Kolyvanskaya, 2 – Salairskaya, 3 – Katunsko-Chuyskaya, 4 – Ulegeyskaya, 5 – Priirtyshskaya, 6 – Bulgan-golskaya, 7 – Uregnurskaya, 8 – Tsetsegnurskaya, 9 – Tsagannurskaya. Deformation-metamorphic zones (numbers in circles): 1 – Irtyshskaya, 2 – Bulganskaya, 3 – Bukhtarminskaya, 4 – Kedrovsko-Butachikhinskaya, 5 – Shubinskaya, 6 – Zmeinogorskaya, 7 – Salairskaya, 8 – Tashtagol'skaya, 9 – Kuznetskaya, 10 – Shapshal'skaya, 11 – Teletsko-Kurayskaya, 12 – Katunsko-Chuyskaya, 13 – Duronurskaya, 14 – Altan-Tsugskaya, 15 – Kharkhirskaya, 16 – Tugregskaya, 17 – Kharausnurskaya

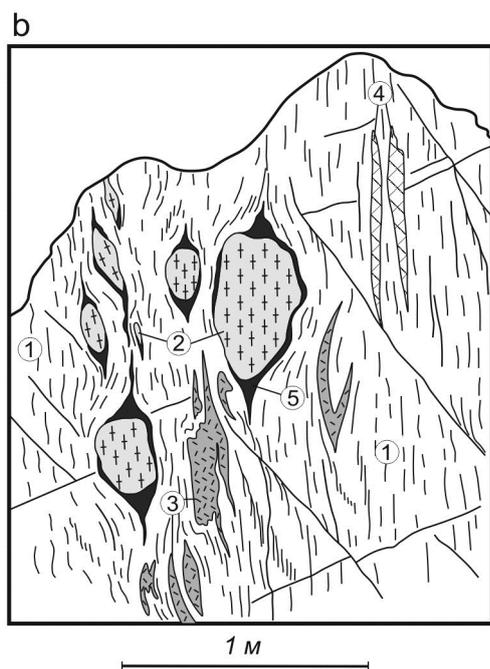
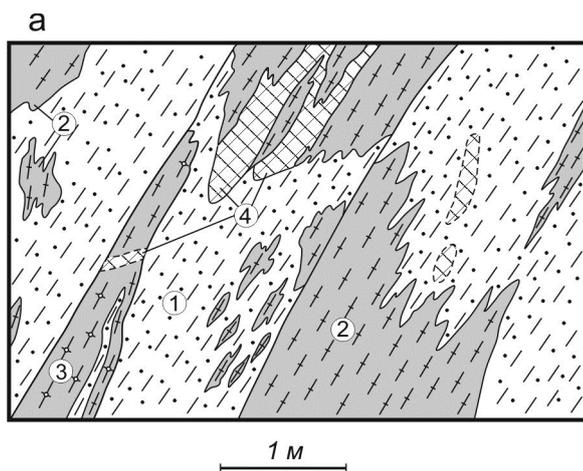


Рис. 2. Текстуры рисунки тектонитов деформационно-метаморфических зон

а – Иртышской: 1 – слюдисто-кварц-полевошпатовые ортокатаклазиты мелко- и среднекристаллические; 2 – существенно биотитовые бластомилониты; 3 – очковые биотит-кварц-полевошпатовые бластомилониты; 4 – крупнокристаллические кварц-полевошпатовые пегматоиды. б – Курайской (Родыгин, 2001): 1 – серые очковые биотитовые гнейсы (очковые бластомилониты); 2 – лейкократовый плагиогранит, 3 – светло-серый мелкозернистый гнейс, 4 – светло-желтоватый крупнозернистый гнейс, 5 – хлорит

Fig. 2. Textural patterns of rock masses of deformation-metamorphic zones tectonites

а – Irtysh zone: 1 – mica-quartz-feldspar orthocataclasites of fine- and medium-crystalline; 2 – essentially biotite blastomylonites; 3 – eyed biotite-quartz-feldspar blastomylonites; 4 – coarse-crystalline quartz-feldspar pegmatoids. б – Kurai zone (Rodygin, 2001): 1 – gray eyed biotite gneisses (eyed blastomylonites); 2 – leucocratic plagiogranite, 3 – light gray fine-grained gneiss, 4 – light yellowish coarse-grained gneiss, 5 – chlorite

Более дробные региональные классификации тектонитов разрабатываются с использованием структурно-вещественных делящих признаков: породно-минеральный состав, внутренняя упорядоченность строения, форма обособления и т.п. Нередко используются и целевые характеристики наличия или отсутствия рудных скоплений, индикаторных форм структурирования или минеральной специфики.

Краткая характеристика полигонов исследования

Авторские представления о тектонике деформационно-метаморфических структур рассмотрим на примерах Иртышской, Кедровско-Бутачихинской и Курайской зон. Поскольку для Иртышской и Кедровско-Бутачихинской ДМЗ уже созданы модели тектоники (см. ниже), то на их описании подробно останавливаться не будем. Для Курайской же зоны

будет дана более полная характеристика, так как обсуждаемая модель ее строения представляется впервые.

Примером наиболее известной и хорошо изученной является *Иртышская ДМЗ* [Хорева, 1963; Чиков, Соловьев, 1983; Структура линейных..., 1990; Зиновьев, 1992]. Она прослеживается от границ Западно-Сибирской плиты на севере (Россия) через Рудный Алтай (Казахстан) и Северный Синдзян (Китай) до Гобийского Алтая (Монголия) на юго-востоке. Общая протяженность зоны более 1 300 км при ширине 10–15 км с редкими расширениями до 50 км. Ее северные звенья имеют северо-западную ориентировку (310–330°), южное замыкание – субширотную. По существу, это гигантский коллизионный шов, подобно дуге большого радиуса, ограничивающий Гоби-Алтайский складчатый пояс Внутренней Азии с юго-запада. Авторами детально исследована структура Бухтарминского звена Ир-

тышской зоны [Чиков и др., 1988; Зиновьев, 1992]. В пределах Бухтарминского полигона выделяются три крупные зоны, ориентированные согласно общему простиранию зоны смятия: пегматито-сланцевая, гнейсо-гранитная и мраморо-сланцевая [Чиков, Соловьев, 1983]. Вещественную основу выделенных зон представляют разнообразные комплексы тектонитов, среди которых различные по составу и структурно-текстурным характеристикам пара- и ортокатаклазиты и пара- и ортомилониты [Зиновьев, 1992]. Они слагают линзовидные и линзовидно-полосчатые тела с тектоническими ограничениями, фстончато выклинивающиеся по простиранию.

Диагностируемую основу минерально-породных разновидностей тектонитов *Кедровско-Бутахихинской* структуры составляют: а) существенно хлоритовые, в том числе аподиабазовые сланцы; б) апопорфиновые (апориолитовые) кварц-серицитовые и серицит-полевошпатовые катаклазиты и сланцы; в) апогранитные катаклазиты и сланцево-катаклазитовые тектониты; г) карбонатные и углеродсодержащие сланцы; д) силицилиты (квацитоподобные породы) и кальцилиты (сепарационные мраморы) в участках экстремального преобразования пород субстрата; ж) меланжевые микститы (разновидности меланжа с матриксом мелкозернистых динамокластитов и сланцев). Их распределения и соотношения позволили создать оригинальную тектоническую модель ДМЗ [Чиков и др., 2008б; Зиновьев, Чиков, 2009; Зиновьев, Чиков, 2010].

Курайская (Телецко-Курайская) ДМЗ является юго-восточным субширотным окончанием дугообразной системы линейных элементов, обрамляющих Чулышманский (Западно-Саянский) мозаично-блоковый массив (см. рис. 1). Она была выделена Н.Н. Горностаевым в осевой части Курайского хребта в качестве «...полосы ортогнейсов, получившихся за счет милонитизации и последовавшей затем перекристаллизации олигоклазальбитовых гранитов... Полоса ортогнейсов с СВ и ЮЗ окаймляется двумя полосами биотитовых сланцев, наполненных овальными включениями олигоклазальбита...». Эти «полосы чистых биотитовых сланцев сменяются диафторическими хлоритовыми филлитами...» [Горностаев, 1937, с. 50–51]. В нашем представлении это комплексы очковых биотитовых бластомилонитов Кубадринской деформационно-метаморфической системы.

Методические приемы геолого-структурного анализа зон смятия, разработанные на примерах Иртышской и Кедровско-Бутахихинской ДМЗ [Чиков и др., 2008а, 2008б; Зиновьев, Чиков, 2010], позволяют предложить оригинальную модель тектоники фрагмента Курайской зоны в районе сближения Курайского и Тонгулакского хребтов Горного Алтая (бассейн р. Кубадру, рис. 3). Это ассоциация гетерогенных тек-

тонических систем (зон), которые подобно более общей региональной модели (см. рис. 1) отличаются своеобразием структурно-вещественных характеристик. По степени преобразования доколлизийной структуры и динамометаморфизма пород различаются: *мозаично-блоковые массивы* – преобразование минимальное, *деформационные системы* – преобразование умеренное до интенсивного, *деформационно-метаморфические зоны* – преобразование максимальное с интенсивным стресс-метаморфизмом пород.

В основу характеристики Курайской ДМЗ положены детальные полевые наблюдения А.И. Родыгина [Родыгин, 1968; 2001] в верховьях левых притоков р. Башкаус (Кубадру, Тьдтугем и др.), Н.И. Гусева [Гусев, 1992, 2013; Гусев, Шокальский, 2010], М.М. Буслова [Буслов, 2011; Буслов и др., 2003, 2013; Buslov et al., 2004] и др., дополненные нашими, в том числе опубликованными [Абилдаева и др., 2019], данными по тектонике южного склона Курайского хребта.

В строении исследуемого района Курайской зоны на основе тектонического районирования выделено три подразделения: 1) Тонгулакская деформационно-метаморфическая зона; 2) Кубадринская система деформационных и деформационно-метаморфических структур; 3) Южный пояс деформационно-метаморфических и складчато-надвиговых структур.

Тонгулакская существенно бластомилонитовая деформационно-метаморфическая зона занимает северо-восточное положение (см. рис. 3). Ее основными структурно-вещественными характеристиками являются: а) стабильная анизотропия структуры и полосчатый облик практически всех формаций, обусловленный устойчивым чередованием темных и светлых полос с резкостными границами и постепенными переходами; б) преобладание в составе тектонитов преимущественно кварц-полевошпатово-биотитовых тектоносланцев с хлоритом, серицитом и амфиболом, амфибол-биотитовых гнейсов с очковой текстурой, амфиболовых бластомилонитов и амфиболитов; в) обилие в тектоносланцах порфирокластических обособлений, наличие линз ультрамилонитов и зон порфиробластеза; г) обособление крупных тел катаклазированных, развальцованных и гнейсированных гранитов и очковых гранито-гнейсов [Родыгин, 2001; Гусев, 2013]; ленточно-пальцеобразная конфигурация этих «гранитов» указывает на вторичность обособления, приобретенную под влиянием механических воздействий.

Кубадринская система деформационных и деформационно-метаморфических структур занимает центральное положение в районе исследования. Она имеет форму клина, расширяющегося к западу. На востоке эта система прилегает к Тонгулакской зоне; ее граница имеет форму дуги большого радиуса с тенденцией изменения направления от СЗ (на юге) до субмеридионального (на севере).

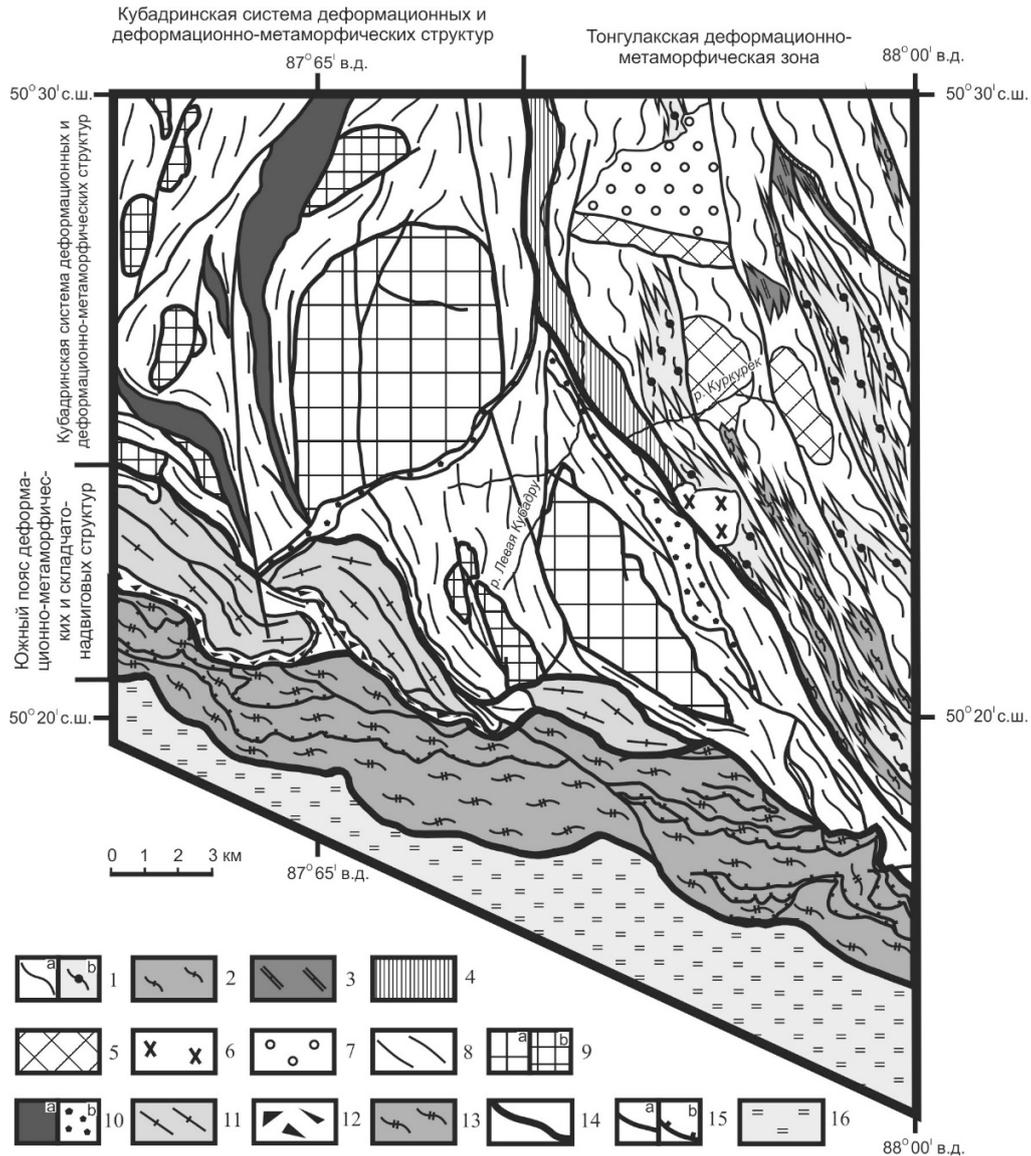


Рис. 3. Тектоническая схема Кубадринского района, Горный Алтай

Тонгулакская деформационно-метаморфическая зона (1–7): 1 – кварц-полевошпат-биотитовые тектоносланцы (а), то же с силлиманитом и кордиеритом (б); 2 – сланцы и гнейсы гранодиоритового состава; 3 – амфибол-биотитовые тектоносланцы; 4 – биотитовые очковые бластомилониты; 5 – куполоподобные обособления гранитогнейсов; 6 – постколлизонные гранитоиды; 7 – кайнозойские отложения грабеноподобных впадин. Кубадринская система деформационных и деформационно-метаморфических структур (8–10): 8 – гетерогенные деформационные системы; 9 – глыбы палеозойского субстрата мозаично-блокового строения (а), мелкоблоковые агрегаты палеозойского субстрата (б); 10 – локальные деформационно-метаморфические зоны сланцево-меланжевого (а) и динамокластического (б) типов. Южный пояс деформационно-метаморфических и складчато-надвиговых структур (11–13): 11 – динамометаморфические комплексы сланцевого и сланцево-меланжевого типов; 12 – серпентинитовый меланж; 13 – система надвиговых пластин складчатого палеозоя. Прочие обозначения (14–16): 14 – границы тектонических зон и подзон; 15 – основные структурообразующие разломы: (а) – крутопадающие (сдвиги), (б) – с наклонной плоскостью сместителя (надвиги, взросы); 16 – четвертичные отложения наложенных впадин

Fig. 3. Tectonic scheme of the Kubadra region, Gornyy Altay

Tongulak deformation-metamorphic zone (1–7): 1 – quartz-feldspar-biotite tectonic schists (a), the same with sillimanite and cordierite (b); 2 – schists and gneisses of granodiorite composition; 3 – amphibole-biotite tectonic schists; 4 – eyed biotite blastomylonites; 5 – dome-shaped segregations of gneissose granite; 6 – postcollisional granitoids; 7 – Cenozoic sediments of graben-like depressions. Kubadra system of deformation and deformation-metamorphic structures (8–10): 8 – heterogeneous deformation systems; 9 – Paleozoic substance blocks of mosaic-block structure (a), small-block aggregates of the Paleozoic substance (b); 10 – local deformation-metamorphic zones of shale-melange (a) and dynamoclastic (b) types. Southern belt of deformation-metamorphic and fold-thrust structures (11–13): 11 – dynamometamorphic complexes of shale and shale-melange types; 12 – serpentinite melange; 13 – system of thrust plates folded Paleozoic. Other symbols (14–16): 14 – tectonic zones and subzones boundaries; 15 – main structure-forming faults: (a) – steeply dipping (strike-slip faults), (b) – with an inclined fault plane (thrust faults, reverse faults); 16 – Quaternary deposits of superimposed depressions

Противоположная граница «клина» имеет волнистую форму с тенденцией устойчивой ориентировки на ЗСЗ.

В отличие от Тонгулакской Кубадринская структура имеет гетерогенное строение. Для нее характерно региональное развитие структур механической деформации и наличие «остаточных» глыб палеозойского субстрата. Преобладают деформационные системы, объединяющие складчатые зоны с большой долей новообразованных (относительно доколлизийного субстрата) структур, а также многочисленные конформные сдвиги. Центральное место занимают две крупных «остаточных» глыбы мозаично-блокового строения, а местные деформационно-метаморфические зоны представлены тектонитами преимущественно динамокластического типа. Широко развиты зоны полимиктового меланжа, а также реликтовые линзы мелкоблоковых агрегатов палеозойского субстрата. Породные массивы интенсивно трещиноваты, часто имеют «разборный» вид в результате сочетания деформаций регионального кливажа и трещин механического разрушения.

В кинематическом отношении Кубадринская система деформационных и деформационно-метаморфических структур является результатом регионального латерального сжатия с элементами транспрессии и вращения. В пределах деформационных систем и блоковых структур сохраняются слоистые и контактные соотношения геологических тел, что принципиально отличает подобные деформационные системы от Тонгулакской деформационно-метаморфической зоны.

Южный пояс деформационно-метаморфических и складчато-надвиговых структур занимает пограничное положение между горными хребтами и Курайской наложенной впадиной, выполненной отложениями кайнозойского возраста. Пояс ориентирован субширотной (ЗСЗ) шириной 5–7 км. В этом поясе целесообразно выделение *Северной* и *Южной* подзон существенно надвигового строения. Для надвиговых пластин Северной подзоны характерен широко проявленный метаморфизм сланцевого и сланцево-меланжевого типа; Южная подзона представляет собой систему множества надвиговых пластин складчатого палеозоя, содержащих концентрации полимиктового меланжа (без подразделения); серпентинитовый меланж обособляется на границе подзон.

Авторы данной работы вполне осознают, что рассмотренные в статье ДМЗ относятся к Рудно- и Горно-Алтайским частям Кузнецко-Алтайского региона. Однако, учитывая однотипность строения деформационно-метаморфических зон (региональных сдвиговых зон), что неоднократно обсуждалось в научной литературе [Зиновьев, 1992; Козлов и др., 2012; Чиков, 1992, 2011], авторы полагают, что их харак-

теристики в той или иной мере можно распространить и на другие ДМЗ исследуемого района и этого будет вполне достаточно для получения общего представления о строении всех деформационно-метаморфических структур Кузнецко-Алтайского региона. Отличия же могут наблюдаться в положении зон, их ориентировки, вещественном составе тектонитов, составе протолита, на основе которого формируются тектониты и т.д., но при этом принципиальные особенности их строения не изменятся.

Возраст метаморфизма Курайской зоны

На протяжении многолетних исследований Курайской зоны остро стоял вопрос о возрасте метаморфических пород; нередко их относили к докембрийским образованиям [Горностаев, 1937; Родыгин, 1968]. Идею относительно молодого (последокембрийского) возраста метаморфитов Курайского хребта в составе более общей структурной системы впервые высказал В.А. Кузнецов, связывая метаморфизм пород с раннекаледонским этапом тектогенеза [Кузнецов, 1952]. Позднее она получила развитие в работах А.Б. Дергунова. Он писал: «Для некоторых районов есть убедительные доказательства, что такие глубокометаморфизованные породы, как кристаллические сланцы и гнейсы, постепенно переходят в хлоритизированные песчаники и алевриты кембро-ордовикского возраста... Полоса метаморфических пород, протягивающаяся с севера на юг от СВ окраины Телецкого озера до Курайского хребта... скорее всего, представляет нижнепалеозойские породы, метаморфизованные в зоне Курайско-Телецкого глубинного разлома...» [Дергунов, 1965, с. 22].

Согласно последним данным, породные комплексы, обособленные в Тонгулакской зоне и в меньшей степени в Кубадринской системе деформационных и деформационно-метаморфических структур, имеют средне- и позднепалеозойский возраст метаморфизма пород [Буслов и др., 2003, 2013; Буслов, 2011; Крук и др., 2013; Гусев, Шокальский, 2010; Куйбида и др., 2014]. Так, в юго-восточном продолжении Тонгулакской зоны в породах Курайского метаморфического комплекса U-Pb методом определен возраст метаморфогенных цирконов $443,8 \pm 9,5$, $422,9 \pm 9,1$ и $380,1 \pm 7,4$ млн лет [Гусев, Шокальский, 2010; Гусев, 2013].

В работах [Буслов и др., 2003, 2013; Куйбида и др., 2009] на основе Ar-Ar и K-Ar датирования слюд и амфиболов установлен возраст метаморфических и деформационных преобразований пород Курайского блока в интервале 425–322 млн лет. Авторами данной работы также получена датировка по бластомилонитам Курайской зоны из верховий р. Курайка, которая соответствует возрасту динамометаморфи-

ческих преобразований и составляет $344,2 \pm 4,9$ млн лет [Абилдаева и др., 2019].

Исходя из анализа геохронологических данных следует, что возраст регионального метаморфизма пород исследуемого района соответствует интервалу 440–380 млн лет, а возраст динамометаморфизма – периоду 360–322 млн лет.

Изотопные определения возраста тектонитов Иртышской и Кедровско-Бутачихинской ДМЗ также соответствуют позднему палеозою [Зиновьев и др., 2009; Зиновьев, Травин, 2012; Травин и др., 2001; Chikov et al., 2002], что в общем коррелирует с возрастом динамометаморфических преобразований породы Курайской ДМЗ.

Что касается геологической истории Горного Алтая в целом, то большой вклад в понимание его геологии внесли Ю.А. Туркин и С.И. Федак. В своей фундаментальной работе [Туркин, Федак, 2008] ими выделено шесть этапов геологического развития Горно-Алтайского региона: океанический, островодужный, пассивно-окраинно-континентальный, активно-окраинно-континентальный, коллизионно-внутриплитный и внутриконтинентальный. Сопоставляя наши исследования с выводами в данной работе, можно полагать, что становление деформационно-метаморфической структуры Кузнецко-Алтайского региона завершилось в коллизионно-внутриплитный этап, хотя основные черты его современного структурного деформационного плана были заложены и сформированы на предыдущем активно-окраинно-континентальном этапе [Туркин, Федак, 2008]. Предшествующие этапы развития тоже вносили определенный вклад в структурирование региона, однако от них практически не сохранилось следов. Структура и породные комплексы, сформированные на ранних этапах, были переработаны более поздними деформационно-метаморфическими процессами. В результате длительной истории была сформирована сложная коллизионно-сдвиговая структура региона [Туркин, 2005; Чиков и др., 2008; Буслов, 2011].

Заключение

При анализе природы складчатых систем и линейных деформационно-метаморфических структур Кузнецко-Алтайского региона основополагающей представляется идея конвергенции глыбовых

масс литосферы и коллизионных взаимодействий коровых блоков в межглыбовой области. В случае складчатых систем основную роль играет энергия конвергенции, а при формировании деформационно-метаморфических зон ведущими являются энергия и механизмы коллизии. Реально эти механизмы выражаются периодическими импульсами сейсмических событий в процессе перманентной разгрузки напряженного состояния межглыбовой области тектонической активности.

Структурирование земной коры Кузнецко-Алтайского региона определяется выделением тектонических категорий, отличающихся интенсивностью деформации объема земной коры и стресс-метаморфизма породных комплексов. Особенности стиля стресс-структурирования конкретных деформационных и деформационно-метаморфических систем определяются интенсивностью механического нагружения и реакцией различного состава породных тел на деформацию. При этом при их выделении учитываются реальные структурно-вещественные характеристики геологической среды без восстановления «первичного» состояния.

На основе геохронологических исследований установлено, что основные структурообразующие деформационно-метаморфические события, в результате которых сформировалась наблюдаемая структура Кузнецко-Алтайского региона, происходили в позднем палеозое в интервале 360–320 млн лет.

В результате сравнительного анализа тектоники деформационно-метаморфических структур региона установлено тождество их строения в отношении типизации породных тел и характера упорядоченности распределения структурно-вещественных комплексов. Эти характеристики инвариантны также относительно гетерогенности исходной геологической среды, ориентировки и времени формирования линейных ДМЗ, а также масштаба проявления. Поэтому предлагаемые модели деформационно-метаморфических структур Кубадринского района и Кузнецко-Алтайского региона, разработанные на основе деформационно-метаморфических принципов, в целом удобны для процедур сравнительно-тектонического анализа с аналогичными структурами других регионов.

Работа выполнена в рамках планов НИР ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Абилдаева М.А., Зиновьев С.В., Буслов М.М. Позднепалеозойские деформации пород Курайского блока: структурно-кинематический анализ (верховье реки Курайка, Горный Алтай) // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10, № 4. С. 937–943.
- Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., Де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 49–75.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1600–1627.

Горностаев Н.Н. Геология Горного Алтая (Ойротия) // Труды сессии СОПС АН СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 49–84.

Гусев Н.И. Структурно-вещественные образования стрессового типа в Курайской зоне Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. Т. 33, № 12. С. 39–45.

Гусев Н.И. Метаморфические комплексы Горного Алтая. Вещественный состав и геохронология. Saarbrücken : Lambert Academic Publishing, 2013. 80 с.

Гусев Н.И., Шокальский С.П. Возраст метаморфических комплексов юго-востока Горного Алтая // Геология и минеральные ресурсы Горного Алтая. 2010. № 3. С. 72–80.

Дергунов А.Б. Особенности сочленения Горного Алтая с Западным Саяном и Тувой в нижнем силуре // Геология и геофизика. 1965. № 4. С. 19–35.

Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–76.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 5–27.

Зиновьев С.В. Стресс-метаморфические комплексы Бухтарминского звена Иртышской зоны смятия. Новосибирск : Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. 128 с.

Зиновьев С.В., Травин А.В., Чиков Б.М. К проблеме возраста рудных масс Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 428, № 3. С. 358–363.

Зиновьев С.В., Травин А.В. К проблеме динамометаморфических преобразований пород и руд верхней части Риддер-Сокольного месторождения (Рудный Алтай) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444, № 5. С. 339–344.

Зиновьев С.В., Чиков Б.М. К проблеме тектоники деформационно-метаморфических структур (на примере зон смятия Рудного Алтая) // Доклады Академии наук. 2009. Т. 426, № 1. С. 71–75.

Зиновьев С.В., Чиков Б.М. Геолого-структурная модель Кедровско-Бутачихинской деформационно-метаморфической зоны (Рудный Алтай) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 7. С. 1018–1026.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 325 с.; Т. 2. 334 с.

Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа как свидетельство проявления гренвилльских событий на западной окраине Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 11. С. 1476–1496.

Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И. Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера. 2013. № 2. С. 20–44.

Кузнецов В.А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области // Труды Горно-геологического института ЗСФАН СССР. 1952. Вып. 12. С. 9–43.

Куйбида Я.В., Владимиров В.Г., Крук Н.Н., Травин А.В. Основные рубежи тектонической эволюции Курайского блока в раннем – среднем палеозое (Горный Алтай) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 7. Иркутск : ИЗК СО РАН, 2009. Т. 1. С. 159–161.

Куйбида Я.В., Крук Н.Н., Гусев Н.И., Владимиров В.Г., Демонтерова Е.И. Геохимия метаморфических пород Курайского блока (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 4. С. 527–548.

Нехорошев В.П. Алтайские зоны смятия, их особенности и практическое значение // Информационный сборник ВСЕГЕИ. 1956. С. 50–61.

Родыгин А.И. Докембрий Горного Алтая (Курайский метаморфический комплекс). Томск : Изд-во Том. ун-та, 1968. 324 с.

Родыгин А.И. Динамометаморфические горные породы. Томск : Изд-во Том. ун-та, 2001. 356 с.

Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск : Наука, 1990. 216 с.

Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. ^{40}Ar - ^{40}Ar датирование деформаций в Иртышской зоне смятия (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. № 12. С. 1347–1350.

Туркин Ю.А. Коллизионно-сдвиговая структура Горного Алтая // Известия Бийского отделения Русского географического общества. 2005. Вып. 25. С. 43–49.

Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая / под науч. ред. В.М. Исакова. Томск : STT, 2008. 460 с.

Хорева Б.Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 207 с.

Чиков Б.М. Сдвиговое стресс-структурирование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3–39.

Чиков Б.М. Проблемы геологической интерпретации сейсмоочаговых систем земной коры (геомеханика и тектонофизический анализ) // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 3. С. 231–248.

Чиков Б.М. Введение в физические основы статической и динамической геотектоники. Новосибирск : Гео, 2011. 296 с.

Чиков Б.М., Зиновьев С.В. Послегерцинские (раннемезозойские) коллизионные структуры Западного Алтая // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 11. С. 61–70.

Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Деев Е.В. Мезозойско-кайнозойские коллизионные структуры южной части Большого Алтая // Геология и геофизика. 2008а. Т. 49, № 5. С. 426–438.

Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Мамин В.И., Олейник Ю.Ф. О деформационно-метаморфической природе зон смятия (на примере Кедровско-Бутачихинской структуры; Рудный Алтай) // Геология и охрана недр. 2008б. Т. 28, № 3. С. 25–33.

Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Подцибагенкова Е.А. Морфологические типы структур течения в бластомилонитах Иртышской зоны смятия // Геология и геофизика. 1988. № 8. С. 11–15.

Чиков Б.М., Соловьев Р.В. Структурно-метаморфическая зональность Иртышского линеамента в районе Бухтарминского водоохранилища // Геология и геофизика. 1983. № 8. С. 63–71.

Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. № 23 (5). P. 655–671.

Chikov B.M., Ponomachuk V.A., Zinoviev S.V., Lapin B.N., Titov A.T., Travin A.V., and Palesky S.V. Stress-metamorphism and isotopic age of shear zone granitoid tectonites of Irtysh shear zone (Altai region) // *Geotectonika et Metallogenia*. 2002. V. 26, № 1–2. P. 36–51.

Авторы:

Зиновьев Сергей Валентинович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия; доцент, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.

E-mail: zinoviev61@mail.ru

Фидлер Марина Анатольевна, младший научный сотрудник, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: abildaeva@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2021, 3, 6–18. DOI: 10.17223/25421379/20/1

S.V. Zinoviev^{1,2}, M.A. Fidler¹

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia

² Novosibirsk State University

LATE PALEOZOIC DEFORMATIONAL-METAMORPHIC STRUCTURE OF THE KUZNETSK-ALTAI REGION

The Kuznetsk-Altai regional structure was formed as a result of the Tuva-Mongolian and Dzungarian microcontinents convergence due to the mechanisms and energy of interblock crustal systems collision, mainly in the Late Paleozoic. The main tectonic consequence of the blocks convergence and the frontal blocks collision is the formation of an asymmetrically wedge-shaped regional geological structures ensemble due to uneven convergence and rotation of lithospheric blocks of different-scales lithospheric blocks. Among them deformation systems and deformation-metamorphic zones attract special attention. Their distribution underlines the regional structural asymmetry. Particular attention is paid to deformation-metamorphic zones, which not only form the tectonic framework of collision joints, but also contain the range of the ore deposits of the region under study. They are characterized by the maximum transformation of matter with intense stress metamorphism of protolith rocks.

The tectonic zoning of the Kuznetsk-Altai region is based on the deformation-metamorphic approach, consisting of three principles: 1) the principle of the geological situation mapping adequacy, excluding reconstruction procedure of the composition and structure of the pre-deformation rock substrate; 2) the principle of the main tectonite complex identifying and its detailing on a structural-material basis; 3) the principle of inter- and extrapolation of the geological boundaries of newly formed bodies of dynamometamorphic nature.

The Irtysh and Kedrovsko-Butachikha zones are briefly presented as reference examples, and a detailed structural model of the Kurai deformation-metamorphic zone is presented for the first time. Deformation-metamorphic structures consist of various tectonites: dynamoclastites, shale blastomylonites (tectonic schists) and tectonomixtites (melange).

As a result of tectonic zoning three subdivisions have been distinguished in the Kurai zone: 1) Tongulak deformation-metamorphic zone; 2) Kubadra system of deformation and deformation-metamorphic structures; 3) Southern belt of deformation-metamorphic and fold-thrust block structures.

They differ in composition, degree of deformation and dynamometamorphic transformations of rock complexes, the presence of tectonites of various textural and structural types, etc.

Via Ar-Ar dating of tectonites, the time of the main deformation-metamorphic events corresponding to the Late Paleozoic stage of the structuring of the earth's crust in the Kuznetsk-Altai region, which led to the formation of the observed structure, is defined.

The uniformity of the structure of the deformation-metamorphic structures of the region under study was established. It does not depend on the scale of manifestation, coordinates and orientation in space, the time of formation, as well as the mineral basis of the pre-deformation substrate.

Keywords: *Deformation-metamorphic structures, compression zones, tectonites, dynamometamorphism, structural-material complexes, Kuznetsk-Altai region*

References

Abildaeva M.A., Zinoviev S.V., Buslov M.M. Late Paleozoic rock deformation of the Kurai block: structural-kinematic analysis (upper Kuraika river, Gorny Altai, Russia) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V. 10. No 4. pp. 937–943. In Russian

Buslov M.M. Tectonics and geodynamics of the Central Asian foldbelt: the role of Late Paleozoic large-amplitude strike-slip faults. *Russian Geology and Geophysics*. 2011. V. 52. No 1. pp. 52–71.

Buslov M.M., Watanabe T., Smirnova L.V., Fujiwara I., Iwata K., de Grave J., Semakov N.N., Travin A.V., Kir'yanova A.P., Kokh D.A. Role of strike-slip faulting in Late Paleozoic – Early Mesozoic tectonics and geodynamics of the Altai-Sayan and East Kazakhstan regions // *Geologiya i Geofizika*. 2003. V.44. No 1–2. pp. 49–75.

Buslov M.M., Geng H., Travin A.V., Otgonbaatar D., Kulikova A.V., Ming C., Stijn G., Semakov N.N., Rubanova E.S., Abildaeva M.A., Voitishak E.E., Trofimova D.A. Tectonics and geodynamics of Gorny Altai and adjacent structures of the Altai-Sayan folded area // *Russian Geology and Geophysics*. 2013. V.54. No 10. pp. 1250–1271.

Gornostaev N.N. *Geologiya Gornogo Altaya* [Geology of Altai Mountains] // *Trudy sessii SOPS AN SSSR*. Moscow-Leningrad: Izd-vo AN SSSR. 1937. pp. 49–84. In Russian

Gusev N.I. The composition-structural formations of stress metamorphism in the Kurai zone of Gorny Altai // *Geologiya i Geofizika*. 1992. V. 33. No 12. pp. 39–45.

- Gusev N.I. *Metamorficheskie komplekсы Gornogo Altaya. Veshchestvennyy sostav i geokhronologiya* [Metamorphic complexes of Gorny Altai. Material composition and geochronology]. Saarbrücken: «Lambert Academic Publishing». 2013. 80 p. In Russian
- Gusev N.I., Shokalsky S.P. *Vozrast metamorficheskikh komplekсов yugo-vostoka Gornogo Altaya* [The age of metamorphic complexes in southeastern Gorny Altai] // *Geologiya i mineral'nye resursy Gornogo Altaya*. 2010. No 3. pp. 72–80. In Russian
- Dergunov A.B. Features of the articulation of Gorny Altai with Western Sayan and Tuva in the Lower Silurian // *Geologiya i geofizika*. 1965. No 4. pp. 19–35. In Russian
- Didenko A.N., Mossakovskiy A.A., Pecherskiy D.M., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. Geodynamics of the Paleozoic oceans of Central Asia // *Geologiya i Geofizika*. 1994. V. 35. No 7–8. pp. 59–75. In Russian
- Dobretsov N.L. Evolution of structures of the Urals, Kazakhstan, Tien Shan, and Altai-Sayan region within the Ural-Mongolian Fold Belt (Paleo-Asian ocean) // *Geologiya i Geofizika*. 2003. V. 44. No 1–2. pp. 5–27. In Russian
- Zinoviev S.V. *Stress-metamorficheskie komplekсы Bukhtarminskogo zvena Irtyshskoy zony smyatiya* [Stress-metamorphic complexes of the Bukhtarma section of the Irtysh shear zone]. Novosibirsk: OIGGM SO RAN, 1992. 128 p. In Russian
- Zinoviev S.V., Travin A.V., Chikov B.M. On the age of the Tishinka deposit, Rudnyi Altai // *Doklady Earth Sciences*. 2009. V. 428. No 1. pp. 1088–1092.
- Zinoviev S.V., Travin A.V. The problem of dynamometamorphic transformations of rocks and ores of the upper part of the Ridder-Sokol'noe deposit (Rudnyi Altai) // *Doklady Earth Sciences*. 2012. V. 444. No 2. pp. 738–742.
- Zinoviev S.V., Chikov B.M. An approach to the problem of tectonics of deformational and metamorphic structures (an example from shear zones of Rudny Altai) // *Doklady Earth Sciences*. 2009. V. 426. No 1. pp. 522–526.
- Zinoviev S.V., Chikov B.M. The Kedrovyy-Butachikha dynamic metamorphic zone (Rudny Altai): a tectonic model // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 51. No 7. pp. 794–800.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. *Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR* [Tectonics of lithospheric plates in the USSR]. Moscow: Nedra, 1990. V. 1. 325 p.; V. 2. 334 p. In Russian
- Kozlov P.S., Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Zinoviev S.V. Tectonometamorphic evolution of the Garevka polymetamorphic complex (Yenisei Ridge) // *Russian Geology and Geophysics*. 2012. V. 53. No 11. pp. 1133–1149.
- Kruk N.N., Volkova N.I., Kuibida Ya.V., Gusev N.I., Demonterova E.I. *Priroda metamorficheskikh komplekсов Gornogo Altaya* [Nature of metamorphic complexes of the Gorny Altai] // *Litosfera*. 2013. No 2. pp. 20–44. In Russian
- Kuznetsov V.A. *Osnovnye etapy geotektonicheskogo razvitiya yuga Altae-Sayanskoy gornoy oblasti* [The main stages of geotectonic evolution of the south of the Altai-Sayan mountainous region] // *Trudy Gorno-geologicheskogo instituta ZSFAN SSSR*. 1952. V. 12. pp. 9–43. In Russian
- Kuibida Ya.V., Vladimirov V.G., Kruk N.N., Travin A.V. *Osnovnye rubezhi tektonicheskoy evolyutsii Kurayskogo bloka v rannem – srednem paleozoe (Gornyy Altay)* [The main stages of the tectonic evolution of the Kurai block in the Early – Middle Paleozoic (Gorny Altai)] // *Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu)*. Issue 7. Irkutsk: «IZK SO RAN», 2009. V. 1. pp. 159–161. In Russian
- Kuibida Ya.V., Kruk N.N., Gusev N.I., Vladimirov V.G., Demonterova E.I. *Geochemistry of metamorphic rocks of the Kurai block (Gornyy Altay)* // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55. No 4. pp. 411–427.
- Nekhoroshev V.P. *Altaiskie zony smyatiya, ih osobennosti i prakticheskoe znachenie* [Altai crumple zones, their features and practical significance] // *Inform. Sbornik VSEGEI*. 1956. pp. 50–61. In Russian
- Rodygin A.I. *Dokembrij Gornogo Altaya (Kurajskij metamorficheskij kompleks)* [Altai shear zones, their features and practical significance]. Tomsk: Izd. Tomskogo universiteta. 1968. 324 p. In Russian
- Rodygin A.I. *Dinamometamorficheskie gornye porody* [Dynamometamorphic rocks]. Tomsk: Izd. Tomskogo universiteta. 2001. 356 p. In Russian
- Struktura lineamentnykh zon stress-metamorfizma* [Structure of lineament zones of stress metamorphism]. Novosibirsk: Nauka. 1990. 216 p. In Russian
- Travin A.V., Boven A., Plotnikov A.V. ^{40}Ar - ^{40}Ar dating of deformations in the Irtysh shear zone (East Kazakhstan) // *Geochemistry International*. 2001. No 12. pp. 1347–1350.
- Turkin Yu.A. *Kollizionno-sdvigovaya struktura Gornogo Altaya* [Collision-shear structure of Mountain Altai] // *Izvestiya Bijskogo otdeleniya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. Vyp. 25. Bijsk: RIO BPGU im. Shukshina. 2005. pp. 43–49. In Russian
- Turkin Yu.A., Fedak S.I. *Geologiya i strukturno – veshchestvennyye komplekсы Gornogo Altaya / Pod nauch. red. V.M. Isakova*. [Geology and structurally-material complexes of Mountain Altai]. Tomsk: STT, 2008. 460 p. In Russian
- Khoreva B.Ya. *Geologicheskoe stroenie, intruzivnyy magmatizm i metamorfizm Irtyshskoy zony smyatiya* [Geological structure, intrusive magmatism and metamorphism of the Irtysh shear zone]. Moscow: Gosgeoltekhizdat. 1963. 207 p. In Russian
- Chikov B.M. Shear stress structuring in the lithosphere: varieties, mechanisms, conditions (overview of the problem) // *Geologiya i Geofizika*. 1992. No 9. pp. 3–39. In Russian
- Chikov B.M. Problems of geological interpretation of seismic-foci systems of the Earth's crust (geomechanics and tectonophysical analysis) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2010. V. 1. No 3. pp. 231–248. In Russian
- Chikov B.M. *Vvedenie v fizicheskie osnovy staticheskoy i dinamicheskoy geotektoniki* [Introduction to the physical foundations of static and dynamic geotectonics]. Novosibirsk: Geo. 2011. 296 p. In Russian
- Chikov B.M., Zinoviev S.V. Post-hercynian (Early Mesozoic) collisional structures of Western Altai // *Russian Geology and Geophysics*. 1996. V. 37. No 11. pp. 323–331.
- Chikov B.M., Zinoviev S.V., Deyev E.V. Mesozoic and Cenozoic collisional structures of the southern Great Altai // *Russian Geology and Geophysics*. 2008. V. 49. No 5. pp. 323–331.
- Chikov B.M., Zinoviev S.V., Mamin V.I., Oleinik Yu.F. *O deformatsionno-metamorficheskoy prirode zon smyatiya (na primere Kedrovsko-Butachihinskoy struktury; Rudnyy Altaj)* [On the deformation-metamorphic nature of shear zones (on the example of the Kedrovsko-Butachikha structure; Rudny Altai)] // *Geologiya i ohrana nedr*. 2008. V. 28. No 3. pp. 25–33. In Russian
- Chikov B.M., Zinoviev S.V., Podstibastenkova E.A. Morphological types of flow structures in blastomylonites of the Irtysh zone of crush // *Geologiya i Geofizika*. 1988. No 8. pp. 11–15. In Russian
- Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Safonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2004. V. 23 (5). pp. 655–671.

Chikov B.M., Ponomachuk V.A., Zinoviev S.V., Lapin B.N., Titov A.T., Travin A.V., and Palesky S.V. Stress-metamorphism and isotopic age of shear zone granitoid tectonites of Irtyshean shear zone (Altai region) // *Geotectonika et Metallogenia*. 2002. V. 26. No 1–2. pp. 36–51.

Author's:

Zinoviev Sergei V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia; Assistant Professor, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.

E-mail: zinoviev@igm.nsc.ru

Fidler Marina A., Junior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: abildaeva@igm.nsc.ru

УДК 551.251

СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗААНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА



И.И. Лиханов, В.В. Ревердатто

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

На примере тейского и гаревского метаморфических комплексов высокоглиноземистых метapelитов Заангарья Енисейского кряжа, характеризующихся присутствием трех полиморфов Al_2SiO_5 , приведены геолого-структурные, минералого-петрологические и изотопно-геохронологические свидетельства их полиметаморфической истории. В изученных ореолах наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий четко фиксируется по реакционным структурам и химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам. Выявленные индикаторные признаки свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5 в результате сложной полиметаморфической истории, обусловленной сменой разных тектонических обстановок.

Ключевые слова: P - T тренды эволюции метаморфизма, геотектонические обстановки, высокоглиноземистые метapelиты, полиморфы Al_2SiO_5 , Енисейский кряж

Метаморфические породы присутствуют в большей части литосферы и содержат важную информацию о термодинамических параметрах петрогенезиса. Поэтому метаморфизм является одним из индикаторов эндогенных процессов, а его корреляция с магматизмом и тектоникой позволяет реконструировать последовательность событий при развитии литосферы. Этим объясняется повышенный интерес к особенностям формирования и эволюции метаморфических пород в подвижных поясах на границах древних континентов, где проявлены разные типы метаморфизма.

Юго-западное обрамление Сибирского кратона включает в себя гетерогенные блоки Енисейского кряжа и северных склонов Восточного Саяна в составе Центрально-Азиатского орогенного пояса, что позволяет проводить межрегиональные корреляции для реконструкции сложной тектонической структуры Центральной Азии. Такие реконструкции важны не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов на границах древних кратонов, но и для решения вопроса о вхождении Сибирского кратона в состав суперконтинента Родиния и последующего его распада в неопротерозое с образованием Палеоазиатского океана.

Енисейский кряж, представляющий собой покровно-складчатый ороген, является одним из наиболее интересных в геодинамическом аспекте регионов Сибири. Здесь представлен полный разрез докембрия – от палеопротерозоя до венда включительно. Тесная ассоциация разнообразных магматических и метаморфических комплексов свидетельствует о весьма сложном строении. В частности, важнейшей особенностью метаморфических ком-

плексов Енисейского кряжа является неоднородность метаморфизма по режиму давления, выраженная в проявлении регионального метаморфизма двух фациальных серий: андалузит-силлиманитовой (низких давлений) и кианит-силлиманитовой (умеренных давлений). Метаморфизм умеренных давлений следует за метаморфизмом низких давлений и проявляется локально вблизи надвигов, в результате чего происходит прогрессивное замещение андалузита кианитом и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур [Likhano et al., 2004].

Это представляет значительный петрологический интерес, так как известно, что среди прогрессивных минеральных реакций между полиморфными модификациями Al_2SiO_5 наиболее обычны замещения андалузита или кианита силлиманитом, характерные для зональных метаморфических комплексов низких и умеренных давлений. Наблюдаемые в Енисейском кряже замещения андалузита кианитом на прогрессивном этапе метаморфизма являются редкостью, поскольку стационарная континентальная геотерма обычно не пересекает линию равновесия андалузит–кианит [Kerrick, 1990].

Интерес к этим комплексам обусловлен фундаментальными и прикладными аспектами. С одной стороны, минералы группы силлиманита (кианит, андалузит и силлиманит) – важнейшие индикаторы метаморфизма в горных породах. При одинаковом химическом составе они имеют разную кристаллическую структуру, стабильную при различных P - T параметрах [Kerrick, 1990]. На основе различных трендов изменения температуры с глубиной и соотношения этих трендов на P - T диаграмме с полями

устойчивости полиморфов Al_2SiO_5 выделяются разные «барические» типы метаморфизма. Андалузит устойчив при низких давлениях и температурах; с повышением давления он сменяется кианитом, а при увеличении температуры они оба замещаются силлиманитом. Это приводит к формированию зональных метаморфических комплексов, что используется для выделения фациальных серий низких и умеренных давлений. В связи с этим «тройная точка», соответствующая равновесному сосуществованию всех полиморфов Al_2SiO_5 , является одним из наиболее важных инвариантных узлов в метаморфической петрологии, а минеральные ассоциации с участием полиморфов «тройной точки» информативны для калибровки геотермобарометров [Ревердатто и др., 2017].

С другой стороны, минералы группы силлиманита (андалузит, силлиманит, кианит), широко развитые в Заангарской части Енисейского кряжа, представляют особый интерес для производства глинозема, силумина и алюминия. В 1970-х гг. в ходе поисковых и горных работ Ангарской ГРЭ ПГО «Красноярскгеология» здесь были открыты месторождения и рудопроявления минералов группы силлиманита, а в 1990-х гг. перспективы этих месторождений были подтверждены для ряда участков в пределах центральной части Заангарья Енисейского кряжа (маяконский, чиримбинский, панимбинский, тейский и др.) [Лепезин и др., 2010]. В настоящее время суммарные прогнозные ресурсы этих участков в пересчете на полезные минералы на глубину 50 м оцениваются около 200 млн т [Kozlov, 2017]. В последние годы исследование высокоглиноземистых метапелитов приобретает особую актуальность как в прикладном (алюминиевая промышленность России обеспечена глиноземом собственного производства только на 30%, остальные его объемы импортируются из стран ближнего и дальнего зарубежья), так и в теоретическом аспекте в связи с необходимостью создания количественной теории метаморфоженного рудообразования.

В настоящей статье на основе реконструкции P - T - t эволюции метаморфических комплексов высокоглиноземистых метапелитов Енисейского кряжа, характеризующихся присутствием трех полиморфов Al_2SiO_5 , приведены геолого-структурные, минералого-петрологические и изотопно-геохронологические свидетельства их полиметаморфической истории.

Геологическое положение и основные структурные элементы Енисейского кряжа

Енисейский кряж представляет собой древний ороген коллизионно-аккреционного типа, расположенный на западной окраине Сибирского кратона. Он вытянут в субмеридианальном направлении вдоль р. Енисей почти на 700 км при ширине от 50 до 200 км

(рис. 1, *b*). Геофизические данные свидетельствуют о вертикальном утолщении и транспрессионной обстановке; ширина складчатой области Енисейского кряжа на глубине более 10 км вдвое уменьшается, что придает ему грибовидную форму [Likhanov, Santosh, 2017]. Глубина залегания поверхности Мохоровича под Енисейским кряжем по сравнению с соседними регионами увеличена от 40 до 50 км.

Таким образом, этот ороген обладает структурой с утолщенной корой, сохранившейся в течение длительного геологического времени. Коллизионная модель формирования структуры земной коры в регионе подтверждается данными сейсмического профилирования и обосновывается «скупиванием» пород неопротерозойских формаций [Козлов и др., 2020]. В строении Енисейского кряжа выделяются два крупных сегмента – Южно-Енисейский и Заангарский, разделенные субширотным Нижнеангарским региональным разломом [Ножкин и др., 2016]. К югу от этого разлома выделяются два структурных элемента – палеопротерозойский кратонный Ангаро-Канский блок и неопротерозойский островодужный Предивинский террейн [Лиханов и др., 2016] (рис. 1, *a*). К северу от Нижнеангарского разлома, в заангарской части, Енисейский кряж сложен палеопротерозойскими и мезо-неопротерозойскими породами, составляющими Восточный и Центральный кратонные блоки и Исаковский (западный) островодужный террейн. Все тектонические блоки и пластины разделены крупными региональными разломами – системами дизъюнктивов преимущественно северо-западного простирания с субвертикальным падением [Ножкин и др., 2011]. Отличительной особенностью приразломных структур является развитие специфического комплекса тектонитов – бластомилонитов и катаклазитов, прослеживающихся через весь кряж в виде ряда мощных зон субмеридианального простирания [Козлов и др., 2012; Бабичев и др., 2019]. Региональные разломы (Приенисейский, Татарско-Ишимбинский и др.) часто сопровождаются оперяющими структурами более высокого порядка, вблизи которых происходит коллизия мелких блоков с образованием надвигов [Егоров, 2004]. Последнее вызывает неоднородный по давлению региональный метаморфизм, выраженный сочетанием двух фациальных серий низких и умеренных давлений [Лиханов и др., 2006; Likhanov, Reverdatto, 2011].

Условия и время заложения региональных глубинных разломов в регионе остаются неясными. Однако интерпретация геохронологических данных разновозрастных популяций монацитов в тектонитах, испытавших перекристаллизацию в ходе последовательных деформационных процессов, указывает на неоднократную активизацию Приенисейской региональной сдвиговой зоны в регионе в диапазоне

времени 1,54–0,6 млрд лет [Лиханов и др., 2013а]. Это также обосновано тектоническим совмещением разновозрастных блоков высоко- и слабометаморфизованных кристаллических пород, характером взаимоотношений разломов с разновозрастными магматическими комплексами и наблюдениями синтетектонической зональности дислокационных процессов.

Детальный обзор геохронологии, тектонической позиции и геодинамической природы комплексов, участвующих в строении региона, приведены в работах [Лиханов и др., 2014, 2018, 2021]. Там же представлена хронологическая последовательность крупных этапов и событий в геологической истории Енисейского кряжа, сформировавших его тектонический облик.

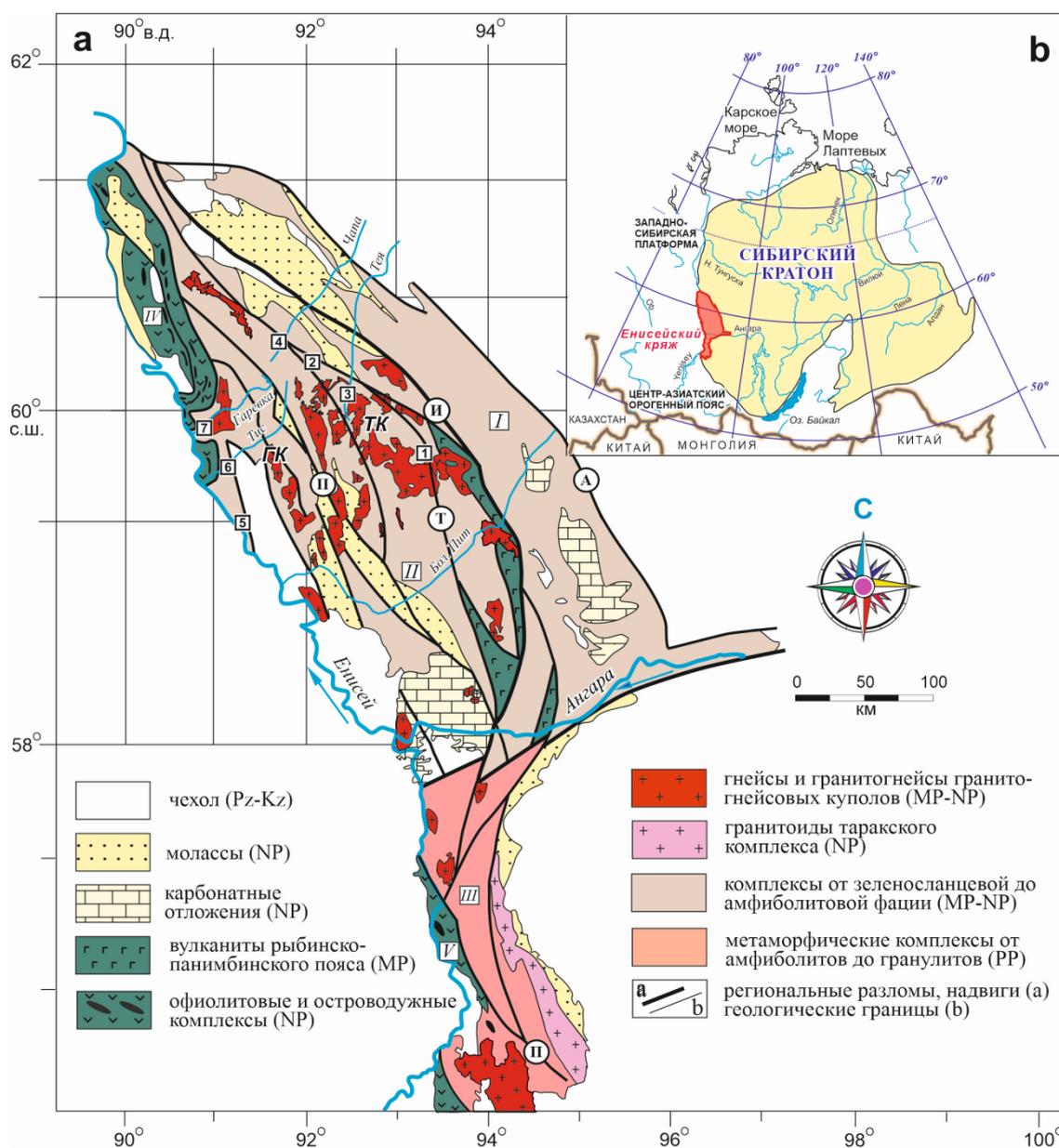


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта Енисейского кряжа

и местоположение участков с проявлением ассоциации «тройной точки» *And + Sil + Ky*

a – ГК и ТК – гаревский и тейский метаморфические комплексы. Тейский комплекс (ТК): 1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский, 4 – чапский; гаревский комплекс (ГК): 5 – енисейский, 6 – тисский и 7 – гаревский участки. *b* – положение Енисейского кряжа в структуре Сибирского кратона

Fig. 1. Geological sketch map of the Yenisey Ridge showing location of the study areas with the “triple point” assemblage *And + Sil + Ky*

a – GC and TC are the Garevka and Teya metamorphic complexes, respectively. Arabic numerals; Teya complex (TC): 1 – Mayakon, 2 – Polkan, 3 – Teya, 4 – Chapa; Garevka complex (GC): 5 – Yenisey R., 6 – Tis R., and 7 – Garevka R., and locations of the five tectonic blocks discussed in the text (roman numerals in squares): I – East (platform) and II – Central blocks of the Transangarian segment; III – South-Yenisey (Angara-Kan) segment, IV – Isakovka and V – Predivinsk island-arc blocks. *b* – the inset map shows position of the Yenisey Ridge in Siberian craton

Характеристика объектов исследования

В качестве объектов исследования выбраны четыре участка в пределах тейского комплекса (маяконский, полканский, чапский и тейский) и три участка в пределах гаревского комплекса (тисский, енисейский и гаревский) Заангарской части Енисейского кряжа (см. рис. 1). Они приурочены к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской систем разломов соответственно. Эти зоны представляют собой систему сближенных субпараллельных разломов сдвиговой, взбросовой и надвиговой кинематики, концентрирующих деформации сдвига, а также их комбинаций с проявлениями приразломного катаклаза, меланжирования и динамометаморфизма породных массивов [Козлов и др., 2020]. Их протяженность определяется сотнями километров при ширине зоны стресс-метаморфизма от сотен метров до первых десятков километров. Как правило, эти линеаментные зоны играют роль швов, разделяющих тектонические блоки региона и являющихся областями их активного взаимодействия.

В разрезе складчатых структур Центрального блока наиболее древним является гаревский комплекс, в составе которого выделены немтихинская и малогаревская метаморфические толщи [Likhonov, Santosh, 2019]. Гаревский комплекс в западной части Центрального блока надстраивается тейским комплексом, в результате чего малогаревская толща перекрывается нижнепротерозойскими отложениями свиты хребта Карпинского тейской серии. В тектоническом отношении район развития тейского комплекса располагается главным образом в пределах осевой части Центрального блока, складчатая структура которого осложнена серией дизъюнктивов северо-западного простирания, которые относятся к Татарскому глубинному разлому, а также рядом второстепенных надвигов преимущественно субмеридианального направления. Гаревский комплекс располагается в пределах Приенисейской региональной сдвиговой зоны, разделяющей Центральный кратонный блок и Исаковский островодужный террейн [Likhonov et al., 2018].

Важнейшей особенностью изученных метаморфических комплексов является неоднородность метаморфизма по режиму давления, выраженная в проявлении регионального метаморфизма двух фациальных серий: *And-Sil* (низких давлений) и *Ky-Sil* (умеренных давлений). Наиболее характерным примером совмещенной зональности двух фациальных серий является тейский участок (рис. 2), расположенный в среднем течении р. Теи в междуречье Курепы и Уволги [Лиханов и др., 2016].

В геологическом строении этого района принимают участие протерозойские регионально-метаморфические образования тейской и сухопитской серий. В ядре

Тейской антиклинали, запрокинутой на юго-запад под углом 50–65°, обнажены наиболее древние метаморфизованные метакarbonатно-терригенные породы тейской серии нижнего протерозоя, прорванные гранитоидами Каламинского массива. Крылья антиклинали сложены менее метаморфизованными породами кординской и горбилокской свит сухопитской серии нижнего-среднего рифея. В строении региона с юго-запада на северо-восток выделяются четыре зоны регионального метаморфизма со следующей последовательностью предельных минеральных ассоциаций: 1) $Bt + Ms + Chl + Qz + Pl$ (*Bt* зона); 2) $Grt + Bt + Ms + Chl + Qz + Pl$ (*Grt* зона); 3) $St + Grt + Bt + Ms + Chl + Qz + Pl + Crd \pm And$ (*St-And* зона) и 4) $Sil + St + Grt + Bt + Ms + Qz + Pl \pm And \pm Crd$ (*Sil* зона) (рис. 2). Здесь и далее в тексте символы минералов приведены по [Whitney, Evans, 2010].

В пределах *St-And* зоны в малоглиноземистых недосыщенных K_2O метатерригенных породах рязановской свиты иногда устойчив жедрит и куммингтонит в ассоциации с гранатом и кордиеритом. В целом в изученном районе региональный метаморфизм характеризуется симметричной зональностью в структуре Тейской антиклинали и отличается ростом степени метаморфизма по направлению к ядру антиклинали. По характеру метаморфической зональности прогрессивный метаморфизм изученных пород относится к сравнительно малоглубинному *LP/HT* андалузит-силлиманитовому типу (бьюкенский тип зональности), промежуточному между пиренейским и мичиганским типами зональности по классификации А. Хитанен [Hietanen, 1967]. Его *P-T* условия соответствуют переходу от фации зеленых сланцев до границы между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовыми фациями. С приближением к надвигу породы *St-And* и *Sil* зон испытывают наложенный метаморфизм. Этот переход фиксируется по появлению в регионально-метаморфических породах кианита и фибролита – волокнистой игольчатой разновидности силлиманита (изограда кианита) с развитием предельной ассоциации $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qz + Pl + Sil + Fi$ с реликтами *And*. Временные соотношения между появлением кианита и фибролита не установлены. Область распространения пород кианит-ставролитовой субфации фации кианитовых сланцев ограничена разломом северо-западного простирания и не превышает в ширину 4–5 км, что наряду с секущим характером новых изоград свидетельствует о локальном характере наложенного метаморфизма. Появление *Ky* и развитие новых деформационных структур свидетельствует о том, что наложенный метаморфизм проходил в обстановке повышенного давления и может быть отнесен к *Ky-Sil* типу (барровианский тип зональности). Региональный метаморфизм *And-Sil* типа осуществлялся в широком диапазоне пико-

вых температур от 510 °С в биотитовой зоне до 640 °С в силлиманитовой зоне при изменении дав-

ления от 3,9 до 5,1 кбар, что свидетельствует о метаморфическом градиенте $dT/dH = 25-35$ °С/км.

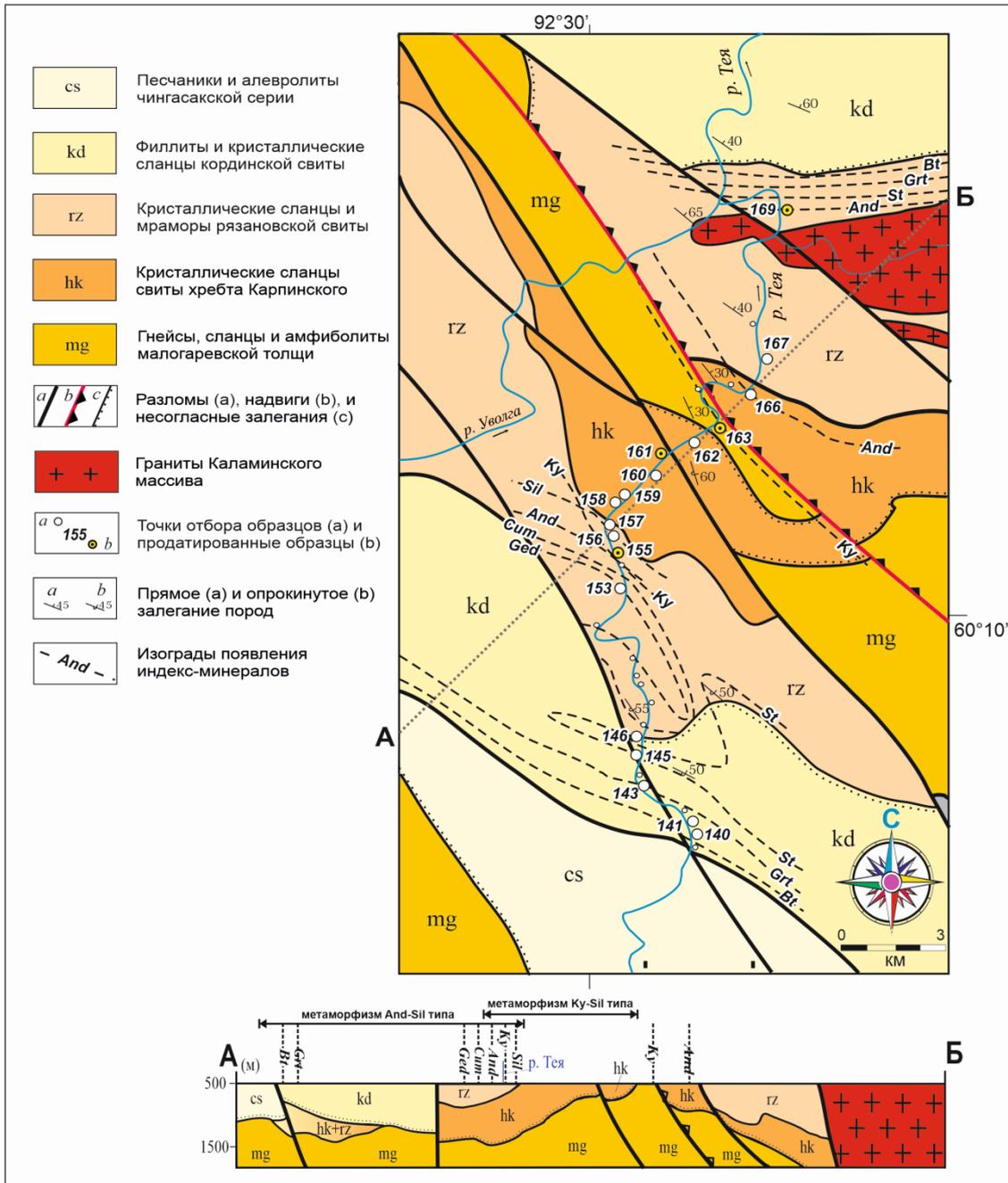


Рис. 2. Схематическая карта тейского полиметаморфического комплекса в среднем течении р. Тея (чапский участок) и разрез по линии А–Б

Fig. 2. Sketch map of the Teya polymetamorphic complex in the middle reaches of the Teya River (Chara area) and geological cross section through A–B line

Наложенный метаморфизм умеренных давлений *Ky-Sil* типа происходил при постепенном повышении давления от 5,65 до 7,15 кбар при незначительном повышении максимальной температуры (от 660 до 700 °С) при приближении к надвижку, что указывает на весьма низкое значение $dT/dH \leq 10-12$ °С/км [Лиханов и др., 2011а].

Относительно местоположения тейского участка, полканский и чапский участки располагаются северо-западнее в 40 и 70 км соответственно; маяконский участок находится в 80 км на юго-восток, а тисский участок – в 100 км на юго-запад (см. рис. 1).

Полканский участок, выделенный в междуречье Чапы–Гаревки–Тиса в районе горы Гаревский Пол-

кан (рис. 3), принадлежит антиклинорию хребта Карпинского северо-западного простирания. В геологическом строении района принимают участие нижнепротерозойские (1650–1500 млн лет) регионально-метаморфические породы свиты хребта Карпинского с пологим (10–15°), почти горизонтальным залеганием и мощностью около 3 км, слагающие Полканскую антиклиналь. В районе исследования наиболее удаленные от надвига метapelиты низких давлений представлены минеральной ассоциацией $Ms + Chl + Bt + Cld + And + St + Qz + Pl + Ilm$, испытавшие с приближением к надвику коллизионный метаморфизм умеренных давлений кианит-силлиманитового типа. Видимая мощность распространения этих пород, ограниченная на западе надвигом, на востоке – разломами северо-западного простирания, не превышает 4–5 км. В пределах этой территории по особенностям структурно-вещественного преобразования метapelитов параллельно шву надвига выделяются три метаморфические зоны. Предельная ассоциация $Ky + St + Grt + Ms + Bt + Qz + Pl + Sil$ с реликтами андалузита и хлоритоида возникла в условиях фации кианитовых сланцев [Лиханов и др., 2011a].

Маяконский участок находится в бассейнах рек Еруда и Чиримба, где мезопротерозойские (1350–1250 млн лет) осадочные породы кординской свиты испытали метаморфизм низких и умеренных давлений [Лиханов и др., 2001] (рис. 4). В районе исследования метapelиты низких давлений, представленные минеральной ассоциацией $Ms + Chl + Bt + Cld + And + Qz + Ilm \pm Crd$ минеральной ассоциацией, образовались в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации. Породы умеренных давлений, характеризующиеся ассоциацией $Ms + Chl + Bt + Qz + Ky + St + Grt + Ilm + Pl$ с реликтами андалузита и присутствием силлиманита и фибролита, метаморфизованы в условиях фации кианитовых сланцев. Они слагают зону шириной от 5 до 7 км и протяженностью не менее 20 км, ограниченную с востока Панимбинским надвигом северо-западного простирания, за которым северо-восточнее развиты нижнепротерозойские метатерригенно-карбонатные породы тейской серии. Параллельно шву Панимбинского надвига выделены три метаморфические зоны наложенного метаморфизма, различающиеся соотношением реликтовых и новообразованных минералов и степенью деформации пород [Лиханов и др., 2007].

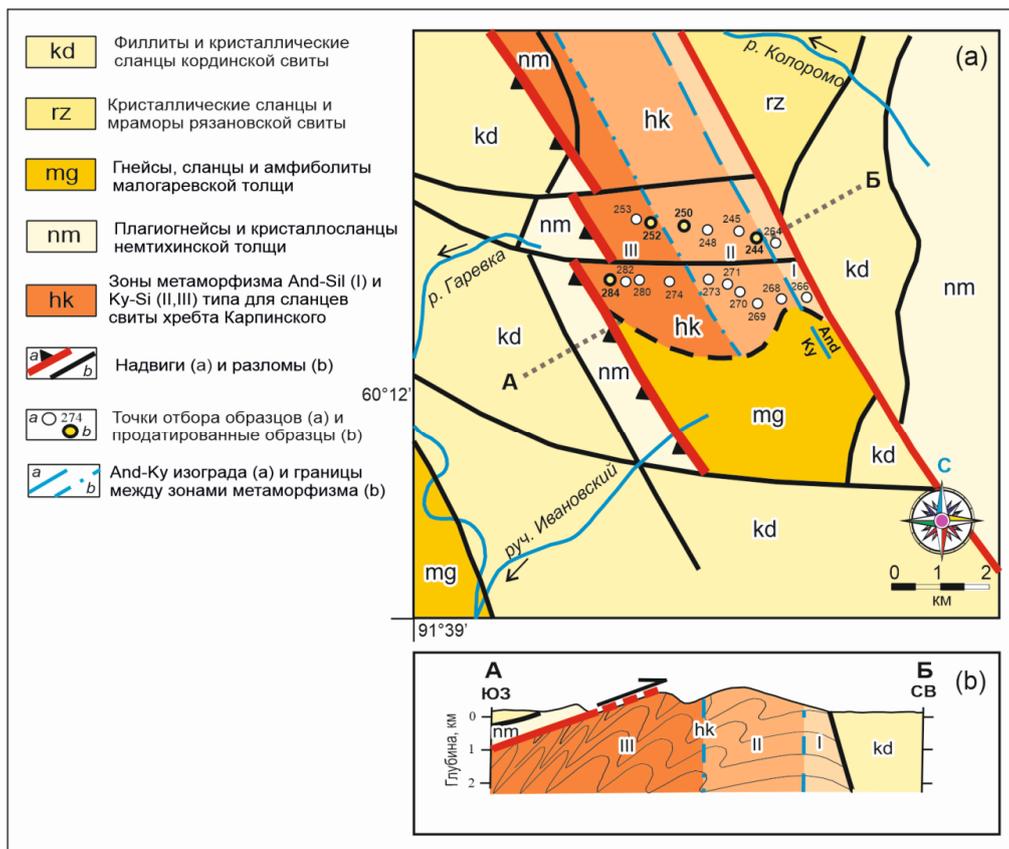


Рис. 3. Схематическая карта докембрийских метаморфических образований района горы Гаревский Полкан (полканский участок) (a) и разрез по профилю А–Б (b)

Направление движения показано стрелкой на рис. 3, b

Fig. 3. Schematic geological map of the Polkan area of the Teya complex, showing location of metamorphic zones in metapelites (a), and schematic cross section A–B across the overthrust (b)

Direction of thrust motion is shown by arrow on Figure 3b

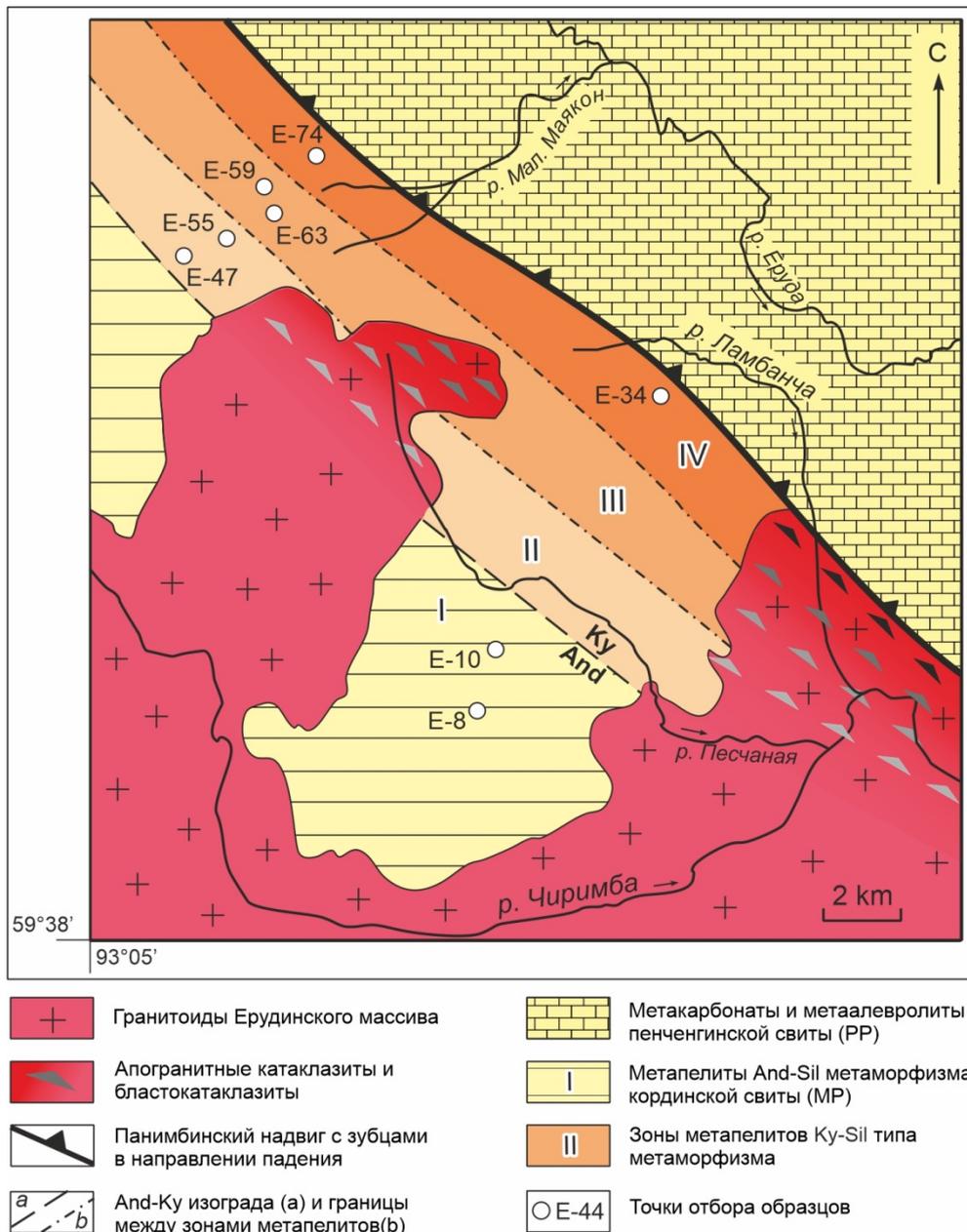


Рис. 4. Схематическая карта метаморфизма междуречья рек Еруда и Чиримба (маяконский участок)

Fig. 4. Geological sketch map of the Mayakon area in the Eruda and Chirimba Rivers interfluvium in the vicinity of the Panimba overthrust showing location of metamorphic zones in metapelites

Чапский участок расположен в среднем течении р. Чапа между устьями ее притоков Нижняя Ведуга и Еловая [Лиханов и др., 20086] (рис. 5). В его геологическом строении принимают участие нижнепротерозойские (≥ 1650 млн лет) осадочно-метаморфические образования тейской серии, слагающие Чапскую антиклиналь, шарнир которой погружается в северо-западном направлении под углом $15-30^\circ$. В ядре антиклинали выходят кварциты и кристаллические сланцы свиты хребта Карпинского; крылья антиклинали сложены метатерригенно-карбонат-

ными породами (мраморы с подчиненным количеством кристаллических сланцев) пенченгинской свиты. В районе исследования наиболее удаленные от надвига метapelиты низких давлений пенченгинской свиты и свиты хребта Карпинского, представленные, соответственно, минеральными ассоциациями $Ms + Chl + Bt + Qz + Pl$ и $And + St + Sil + Grt + Ms + Bt + Qz + Chl$, образовались в условиях зеленосланцевой и низов амфиболитовой фаций. Пространственный переход от регионально-метаморфических пород низких давлений к породам более вы-

соких давлений фиксируется по одновременному появлению в породах кианита (изограда кианита). Ширина области распространения этих пород составляет 5–7 км и ограничена с востока надвигом северо-западного простирания [Лиханов и др., 2006].

Тисский участок, расположенный в нижнем течении р. Тис, является типичным для Гаревского комплекса, включающего также енисейский и гаревский участки (см. рис. 1). В районе исследования его породы представлены интенсивно деформированными и мигматизированными гнейсами и кристаллическими сланцами с предельной ассоциацией $Grt + Bt + Ms + Pl + Qz \pm St \pm Ilm \pm Ky \pm Sil \pm And \pm Ep$ состава, пронизанными крутопадающими рассланцеванными дайками гранитов и габброидов [Лиханов и др., 2013б]. Отличительной особенностью изученных метapelитов является развитие специфических порфиробласт граната с тремя контрастными зонами (рис. 6). Ядра сложены гранатом округлой или эллипсовидной формы с хаотически ориентированными включениями минералов основной массы. Их обрамляет средняя зона деформированного граната с обилием черных микровключений ильменита

и графита. Внешняя оболочка сложена идиоморфным гранатом. Наряду с обильными включениями минералов основной массы, практически во всех зонах гранатов присутствуют монацит, а ксенотим и эпидот встречаются только во внутренней зоне [Likhanov et al., 2015].

Для всех изученных участков с ассоциацией «тройной точки» наблюдается похожая закономерность в изменении набора минеральных ассоциаций в аналогичных по температуре метаморфических зонах, но с различным соотношением реликтовых и новообразованных минералов и степенью деформации пород. Некоторые минералогические отличия обусловлены отсутствием кордиерита (чапский, тисский и полканский участки) и развитием хлоритоида (полканский и маяконский участки) на самых низких ступенях метаморфизма. Появление редких парагенезисов ($Cld + Bt$ и $Cld + Bt + And$) и изменение характера зональности в метapelитах *And-Sil* типа полканского и маяконского участков может быть связано с большей устойчивостью Mn-граната на средних ступенях метаморфизма [Лиханов и др., 2005].

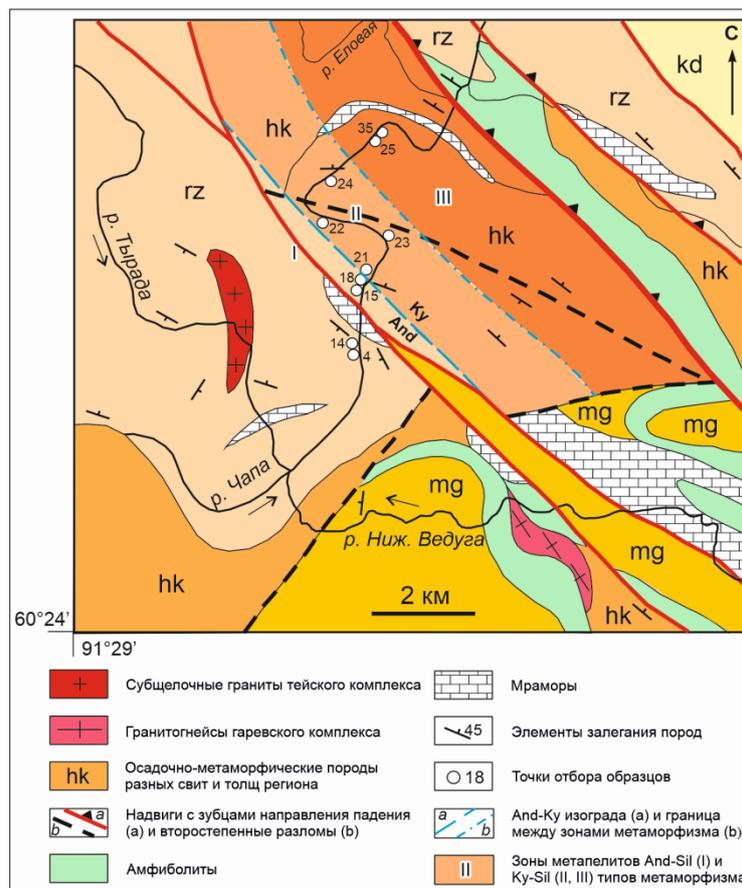


Рис. 5. Схема геологического строения докембрийских кристаллических осадочно-метаморфических образований района верхнего течения р. Чапа (чапский участок)

Fig. 5. Schematic geological map of crystalline metasedimentary rocks from the Chapa area in the upper reaches of the Chapa River showing location of metamorphic zones in metapelites of the Teya Sequence

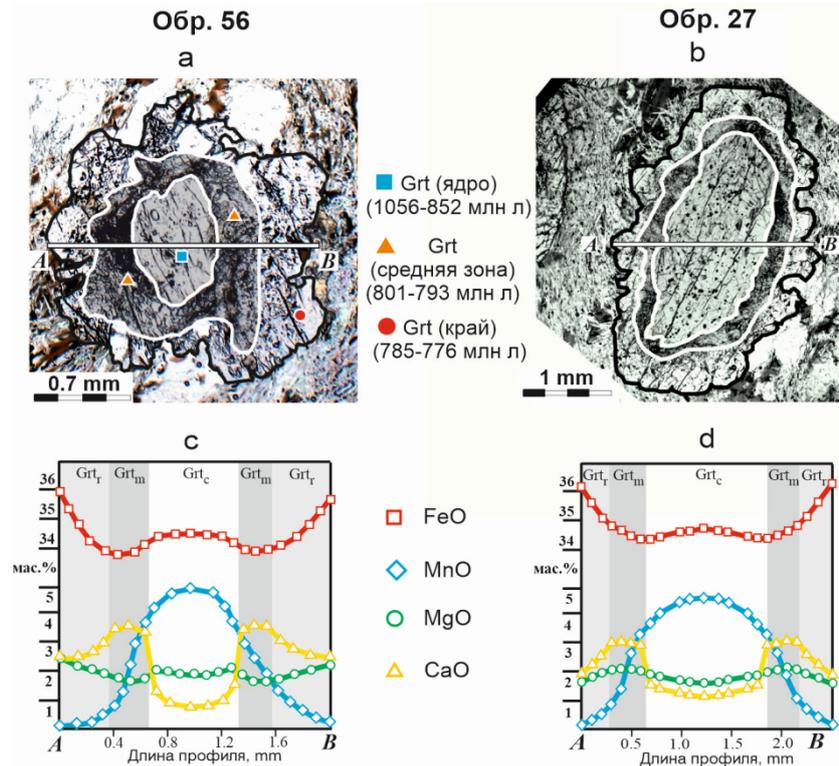


Рис. 6. Микрофотографии зерен граната из гнейсов гаревского (а) и енисейского (б) участков, и концентрационные профили по главным элементам (с, d), построенные по линиям А–В

Здесь и далее в тексте: Grt_c, Grt_m и Grt_r – составы ядра, средней зоны и каймы в зернах граната. Показаны места точек датирования включений с возрастными в различных генерациях граната из обр. 56

Fig. 6. Photomicrographs of samples 56 (a) and 27 (b) showing texture features developed within garnet from pelitic gneisses and schists in the Garevka complex. Compositional profile across a zoned garnet porphyroblasts (sample 56 – c, sample 27 – d) with three growth zones is indicated by the light line A–B

Compositionally distinct zones of garnet are indicated by white (core-Grт_c), and different shades of grey (middle-Grт_m and rim-Grт_r). The locations of dated samples (sample 56 – a) are given with the age of the dated grain corresponding to the symbol that they are represented by

Микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 свидетельствуют о последовательном росте андалузита, силлиманита, фибролита и кианита при метаморфизме с преобладанием различных схем реакционных замещений между этими минералами [Likhanov, Santosh, 2020] (рис. 7). Для маяконского участка характерны следующие реакционные соотношения: – $And \rightarrow Ky \rightarrow Sil \pm Fi$; для полканского участка – $And \rightarrow Ky \rightarrow Sil$; для чапского участка – $And \rightarrow Sil + Ky$; для тейского участка – $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky + Fi$. Эти особенности обусловлены сложной метаморфической историей пород, связанной со сменой тектонических обстановок [Лиханов, 2020б]. Некоторые микротекстуры интерпретируются в шлифах неоднозначно. В этих случаях реакционные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 предсказывались главным образом по наблюдаемой метаморфической зональности – последовательности смены закартированных изоград первого появления кианита/силлиманита и расчетам P - T - t трендов эволюции пород.

Геохимическая специфика и особенности происхождения пород

По химическому составу эти $And + Ky + Sil$ -содержащие породы классифицируются как низкокальциевые ($< 1,5$ мас. %) и умеренно-насыщенные K_2O (3–4 мас. %) метапелиты, одновременно обогащенные железом (Fe_2O_3 до 12 мас. %) и глиноземом (Al_2O_3 до 28 мас. %). На петрохимической диаграмме Г. Симмса и Дж. Ферри [Symmes, Ferry, 1992] эти породы относятся к железистым ($X_{Fe} = FeO / [FeO + MgO + MnO] = 0,6–0,8$ на мольной основе) и глиноземистым ($X_{Al} = [Al_2O_3 - 3K_2O] / [Al_2O_3 - 3K_2O + FeO + MgO + MnO] = 0,4–0,6$) метапелитам по сравнению со средними составами типичных метапелитов, характеризующихся значениями $X_{Fe} = 0,52$ и $X_{Al} = 0,13$ [Shaw, 1956; Ague, 1991]. В отличие от обычных метапелитов, на треугольной диаграмме AFM [Thompson, 1957] область таких химических составов располагается выше конноды гранат–хлорит (рис. 8).

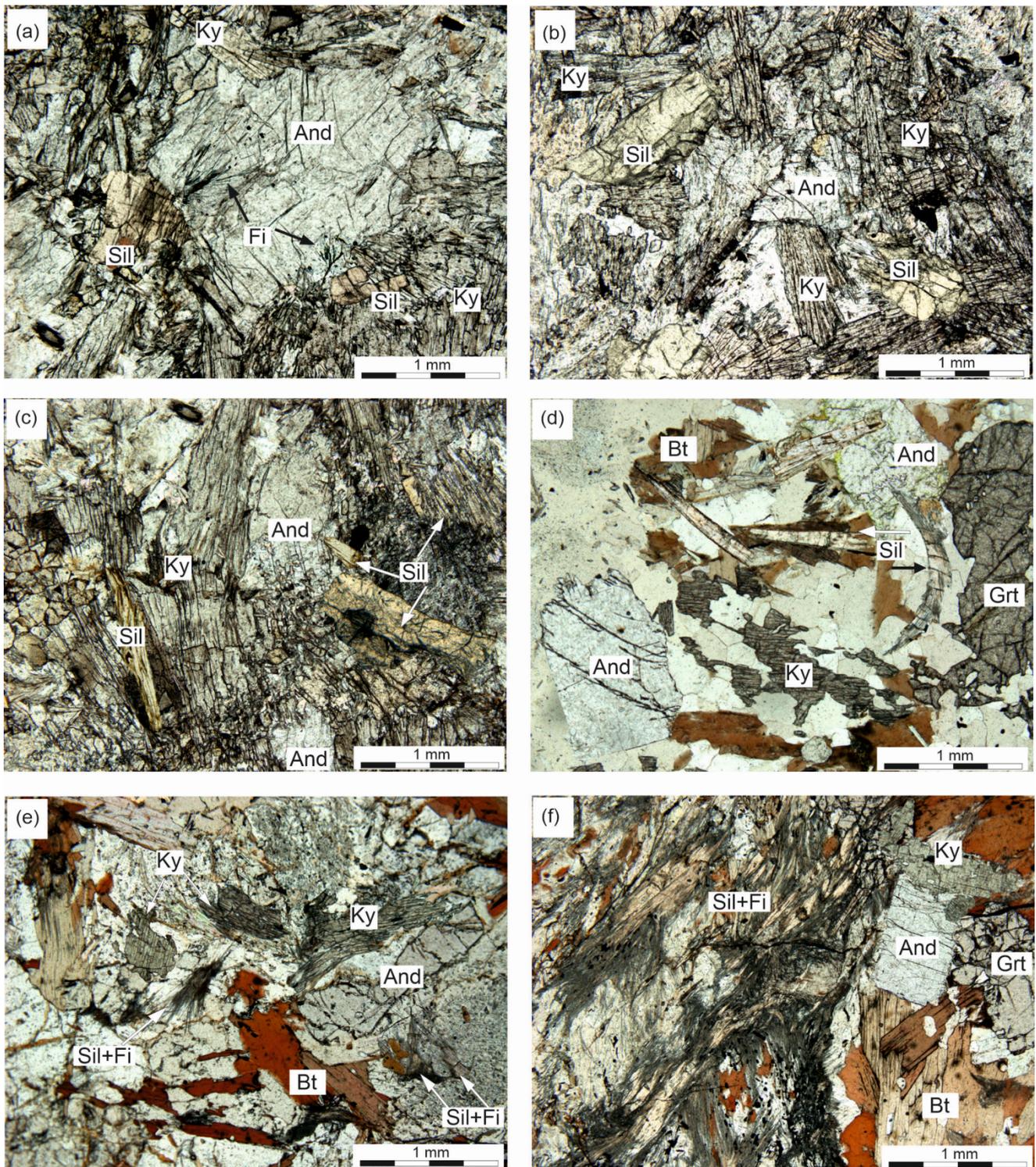


Рис. 7. Микрофотографии петрографических шлифов метapelитов, иллюстрирующие микроструктурные взаимоотношения между полиморфами Al_2SiO_5 участков тейского комплекса
 Схемы реакционных замещений для разных участков с ассоциацией «тройной точки»: (а, б – маяконский) $And \rightarrow Ky \rightarrow Sil \pm Fi$; (с – полканский) $And \rightarrow Ky + Sil$; (д – чапский) $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky$; (е, ф – тейский) $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky + Fi$

Fig. 7. Photomicrographs showing typical microtextural relationships among the Al_2SiO_5 polymorphs – andalusite, sillimanite, and kyanite – in study areas of the Teya complex
 A prograde sequences involve a different reaction replacements: (a, b – Mayakon area) $And \rightarrow Ky \rightarrow Sil \pm Fi$; (c – Polkan area) $And \rightarrow Ky + Sil$; (d – Chapa area) $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky$; and (e, f – Teya area) $And \rightarrow Sil \rightarrow Ky + Fi$

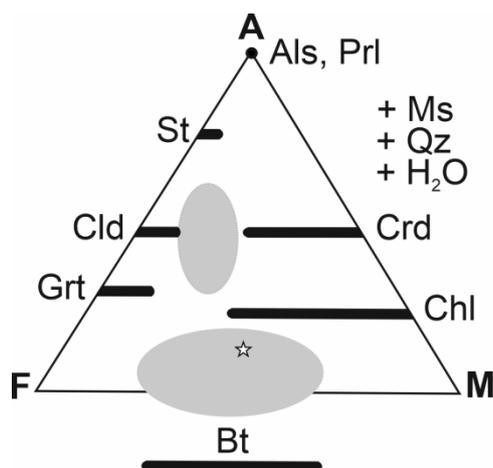


Рис. 8. Диаграмма AFM, иллюстрирующая химические составы пород и минералов типичных (затемненный эллипс, вытянутый в направлении F–M) и железисто-глиноземистых метапелитов (затемненный эллипс, вытянутый в направлении вершины A) [Likhonov, 1988]

Звездочкой показан средний состав типичных метапелитов [Ague, 1991; Symmes, Ferry, 1992]

Fig. 8. AFM diagram projected from muscovite, quartz, and water showing schematically the positions of common (typical) metapelites (dark-gray ellipsis elongated in the F–M direction, below the Grt–Chl tie line) and highly aluminous pelites and other related aluminous rock types (dark-gray ellipsis elongated towards the A top, above the Grt–Chl tie line) [Likhonov, 1988]

A = $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--}3\text{K}_2\text{O}$; F = FeO, M = MgO. Asterisk denotes the average composition of typical metapelites after [Ague, 1991; Symmes, Ferry, 1992]

Содержания редких элементов и их индикаторных отношений в изученных метапелитах разных комплексов похожи [Лиханов и др., 2008а; Лиханов, Ревердатто, 2011; Likhonov et al., 2015].

Совокупности распределения редкоземельных элементов, нормированные к составу хондрита, для большинства метапелитов характеризуются четко выраженной отрицательной европиевой аномалией Eu/Eu^* и имеют существенный отрицательный наклон концентрационного профиля, о чем свидетельствуют повышенные величины отношений $(\text{La}/\text{Yb})_n$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ и LREE/HREE . Такие геохимические особенности пород обусловлены присутствием в детритовом материале продуктов эрозии гранитоидов [Likhonov, Reverdatto, 2007]. Унаследованность первичного состава магматического субстрата подтверждается высокой положительной линейной корреляцией между содержаниями высокозарядных некогерентных элементов – Zr, Hf, Y, Ta, Nb [Likhonov, Reverdatto, 2008]. На их происхождение из протолитов кислого состава указывают также повышенные отношения Th/Sc, Th/U и пониженные Co/Th относительно среднего состава постархейских глинистых сланцев. Ранними реконструкциями состава протолита аналогичных по составу железисто-глиноземистых метапелитов гаревского и тейского комплексов было установлено, что они представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты докембрийских кор выветривания каолинового типа [Лиханов и др., 2008б]. Образование

протолита этих пород происходило за счет размыва палеопротерозойских гранитоидов Сибирского кратона с возрастными в диапазоне 1,9–2,1 млрд лет [Лиханов, Ревердатто, 2011]. Об этом же свидетельствует присутствие в источниках сноса во время формирования тейской и малогаревской толщ высокодифференцированного гранитного материала [Ножкин и др., 2008].

Обсуждение результатов: свидетельства полиметаморфизма

Анализ полученных данных о развитии земной коры в регионе позволяет выявить особенности и установить индикаторные признаки полиметаморфизма. Наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий четко диагностируется по реакционным структурам и химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам [Лиханов, 2020а].

По результатам геолого-структурных, минералого-петрологических и изотопно-геохронологических исследований метаморфических комплексов Заангарья Енисейского края были выделены несколько этапов в их развитии, различающиеся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов (рис. 9). Во всех изученных случаях неопротерозойский Ky - Sil метаморфизм умеренных давлений накладывался на регионально-метамор-

фические андалузитсодержащие породы низких давлений [Лиханов и др., 2011a]. Зональные метаморфические комплексы низких давлений *LP/HT* ($P = 3,9\text{--}5,1$ кбар, $T = 510\text{--}640$ °C) андалузит-силлиманитового типа сформировались при типичном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 20\text{--}30$ °C/км. В последовательности пород *Ky-Sil* метаморфизма тейского комплекса наиболее высокобарические и высокотемпературные метапелиты чапского ($P = 5,8\text{--}8,4$ кбар, $T = 630\text{--}710$ °C, $dT/dH = 12\text{--}14$ °C/км), тейского ($P = 5,65\text{--}7,15$ кбар, $T = 650\text{--}700$ °C, $dT/dH = 10\text{--}12$ °C/км) и полканского ($P = 5,0\text{--}7,3$ кбар, $T = 575\text{--}645$ °C, $dT/dH = 8\text{--}10$ °C/км) участков встречаются на севере региона и приурочены к более древним нижнепротерозойским толщам тейской серии [Лиханов и др., 2009]. По сравнению с ними метапелиты маяконского участка, залегающие южнее среди более молодых среднерифейских пород

кординской свиты, отличаются несколько пониженными значениями P - T параметров и метаморфического градиента ($P = 4,5\text{--}6,7$ кбар, $T = 560\text{--}600$ °C, $dT/dH = 6\text{--}7$ °C/км) (см. рис. 1). Метапелиты тисского участка гаревского комплекса занимают промежуточное положение ($P = 4,8\text{--}7,4$ кбар, $T = 580\text{--}640$ °C, $dT/dH = 8\text{--}10$ °C/км). Максимальные значения P - T параметров свойственны метапелитам чапского участка, характеризующихся повсеместным присутствием силлиманита практически во всех метаморфических зонах. В других проявлениях метаморфизма *Ky-Sil* типа силлиманит встречается реже. Фибролит, как правило, появляется локально вблизи гранитов (маяконский и тейский участок), что может свидетельствовать об его контактово-метаморфическом происхождении при внедрении интрузий магматических расплавов [Likhanov et al., 2001].

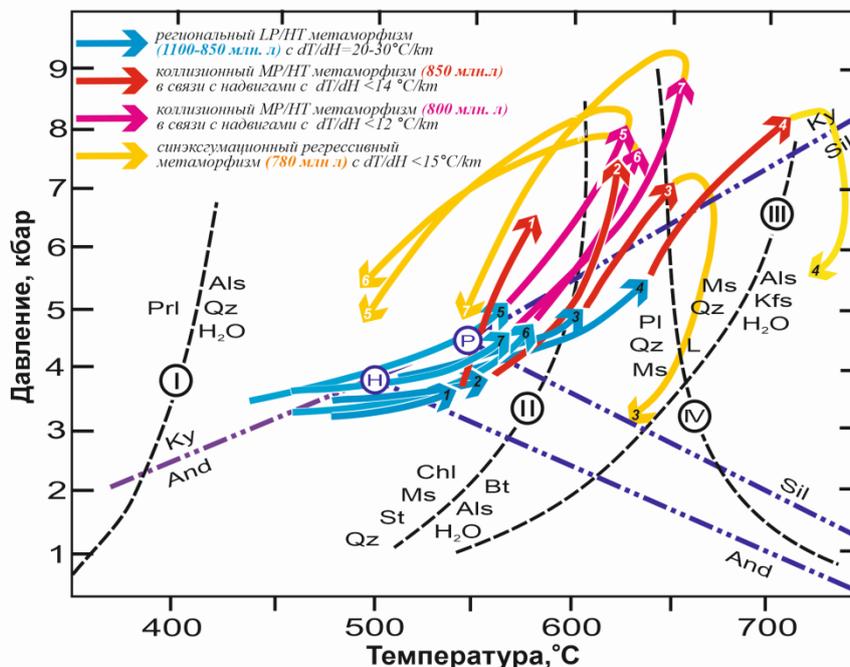


Рис. 9. P - T тренды метаморфизма для высокоглиноземистых метапелитов Заангарья Енисейского кряжа

Арабские цифры на сегментах P - T траекторий соответствуют изученным регионам Енисейского кряжа: тейский комплекс (ТК): 1 – маяконский, 2 – полканский, 3 – тейский, 4 – чапский; гаревский комплекс: 5 – енисейский, 6 – тисский и 7 – гаревский участки. Пунктирными линиями с римскими цифрами приведены известные минеральные равновесия для метапелитовой системы: I – [Haas, Holdaway, 1973]; II – [Pattison, 2001], III – линия солидуса пелитов в водонасыщенной системе [Le Breton, Thompson, 1988], IV – [Chatterjee, Johannes, 1974]. Координаты тройной точки и линии моновариантных равновесий полиморфов Al_2SiO_5 приведены по [Pattison, 1992] (P) и [Holdaway, 1971] (H). Номера объектов исследования показаны в соответствии с рис. 1

Fig. 9. P - T diagram showing the generalized P - T path calculations for highly aluminous metapelites in the Teya and Garevka complexes

The prograde segments of P - T trajectories derived from chemical zonation patterns in minerals correspond to the low-pressure regional metamorphism (blue arrows) and medium-pressure collision-related metamorphism (red (TC) and purple (GC) arrows). The retrograde segment of the P - T path (yellow arrows) reflects the post-collision thrust exhumation of the rocks to upper crustal levels. Curve I is the lowest temperature stability of Al_2SiO_5 in aluminous pelites [Haas, Holdaway, 1973]; curve II shows the upper stability of staurolite + quartz + muscovite + chlorite [Pattison et al., 2002]; curve III is muscovite + quartz breakdown [Chatterjee, Johannes, 1974]; curve IV shows minimum wet melting curve for pelites [Le Breton, Thompson, 1988]. The coordinates of the aluminum silicate triple point and univariant equilibrium curves of Al_2SiO_5 polymorphs are after Pattison [1992] (P) and Holdaway [1971] (H). Curve I – Mayakon area, curve 2 – Polkan area; 3 – Teya area, and 4 – Chapra area, 5 – Yenisey River, 6 – Tis River, 7 – Garevka River

В целом среди общих геологических и петрологических особенностей *Ky-Sil* метаморфизма выделяются развитие деформационных структур и кианитсодержащих бластомилонитов по андалузитсодержащим породам регионального метаморфизма, незначительная видимая мощность зонального метаморфизма умеренных давлений (от 2,5 до 7 км) и постепенное повышение общего давления при приближении к надвигам (от 4,5–5 до 6,5–8 кбар) при незначительных вариациях температуры, что свидетельствует о весьма низком метаморфическом градиенте от 7 до 14 °С/км. Эти особенности являются характерными признаками коллизионного метаморфизма, обусловленного тектоническим утолщением земной коры в результате надвига с последующим быстрым подъемом и эрозией [Likhanov, Reverdatto, 2011].

Надвигание блоков пород осуществлялось в зонах глубинных разломов со стороны Сибирского кратона (тейский, маяконский и чапский участки) или в результате встречных движений в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (полканский и участки гаревского комплекса). В рамках этой модели низкие значения геотермического градиента и слабое развитие температурной зональности в метаморфических комплексах коллизионных орогенов связывались с относительной кратковременностью событий и с тем, что не было достигнуто термическое равновесие между взаимодействующими блоками пород на соответствующих глубинах из-за тепловой инерции относительно давления [Коробейников и др., 2006].

С учетом данных по кинетике обратных метаморфических реакций для этого необходимы относительно высокая скорость подъема погруженных на глубину пород и отсутствие флюидов на раннем этапе быстрой эксгумации [Скляров, 2006], что могло служить причиной сохранности умеренно барических ассоциаций прогрессивного метаморфизма в областях с надвиговой тектоникой [Likhanov et al., 2015]. По результатам геотермобарометрии и ^{40}Ar - ^{39}Ar датировкам по слюдам была рассчитана скорость эксгумации пород для полканского участка, равная ~0,4 мм/год [Лиханов и др., 2011а]. Эта величина близка с рассчитанными величинами скорости надвига с использованием теплофизического моделирования для маяконского участка 350 м/млн лет [Likhanov et al., 2004] и согласуется с результатами других авторов по ^{40}Ar - ^{39}Ar датировкам [Corsini et al., 2010] и возрастам, полученным трековым методом по апатиту [Leech, Stockli, 2000].

Длительность подъема пород до уровня изотермы 330 °С (температуры закрытия К-Аг изотопной системы), вычисленная с учетом линейной скорости эксгумации, составляет от 16 до 25 млн лет, что соответствует оценкам С.П. Кориковского [Кориковский, 1979] о продолжительности регрессивных этапов метаморфизма в зонах коллизии и субдукции.

Полученные *P-T* тренды метаморфизма для изученных пород тейского и гаревского комплексов согласуются с *P-T* эволюцией метаморфических пород из других коллизионных орогенов мира, где прогрессивные преобразования *And*→*Ky* объяснялись тектоническим утолщением коры в связи с надвиговой тектоникой [Spear et al., 2002; Beddoe-Stephens, 1990].

Отличительными структурно-текстурными характеристиками умеренно барических пород *Ky-Sil* типа от *And-Sil* фациальных серий являются линейная деформационная гнейсовидность, наличие упорядоченных структур катакластического и пластического течения, растяжение и разрыв складок течения с кулисообразной морфологией, полосы излома в слюдах, «тени давления» перекристаллизованного кварца, S-образные и сильно деформированные зерна граната со структурами «снежного кома», разрывы минеральных зерен со смещением и формированием «лоскутных» полосок, параллельное распределение мелкозернистых линзообразных минеральных агрегатов, а также расщепление и катаклаз [Козлов и др., 2020; Лиханов и др., 2021; Likhanov et al., 2018].

В числе главных минералогических признаков, указывающих на наложение более высокобарического этапа метаморфизма, наиболее важным является характер зональности гранатов, проявленный в значительном росте содержания гроссулярового (от 1 до 6 мас. %) и уменьшении спессартиновых компонентов синхронно со слабыми вариациями других миналов [Лиханов, Reverdatto, 2014а, б] (см. рис. 6). В то же время биотиты в ассоциации с андалузитом и силлиманитом отличаются от биотитов в метапелитах *Ky-Sil* типа пониженным содержанием Ti (0,1–0,15 против 0,15–0,2; величины в формульных коэффициентах) и повышенным содержанием Si (2,8–3,0 против 2,65–2,75) и Al^{VI} (0,8–0,9 против 0,35–0,45). Во всех случаях крутые положительные наклоны *P-T* трендов эволюции наложенного метаморфизма коррелировали с относительно резким повышением содержания *Grs* компонента и значительным уменьшением *Sps* минала при малом уменьшении железистости ($\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{MgO})$), обусловленным слабыми вариациями *Prp* и *Alm* компонентов (рис. 10).

Похожая зональность гранатов и, соответственно, аналогичные *P-T* тренды метаморфизма характерны для большинства надвиговых областей Новой Англии в США [Spear et al., 1990, 2002; Kohn et al., 1992] и провинции Мойн в Шотландии [Cutts et al., 2010], отличающихся низким метаморфическим градиентом. Эти наблюдения также согласуются с данными по профилированию зональных гранатов из достоверно полиметаморфических комплексов, где датирование этапов метаморфизма осуществлялось *in situ* по включениям монацитов и ксенотимов в разных генерациях граната [Cutts et al., 2010; Likhanov et al., 2015].

Интересная редкая зональность обнаружена в полициклических гранатах из гнейсов Австралийско-

го фундамента Тауэрн Уиндоу, сформированная при коллизии континент–континент в ходе раннеальпийской орогении. Там, на границе между разными генерациями граната, происходит почти вертикальный скачок гроссулярового компонента от Grs_5 (1 мас. % CaO) до Grs_{19} (7 мас. % CaO) при незначительном снижении MgO, вслед за которым формируется проградная зональность в Grt кайме со снижением гроссулярового компонента и с крутым ростом пиропового минала, символизирующими увеличение, главным образом, температуры [Bestel et al., 2009; Gaides et al., 2008; Faryad, Chakraborty, 2005].

Установленная специфика химической зональности гранатов, проявленная в значительном росте содержания гроссулярового и уменьшении спессартинового компонентов синхронно со слабыми вариациями дру-

гих миналов, является характерным диагностическим признаком коллизионных процессов в метapelитах.

В противоположность этому для гранатов, сформированных при обычном для орогеза метаморфическом градиенте, типичны синхронные плавные повышения содержаний CaO и MgO в новообразованных оболочках при уменьшении содержания спессартинового минала и общей железистости, указывающие на равномерный рост давления и температуры при одноактном метаморфизме [Spear, 1989, 1993] (см. рис. 6, 10).

Дополнительными индикаторными признаками полиметаморфизма могут служить геохимические закономерности поведения главных и редких элементов в зональных гранатах и содержащихся в них минеральных включениях, сформированных при прогрессивном и регрессивном метаморфизме пелитов (рис. 11).

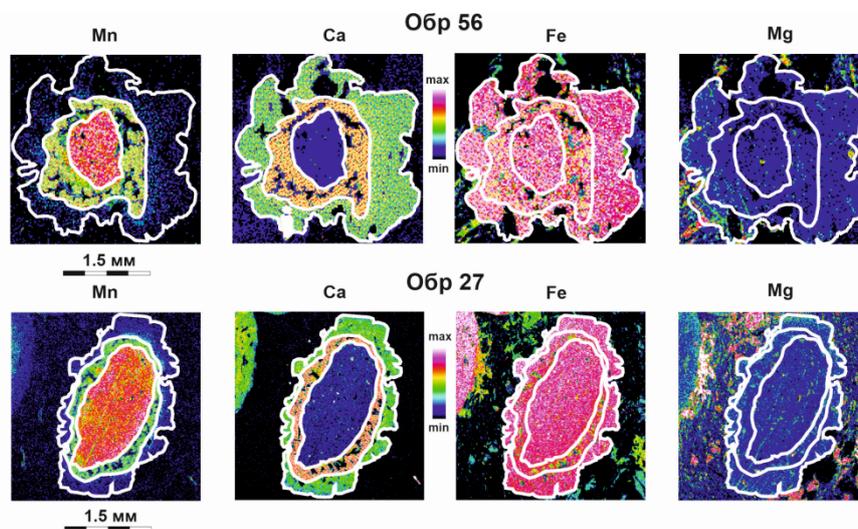


Рис. 10. Элементное картирование зональных зерен граната из обр. 56 (верхний ряд) и обр. 27 (нижний ряд)

Fig. 10. Typical element distribution maps of large zoned garnet grains from samples 56 and 27 in Garevka complex

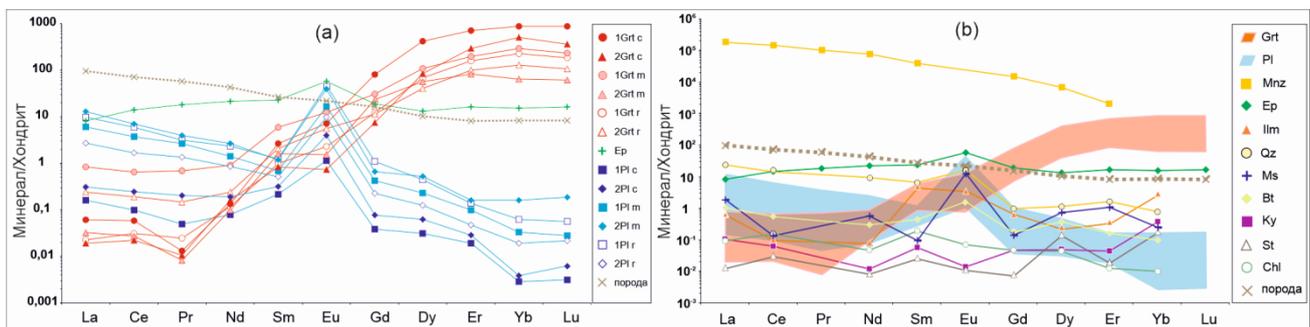


Рис. 11. Спектры распределения редкоземельных элементов в зональных гранатах и плагиоклазах (1 – обр. 56, 2 – обр. 27), эпидоте (а) и других минералах (б) – участниках реакций, нормированные к хондриту [Boynnton, 1984], в сравнении с микроэлементным составом породы (обр. 56)

Grt_c , Grt_m и Grt_r – составы ядра, средней зоны и каймы в зернах граната (а). Поля составов граната и плагиоклаза выделены красным и голубым цветом, соответственно (б)

Fig. 11. Chondrite-normalized REE patterns [Boynnton, 1984] of zoned garnet and plagioclase, and epidote (a) and of all minerals, which participate in collision-related metamorphic reactions (b) compared with the average REE pattern for study rocks. 1Grt and 1Pl, sample 56; 2Grt and 2Pl, sample 27

C, m, and r correspond to core, middle and rim garnet zones, respectively (a). Fields of garnet and plagioclase compositions is indicated by red and blue colours, respectively (b)

Как правило, рост температуры и давления сопровождается уменьшением концентрации Y и HREE в гранатах [Скублов, 2005]. Это подтверждается систематическими наблюдениями отрицательной корреляции между содержаниями CaO и HREE при формировании прогрессивной зональности в гранатах, испытавших наложенный метаморфизм, указывающими, что эти элементы, занимающие одну кристаллохимическую позицию, могут замещать друг друга при метаморфизме [van Westrenen et al., 2003].

Это обосновывается схожими величинами ионных радиусов HREE (1,01–1,05 Å) и Y (1,04 Å) с ионным радиусом Ca (1,04 Å) [Ague, Carlson, 2013]. В качестве преобладающего механизма для сохранения баланса заряда предполагается гетеровалентный изоморфизм по следующей схеме: $AREE^{3+} + BFe^{2+} = ACa^{2+} + BAl^{3+}$ [Carlson, 2012]. Эта реакция включает перекрестный катионный обмен Mg^{2+} или Fe^{2+} на Al^{3+} в октаэдрических позициях с одновременным катионным обменом REE^{3+} и Y на Ca^{2+} в позициях AO_8 -полиэдров с координационным числом, равным 8 [Likhano, 2019].

Расчеты уравнений реакций, анализ баланса вещества и особенности изменения минерального состава при коллизионном метаморфизме изученных гнейсов показали изохимический характер процесса в отношении большинства компонентов системы [Likhano, 2019]. Минимальный объем такой системы, в котором происходил взаимный обмен всеми химическими элементами и достигался полный баланс главных и редких элементов между реагирующими фазами, не превышал $\sim 1 \text{ мм}^3$. Наибольшей миграционной подвижностью в процессах метаморфизма обладают HREE, требующие большой объем для сохранения материального баланса (до 8 мм^3). Особенности распределения и более высокие масштабы массопереноса HREE контролируются их изоморфизмом с CaO в гранате [Лиханов, Ревердатто, 2016].

Полициклическая проявлений метаморфизма разных типов в Заангарье Енисейского кряжа, различающихся термодинамическими режимами и величинами метаморфических градиентов, подтверждается *in situ* U-Pb SHRIMP-II и ^{40}Ar - ^{39}Ar датировками (например, рис. 6). На первом этапе сформировались высокоградиентные зональные комплексы низких давлений *And-Sil* типа с гренвилевским возрастом ~ 1050 – 950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH = 25$ – $35^\circ \text{C}/\text{км}$ [Лиханов и др., 2001]. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому (с двумя пиками – 854 – 862 и 798 – 802 млн лет) [Лиханов и др., 2011] коллизионному метаморфизму умеренных давлений *Ky-Sil* типа с локальным повышением давления вблизи надвигов, в результате чего произошло прогрессивное замещение $And \rightarrow Ky \pm Sil$ и обра-

зование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур. Формирование более древних метаморфических комплексов *Ky-Sil* типа (маяконский, тейский и чапский участки) происходило в результате надвига на Енисейский кряж блоков пород со стороны Сибирского кратона на рубеже ~ 850 млн лет, что подтверждается геофизическими данными и результатами исследований природы и возраста источников сноса [Лиханов и др., 2014].

Поздний повторный коллизионный метаморфизм с возрастом ~ 800 млн лет обусловлен встречными движениями мелких блоков восточного направления в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (гаревский, енисейский и тисский участки) в результате аккреционно-коллизионных событий вальгальской складчатости [Likhano, Santosh, 2019]. Заключительный этап сопровождался синэксгумационным динамометаморфизмом (785 – 776 млн лет) с $dT/dH \leq 15^\circ \text{C}/\text{км}$, отражающим тектонические обстановки быстрого подъема блоков пород в сдвиговых зонах и зонах растяжения коры [Лиханов и др., 2013в].

Вблизи гранитоидных плутонов в гипабиссальных условиях (тейский и маяконский участки) локально проявлен наложенный термальный метаморфизм позднерифейского возраста в условиях высокого метаморфического градиента с $dT/dH > 100^\circ \text{C}/\text{км}$ [Likhano et al., 2001]. Привнос дополнительного тепла со стороны Каламинского и Чиримбинского интрузивных массивов мог служить причиной появления $Fi \pm Sil$ ассоциации в метапелитах умеренных давлений, изначально не отвечающих *P-T* области стабильности фибролита и силлиманита [Лиханов, 2003].

На заключительном этапе эволюции региона происходило постепенное существенное уменьшение общего давления метаморфизма почти на 3 – $4,8$ кбар при незначительном уменьшении температуры (не более 120°C), что согласуется с постепенным снижением концентрации гроссулярового компонента и одновременным увеличением содержания алмандинового минала (см. рис. 6, 10). Это, вероятно, свидетельствует о режиме декомпрессионного остывания пород при низком метаморфическом градиенте с $dT/dH \leq 15^\circ \text{C}/\text{км}$ и может быть объяснено быстрой эксгумацией высокометаморфизованных блоков пород одновременно с регрессивным низкотемпературным метаморфизмом [Reverdatto et al., 2019].

Принципиальные различия в направлении регрессивных ветвей метаморфизма разных участков, определяющих итоговую траекторию *P-T-t* трендов, контролируются, главным образом, механизмами эксгумации в различных геодинамических обстановках: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры. Для большинства

пород тейского комплекса, образование которых связано с процессами коллизии плит, характерны P - T - t тренды с движением «по часовой стрелке». Декомпрессионное остывание пород гаревского комплекса с низким $dT/dH \leq 15$ °C/км с движением «против часовой стрелки» связывается с быстрой тектонической эксгумацией при растяжении и утонении коры, обеспечивающей резкий сброс давления не успевающей остыть среды. Это доказывается тем, что заключительные стадии развития коллизионного орогена в регионе маркируются дайковыми роями бимодальных ассоциаций анорогенных гранитоидов и внутриплитных базитов рифтогенной природы с возрастными внедрениями 797–792 млн лет, связанными с неопротерозойскими процессами растяжения коры вдоль западной окраины Сибирского кратона и началом распада суперконтинента Родиния [Likhanov, Santosh, 2017].

Заключение

Изучены докембрийские геологические комплексы, приуроченные к линейным зонам смятия вдоль Приенисейской и Татарско-Ишимбинской систем разломов в Заангарье Енисейского кряжа. На примере тейского и гаревского метаморфических комплексов высокоглиноземистых метапелитов, характеризующихся присутствием трех полиморфов Al_2SiO_5 , приведены геолого-структурные, минералого-петрологические и изотопно-геохронологические свидетельства их полиметаморфической истории. Важнейшей особенностью изученных метаморфических комплексов является неоднородность метаморфизма по режиму давления, выраженная в проявлении прогрессивного регионального метаморфизма двух фациальных серий и синэксгумационного регрессивного метаморфизма.

На первом этапе сформировались высокоградIENTные зональные комплексы низких давлений *And-Sil* типа с гренвилевским возрастом ~1050–950 млн лет при обычном для орогенеза метаморфическом градиенте $dT/dH=25-35$ °C/км. На втором этапе эти породы подверглись неопротерозойскому коллизионному метаморфизму умеренных давлений *Ky-Sil* типа с локальным повышением давления вблизи надвигов при весьма низком градиенте $dT/dH = 7-14$ °C/км, в результате чего происходило прогрессивное замещение $And \rightarrow Ky \pm Sil$ и образование новых минеральных ассоциаций и деформационных структур.

Формирование более древних метаморфических комплексов *Ky-Sil* типа (маяконский, тейский и чапский участки) происходило в результате надвига на Енисейский кряж блоков пород со стороны Сибирского кратона на рубеже ~850 млн лет. Поздний повторный коллизионный метаморфизм с возрастом ~800 млн лет обусловлен встречными движениями

мелких блоков восточного направления в зоне оперяющих разломов более высокого порядка (полканский, гаревский, енисейский и тисский участки) в результате аккреционно-коллизионных событий вальгальской складчатости. В изученных ореолах наложение более поздних минеральных ассоциаций на ранние в ходе разных геодинамических событий четко фиксируется по реакционным структурам и химической зональности минералов, конфигурации P - T трендов и изотопным датировкам. Принципиальные различия в направлении регрессивных ветвей регионального метаморфизма, определяющих итоговую траекторию P - T - t трендов, контролируются, главным образом, механизмами эксгумации в различных геодинамических обстановках: эрозионной денудацией перекрывающих комплексов или тектонической транспортировкой при растяжении земной коры. Секущий характер наложенных изоград в изученных зональных ореолах, специфика распределения главных и редких химических элементов в зональных минералах, а также видимые различия в структурно-текстурных особенностях и P - T условиях формирования, величинах метаморфических градиентов и изотопных датировках разных типов метаморфизма свидетельствуют о последовательном росте полиморфов Al_2SiO_5 в результате сложной полиметаморфической истории, обусловленной сменой разных тектонических обстановок.

Во всех случаях минералы Al_2SiO_5 образовались в разное время и не могут считаться стабильными одновременно, хотя P - T тренды полиморфов могли проходить вблизи или непосредственно через «тройную точку». Полиметаморфический характер зональности для высокоглиноземистых метапелитов Енисейского кряжа хорошо согласуется с доказательствами последовательного роста полиморфов в аналогичных по составу породах Новой Англии [Florence et al., 1993; Spear et al., 2002].

В этих работах было продемонстрировано, что район Маунт Мусилок, ранее считавшийся эталонным примером одноактных зональных ореолов, являлся частью надвиговой структуры, где *And-Sil* породы низких давлений испытали *Ky-Sil* метаморфизм умеренных давлений вблизи разломов. Сравнительный анализ с другими классическими проявлениями в США и Европе, где исследовалась эволюция метаморфических комплексов с тремя алюмосиликатами [Grover et al., 1992; Carey et al., 1992; Daniel et al., 1992; Reche et al., 1998; Williams, Karlstrom, 1996; Whitney, 2002], позволяет заключить, что минеральная ассоциация «тройной точки» Al_2SiO_5 , в которой все три полиморфа находятся в стабильном равновесии, не устойчива в метапелитах любого химического состава. Эти минералы всегда находились в реакционных соотношениях, т.е. формировались одновременно. Это означает,

что использование таких ассоциаций для оценки P - T параметров метаморфизма и калибровки геотермобарометров не совсем корректно и может являться причиной значительных ошибок.

Работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018), с дополнительной поддержкой полевых работ в рамках госзадания ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабичев А.В., Ревердатто В.В., Полянский О.П., Лиханов И.И., Семенов А.Н.** Теплогенерация за счет трения в сдвиговых зонах коры как фактор метаморфизма и анатексиса: результаты численного моделирования // Доклады Академии наук. 2019. Т. 486, № 6. С. 704–708.
- Егоров А.С.** Глубинное строение и геодинамика литосферы северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотраверсов России). СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 199 с.
- Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В.** Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 11. С. 1476–1496.
- Козлов П.С., Филиппов Ю.Ф., Лиханов И.И., Ножкин А.Д.** Геодинамическая модель эволюции Приенисейской палеосубдукционной зоны в неопротерозое [западная окраина Сибирского кратона), Россия // Геотектоника. 2020. Т. 54, № 1. С. 62–78.
- Коробейников С.Н., Полянский О.П., Лиханов И.И., Свердлова В.Г., Ревердатто В.В.** Математическое моделирование надвига как причины формирования андалузит-кианитовой метаморфической зональности в Енисейском кряже // Доклады Академии наук. 2006. Т. 408, № 4. С. 512–516.
- Кориковский С.П.** Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Лепезин Г.Г., Каргополов С.А., Жираковский В.А.** Минералы группы силлиманита как новое перспективное сырье для алюминиевой промышленности России // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 12. С. 1605–1617.
- Лиханов И.И.** Минеральные реакции в высокоглиноземистых и железистых роговиках в связи с проблемой устойчивости редких минеральных парагенезисов контактового метаморфизма // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 4. С. 305–316.
- Лиханов И.И.** Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры // Петрология. 2020а. Т. 28, № 1. С. 4–22.
- Лиханов И.И.** Неустойчивость парагенезисов «тройной точки» Al_2SiO_5 как следствие полиметаморфизма высокоглиноземистых метапелитов // Петрология. 2020б. Т. 28, № 6. С. 610–627.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Нижнепротерозойские метапелиты Енисейского кряжа: природа и возраст протолита, поведение вещества при коллизионном метаморфизме // Геохимия. 2011. Т. 49, № 3. С. 239–267.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа // Геохимия. 2014а. Т. 52, № 1. С. 3–25.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** P - T - t эволюция метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа: петрологические и геодинамические следствия // Геология и геофизика. 2014б. Т. 55, № 3. С. 385–416.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В.** Количественный анализ массопереноса при полиметаморфизме метапелитов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 8. С. 1527–1547.
- Лиханов И.И., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е., Кребс М., Мемми И.** Метаморфическая эволюция высокоглиноземистых метапелитов вблизи Панимбинского надвига (Енисейский кряж): минеральные ассоциации, P - T параметры и тектоническая модель // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1205–1220.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю.** Минеральные равновесия и P - T диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH (K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O) // Петрология. 2005. Т. 13, № 1. С. 81–92.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Коллизионный метаморфизм как результат надвигов в заангарской части Енисейского кряжа // Доклады Академии наук. 2006. Т. 411, № 2. С. 235–239.
- Лиханов И.И., Козлов П.С., Полянский О.П., Попов Н.В., Ревердатто В.В., Травин А.В., Вершинин А.Е.** Неопротерозойский возраст коллизионного метаморфизма в Заангарье Енисейского кряжа (по ^{40}Ar - ^{39}Ar данным) // Доклады Академии наук. 2007. Т. 412, № 6. С. 799–803.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Вершинин А.Е.** Железисто-глиноземистые метапелиты тейской серии Енисейского кряжа: геохимия, природа протолита и особенности поведения вещества при метаморфизме // Геохимия. 2008а. Т. 46, № 1. С. 20–41.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В.** Коллизионный метаморфизм докембрийских комплексов в заангарской части Енисейского кряжа // Петрология. 2008б. Т. 16, № 2. С. 148–173.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Попов Н.В.** Квантитативный метаморфизм докембрийских комплексов Заангарья Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. С. 1335–1356.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации // Геология и геофизика. 2011а. Т. 52, № 10. С. 1593–1611.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Вершинин А.Е.** Тейский полиметаморфический комплекс в Заангарье Енисейского кряжа – пример совмещенной зональности фациальных серий низких и умеренных давлений // Доклады Академии наук. 2011б. Т. 436, № 4. С. 509–514.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** U - Pb и ^{40}Ar - ^{39}Ar свидетельства гренвилльских событий на Енисейском кряже при формировании Тейского полиметаморфического комплекса // Геохимия. 2012. Т. 50, № 6. С. 607–614.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В.** Реконструкция неопротерозойской метаморфической истории Заангарья Енисейского кряжа по данным Th - U - Pb датирования монацита и ксенотима в зональных гранатах // Доклады Академии наук. 2013а. Т. 450, № 3. С. 329–334.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В.** Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // Доклады Академии наук. 2013б. Т. 450, № 6. С. 685–690.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В., Сухоруков В.П.** Зональность граната как следствие трех метаморфических событий в докембрийской истории Заангарья Енисейского кряжа // Петрология. 2013в. Т. 21, № 6. С. 612–631.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С.** Гренвилльские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона // Геотектоника. 2014. Т. 48, № 5. С. 32–53.

- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Крылов А.А., Козлов П.С., Хиллер В.В.** Метаморфическая эволюция ультравысокотемпературных железисто-глиноземистых гранулитов Южно-Енисейского кряжа и тектонические следствия // *Петрология*. 2016. Т. 24, № 4. С. 423–440.
- Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А.** Аккреционная тектоника западной окраины Сибирского кратона // *Геотектоника*. 2018. Т. 52, № 1. С. 28–51.
- Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С.** Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели // *Геотектоника*. 2021. Т. 55, № 1. С. 41–65.
- Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А.** Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52, № 1. С. 158–181.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Маслов А.В., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л.** Sm-Nd-изотопная систематика метapelитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса // *Доклады Академии наук*. 2008. Т. 423, № 6. С. 795–800.
- Ножкин А.Д., Дмитриева Н.В., Лиханов И.И., Серов П.А., Козлов П.С.** Геохимические и изотопно-геохронологические свидетельства субсинхронного островодужного магматизма и терригенной седиментации [Предивинский террейн Енисейского кряжа] // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57, № 11. С. 1992–2014.
- Ревердатто В.В., Лиханов И.И., Полянский О.П., Шеплев В.С., Колобов В.Ю.** Природа и модели метаморфизма. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 331 с.
- Склярков Е.В.** Механизмы эксгумации метаморфических комплексов // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47, № 1. С. 71–75.
- Скублов С.Г.** Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах. СПб.: Наука, 2005. 147 с.
- Ague J.J.** Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites // *Geology*. 1991. V. 19. P. 855–858.
- Ague J.J., Carlson W.D.** Metamorphism as garnet sees it: the kinetics of nucleation and growth, equilibration, and diffusional relaxation // *Elements*. 2013. V. 9. P. 439–445.
- Beddoe-Stephens B.** Pressures and temperatures of Dalradian metamorphism and the andalusite-kyanite transformation in the northeast Grampians // *Scottish J. Geol.* 1990. V. 26. P. 3–14.
- Bestel M., Gawronski T., Abart R., Rhede D.** Compositional zoning of garnet porphyroblasts from the polymetamorphic Wölz Complex, Eastern Alps // *Mineralogy and Petrology*. 2009. V. 97. P. 173–188.
- Carey J.W., Rice J.M., Grover T.W.** Petrology of aluminous schist in the Boehls Butte region of Northern Idaho: Geologic history and aluminosilicate phase relations // *American Journal of Science*. 1992. V. 292. P. 455–473.
- Carlson W.D.** Rates and mechanism of Y, REE, and Cr diffusion in garnet // *American Mineralogist*. 2012. 97. P. 1598–1618.
- Chatterjee N.D., Johannes W.S.** Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M₁-muscovite, KAl₂Al₃Si₃O₁₀(OH)₂ // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1974. V. 48. P. 89–114.
- Corsini M., Bosse V., Feraud G.** Exhumation processes during post-collisional stage in the Variscan belt revealed by detailed ⁴⁰Ar/³⁹Ar study (Tanneron Massif, SE France) // *International Journal of Earth Sciences*. 2010. V. 99. P. 327–341.
- Cutts K.A., Kinny P.D., Strachan R.A., Hand M., Kelsey D.E., Emery M., Friend C.R.L., Leslie A.G.** Three metamorphic events recorded in a single garnet: Integrated phase modelling, in situ LA-ICPMS and SIMS geochronology from the Moine Supergroup, NW Scotland // *Journal of Metamorphic Geology*. 2010. V. 28. P. 249–267.
- Daniel C.G., Thompson A.G., Grambling J.A.** Decompressional metamorphic P-T paths from kyanite-sillimanite-andalusite bearing rocks in North-Central New Mexico // *Geological Society of America Annual Meeting—Abstracts with Program*. 1992. V. 24. P. A264.
- Faryad S.W., Chakraborty S.** Duration of Eo-Alpine metamorphic events obtained from multicomponent diffusion modeling of garnet: a case study from the Eastern Alps // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 150. P. 306–318.
- Florence F.P., Spear F.S., Kohn M.J.** P-T paths from northwestern New Hampshire: Metamorphic evidence for stacking in a thrust/nappe complex // *American Journal of Science*. 1993. V. 293. P. 937–979.
- Gaides F., De Capitani C., Abart R., Schuster R.** Prograde garnet growth along complex P–T–t paths: results from numerical experiments on polyphase garnet from the Wolz complex (Austroalpine basement) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 155. P. 673–688.
- Grover T.W., Rice J.M., Carey J.W.** Petrology of aluminous schists in the Boehls Butte region of Northern Idaho: Phase equilibria and P-T evolution // *American Journal of Science*. 1992. V. 292. P. 474–507.
- Haas H., Holdaway M.J.** Equilibria in the system Al₂O₃-SiO₂-H₂O involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite // *American Journal of Sciences*. 1973. V. 273. P. 348–357.
- Hietanen A.** On the facies series in various types of metamorphism // *Journal of Geology*. 1967. V. 75. P. 187–214.
- Holdaway M.J.** Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // *American Journal of Sciences*. 1971. V. 271. P. 97–131.
- Kerrick D.M.** The Al₂SiO₅ polymorphs // *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*. 1990. V. 22. P. 406.
- Kohn M.J., Orange D.L., Spear F.S., Rumble D.III, Harrison T.M.** Pressure, temperature, and structural evolution of west-central New Hampshire: hot thrusts over cold basement // *Journal of Petrology*. 1992. V. 33. P. 521–556.
- Kozlov P.S.** Metamorphism, P-T-t conditions of formation, and prospects for the practical use of Al₂O₅ polymorphs, chloritoid, and staurolite [Yenisei Ridge] // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2017. V. 110. P. 012010.
- Le Breton N., Thompson A.B.** Fluid-absent [dehydration] melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 99. P. 226–237.
- Leech M.L., Stockli D.F.** The late exhumation history of the ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, south Ural Mountains, from new apatite fission track data // *Tectonics*. 2000. V. 19. P. 153–167.
- Likhanov I.I.** Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton // *International Geology Review*. 1988. V. 30. P. 868–877.
- Likhanov I.I.** Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia // *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts* // *Geological Society, London, Special Publications*, 2019. V. 478. P. 98–115.

- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures // *Acta Geologica Sinica (English Edition)*. 2007. V. 81. P. 409–423.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Precambrian Fe- and Al-rich pelites from the Yenisey Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // *International Geology Review*. 2008. V. 50. P. 597–623.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V.** Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transangarian Yenisey Ridge, Siberia // *International Geology Review*. 2011. V. 53. P. 802–845.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Vershinin A.E., Kozlov P.S.** Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // *Lithos*. 2001. V. 58. P. 55–80.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I.** Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *Journal of Metamorphic Geology*. 2004. V. 22. P. 743–762.
- Likhanov I.I., Santosh M.** Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Research*. 2017. V. 300. P. 315–331.
- Likhanov I.I., Santosh M.** A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precambrian Research*. 2019. V. 328. P. 128–145.
- Likhanov I.I., Santosh M.** The “triple point” paradigm of aluminosilicates revisited // *Geological Journal*. 2020. V. 55 (6). P. 4772–4789.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P.** P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113 (1). P. 391–410.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M.** Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*. 2018. V. 304–307. P. 468–488.
- Pattison D.R.M.** Stability of andalusite and sillimanite and the Al₂SiO₅ triple point: constraints from the Ballachulish aureole // *Scottish Journal of Geology*. 1992. V. 100. P. 423–446.
- Pattison D.R.M.** Instability of Al₂SiO₅ “triple point” assemblages in muscovite+biotite+quartz-bearing metapelites, with implications // *American Mineralogist*. 2001. V. 86. P. 1414–1422.
- Reche J., Martinez F.J., Arboleya M.L., Dietsch C., Briggs W.D.** Evolution of a kyanite-bearing belt within a HT-LP orogen: the case of the NW Variscan Iberia // *Journal of Metamorphic Geology*. 1998. V. 16. P. 379–394.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y.** The Nature and Models of Metamorphism. Cham : Springer, 2019. 330 p.
- Shaw D.M.** Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry // *Geological Society of America Bulletin*. 1956. V. 67. P. 913–934.
- Spear F.S.** Relative thermobarometry and metamorphic P-T paths // *Evolution of Metamorphic Belts* / eds. by J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley // *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 43. P. 63–82.
- Spear F.S.** Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths // *Mineralogical Society of America*. Washington, D.C., 1993. 799 p.
- Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T., Florence F.** Metamorphic, thermal, and tectonic evolution of central New England // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43. P. 2097–2120.
- Spear F.S., Hickmott D.D., Selverstone J.** Metamorphic consequences of thrust emplacement, Fall Mountain, New Hampshire // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1990. V. 102. P. 1344–1360.
- Symmes G.H., Ferry J.M.** The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism // *Journal of Metamorphic Geology*. 1992. V. 10. P. 221–237.
- Thompson J.B., Jr.** The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists // *American Mineralogist*. 1957. V. 42. P. 842–858.
- van Westrenen W., Allan N.L., Blundy J.D., Lavrentiev M.Y., Lucas B., Purton J.A.** Trace element incorporation into pyrope-grossular solid solutions: an atomistic simulation study // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2003. V. 30. P. 217–229.
- Whitney D.L.** Coexisting andalusite, kyanite, and sillimanite: sequential formation of three Al₂SiO₅ polymorphs during progressive metamorphism near the triple point, Sivrihisar, Turkey // *American Mineralogist*. 2002. V. 87. P. 405–416.
- Whitney D.L., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. V. 95. P. 185–187.
- Williams M.L., Karlstrom K.E.** Looping P-T paths and high-T, low-P middle crustal metamorphism: Proterozoic evolution of the southwestern United States // *Geology*. 1996. V. 24. P. 1119–1122.

Авторы:

Лиханов Игорь Иванович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, лаборатория метаморфизма и метасоматоза, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: likh@igm.nsc.ru

Реведратто Владимир Викторович, академик РАН, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория метаморфизма и метасоматоза, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: rever@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2021, 3, 19–41. DOI: 10.17223/25421379/20/2

I.I. Likhanov, V.V. Reverdatto

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

**EVIDENCE FOR POLYMETAMORPHIC EVOLUTION OF THE PRECAMBRIAN
GEOLOGICAL COMPLEXES OF THE TRANSANGARIAN YENISEI RIDGE**

Metapelites of highly aluminous bulk compositions, containing all three Al₂SiO₅ minerals, from Teya and Garevka complexes in the Transangarian region of the Yenisei Ridge (the western margin of the Siberian craton) were studied to determine their metamorphic evolution and elucidate distinctive features of regional geodynamic processes. Here we present geological, structural, mineralogical, petrological, and isotopic-geochronological evidence of their polymetamorphic history and employ P-T-t constraints on the development

of these complexes to argue that the Al_2SiO_5 triple-point assemblages, in which all three Al_2SiO_5 minerals are in stable equilibrium, are not possible. In recent years, andalusite, kyanite, and sillimanite, which are constituents of high-alumina schists, have become increasingly important in practical terms for the production of aluminum oxide, silumin, and aluminum for the expansion of the raw material base in industry. The studied metamorphic complexes are heterogeneous in pressure, which is expressed in the manifestation of prograde regional metamorphism of two facies series and retrograde synexhumation metamorphism. The first stage occurred as a result of the Grenville-age orogeny during late Meso-early Neoproterozoic (1 050–850 Ma) and was marked by low-pressure zoned metamorphism of the And-Sil type with a metamorphic field gradient of $dT/dH = 25\text{--}35\text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ typical of orogenic belts. At the second stage, the rocks experienced middle Neoproterozoic (801–793 Ma) collision-related medium-pressure metamorphism with a local pressure increase near the thrust faults and only minor heating, suggesting a low gradient of $dT/dH = 7\text{--}14\text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ as a result of which the progressive replacement of $\text{And} \rightarrow \text{Ky} \pm \text{Sil}$ and the formation of new mineral associations and deformation structures. The final stage evolved as a synexhumation retrograde metamorphism (785–776 Ma) with $dT/dH \leq 15\text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ and recorded uplift of the rocks to upper crustal levels in shear zones. Principle differences in the direction of retrograde segments determining the summary trajectory of $P\text{--}T\text{--}t$ paths are mainly controlled by mechanisms of exhumation in different geodynamic settings. Most rocks of the Teya Complex are characterized by clockwise $P\text{--}T\text{--}t$ paths, while decompression cooling of the rocks of the Garevka Complex with counterclockwise movement is related to the rapid tectonic exhumation during extension and thinning of crust, which provide a sharp pressure drop in a still uncooled medium. Reaction microtextures, chemical zoning in minerals, radiometric dating as well as the $P\text{--}T$ trajectories of these rocks provide evidence for the polymetamorphic history of the aluminosilicate triple-point assemblages (containing all three Al_2SiO_5 minerals). The metapelites with highly aluminous bulk compositions in the Yenisei Ridge record overprinting of early mineral assemblages during subsequent thermal events. The triple-point positions reported in earlier studies resulted from polymetamorphism (asynchronous growth of the polymorphs), when all aluminium-silicate minerals grew at different times in the metamorphic history of the rock and hence cannot be regarded as true triple-point parageneses. The occurrence of all three Al_2SiO_5 minerals in individual rocks was interpreted to be due to reaction relations with microtextural evidence of one polymorph replacing another. We illustrate that the aluminum silicate triple-point assemblages, in which all three Al_2SiO_5 minerals are in stable equilibrium, are not possible in metapelitic rocks of wide range of chemical composition. Hence such purported triple-point assemblages cannot represent a stable association and cannot be used to calibrate or test geothermobarometers.

Keywords: $P\text{--}T$ paths of metamorphic evolution, tectonic settings, Al-rich metapelites, Al_2SiO_5 minerals, Yenisei Ridge

References

- Babichev A.V., Reverdatto V.V., Polyansky O.P., Likhanov I.I., Semenov A.N. Heat generation due to friction in the shear crust zones as a factor of metamorphism and anataxis: the results of numerical simulation // *Doklady Earth Sciences*. 2019. V. 486. No 2. pp. 706–710.
- Egorov A.S. *Glubinnoe stroenie i geodinamika litosferi severnoy Evrazii (po rezul'tatam geologo-geofizicheskogo modelirovaniya vdol' geotraversov Rossii* [Deep-seated structure and geodynamics of the lithosphere of Northern Eurasia: evidence from geological-geophysical modeling along the geotraverses of Russia]. St. Petersburg: VSEGEI, 2004. 199 p. In Russian
- Kozlov P.S., Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Zinov'ev S.V. Tectonometamorphic evolution of the Garevka polymetamorphic complex (Yenisei Ridge) // *Russian Geology and Geophysics*. 2012. V. 53. No 11. pp. 1133–1149.
- Kozlov P.S., Filippov Yu.F., Likhanov I.I., Nozhkin A.D. Geodynamic model of the Neoproterozoic evolution of the Yenisei paleosubduction zone (western margin of the Siberian Craton), Russia // *Geotectonics*. 2020. V. 54. No 1. pp. 54–67.
- Korobeinikov S.N., Polyansky O.P., Likhanov I.I., Sverdlova V.G., Reverdatto V.V. Mathematical modeling of overthrusting fault as a cause of andalusite–kyanite metamorphic zoning in the Yenisei Ridge // *Doklady Earth Sciences*. 2006. V. 408. No 1. pp. 652–656.
- Korikovskii S.P. *Facii metamorfizma metapelitov* [Metamorphic facies of metapelites]. Moscow: Publishing house “Nauka”. 1979. 263 p. In Russian
- Lepezin G.G., Kargopolov S.A., Zhirakovskii V.Yu. Sillimanite group minerals: a new promising raw material for the Russian aluminum-producing industry // *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 51. No 12. pp. 1247–1256.
- Likhanov I.I. Mineral reactions in high-alumina feriferous metapelitic hornfelses in connection with the problem of stability of rare parageneses of contact metamorphism // *Geologiya i Geofizika*. 2003. V. 44. No 4. pp. 305–316.
- Likhanov I.I. Metamorphic indicators for collision, extension and shear zones geodynamic settings of the Earth's crust // *Petrology*. 2020. V. 28. No 1. pp. 1–16. In Russian
- Likhanov I.I. Instability of Al_2SiO_5 “triple point” assemblages as a consequence of polymetamorphism in Al-rich metapelites // *Petrology*. 2020. V. 28. No 6. pp. 532–548.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Lower Proterozoic metapelites in the northern Yenisei Range: nature and age of protolith and the behaviour of material during collisional metamorphism // *Geochemistry International*. 2011. V. 49. No 3. pp. 224–252.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Geochemistry, age and petrogenesis of rocks from the Garevka metamorphic complex, Yenisey Ridge // *Geochemistry International*. 2014a. V. 52. No 1. pp. 1–21.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. $P\text{--}T\text{--}t$ constraints on the metamorphic evolution of the Transangarian Yenisei Ridge: geodynamic and petrological implications // *Russian Geology and Geophysics*. 2014b. V. 55. No 3. pp. 299–322.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Quantitative analysis of mass-transfer during polymetamorphism in pelites of the Transangarian Yenisei Ridge // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57. No 8. pp. 1204–1220.
- Likhanov I. I., Polyanskii O. P., Reverdatto V. V., Kozlov P. S., Vershinin A. E., Krebs M., Memmi I. Metamorphic evolution of high-alumina metapelites near the Panimba overthrust (Yenisei Range): mineral associations, $P\text{--}T$ conditions, and tectonic model // *Geologiya i Geofizika*. 2001. V. 4. No 8. pp. 1205–1220.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Selyatizkii A.Y. Mineral equilibria and $P\text{--}T$ diagram for Fe- and Al-rich metapelites in the KFMASH system ($\text{K}_2\text{O}\text{--}\text{FeO}\text{--}\text{MgO}\text{--}\text{Al}_2\text{O}_3\text{--}\text{SiO}_2\text{--}\text{H}_2\text{O}$) // *Petrology*. 2005. V. 13. No 1. pp. 73–83.
- Likhanov I.I., Kozlov P.S., Popov N.V., Reverdatto V.V., Vershinin A.E. Collision metamorphism as a result of thrusting in the Transangara region of the Yenisei Ridge // *Doklady Earth Sciences*. 2006. V. 411. No 1. pp. 1313–1317.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. U-Pb and $^{40}\text{Ar}\text{--}^{39}\text{Ar}$ evidence for Grenvillian activity in the Yenisei Ridge during formation of the Teya metamorphic complex // *Geochemistry International*. 2012. V. 50. No 6. pp. 551–557.

- Likhanov I.I., Kozlov P.S., Polyansky O.P., Popov N.V., Reverdatto V.V., Travin A.V., Vershinin A.E. Neoproterozoic age of collisional metamorphism in the Transangarian Yenisey Ridge: based on ^{40}Ar - ^{39}Ar data // *Doklady Earth Sciences*. 2007. V. 413. No 1. pp. 234–237.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Vershinin A.E. Fe- and Al-rich metapelites of the Teya sequence, Yenisei Range: geochemistry, protoliths and the behavior of their matter during metamorphism // *Geochemistry International*. 2008a. V. 46. No 1. pp. 17–36.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Popov N.V. Collision metamorphism of Precambrian complexes in the Transangarian Yenisei Range // *Petrology*. 2008b. V. 16. No 2. pp. 136–160.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Popov N.V. Kyanite-sillimanite metamorphism of the Precambrian complexes, Transangarian region of the Yenisei Ridge // *Russian Geology and Geophysics*. 2009. V. 50. No 12. pp. 1034–1051.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. Collision-related metamorphic complexes of the Yenisei Ridge: their evolution, ages, and exhumation rate // *Russian Geology and Geophysics*. 2011a. V. 52. No 10. pp. 1256–1269.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Vershinin A.E. The Teya polymetamorphic complex in the Transangarian Yenisei Ridge: an example of metamorphic superimposed zoning of low- and medium-pressure facies series // *Doklady Earth Sciences*. 2011b. V. 436. No 2. pp. 213–218.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V. Neoproterozoic metamorphic evolution in the Transangarian Yenisei Ridge: evidence from monazite and xenotime geochronology // *Doklady Earth Sciences*. 2013a. V. 450. No 1. pp. 556–561.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Zinov'ev S.V. The Neoproterozoic Trans-Angara dike belt, Yenisei Range, as an indicator of extension and breakup of Rodinia // *Doklady Earth Sciences*. 2013b. V. 450. No 2. pp. 613–617.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. Three metamorphic events in Precambrian P-T-t history of the Transangarian Yenisey Ridge recorded in garnet grains in metapelites // *Petrology*. 2013c. V. 21. No 6. pp. 561–578.
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. Grenville tectonic events and evolution of the Yenisei Ridge at the western margin of the Siberian craton // *Geotectonics*. 2014. V. 48. No 5. pp. 371–389.
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Reverdatto V.V., Krylov A.A., Kozlov P.S., Khiller V.V. Metamorphic evolution of ultrahigh-temperature Fe- and Al-rich granulites in the South Yenisei Ridge and tectonic implications // *Petrology*. 2016. V. 24. No 4. pp. 392–408.
- Likhanov I.I., Nozhkin A.D., Savko K.A. Accretionary tectonics of rock complexes in the western margin of the Siberian Craton // *Geotectonics*. 2018. V. 52. No 1. pp. 22–44.
- Likhanov I.I., Kozlov P.S., Zinoviev S.V. Blastomylonite complexes of the western Yenisei Ridge (Eastern Siberia, Russia): geological position, metamorphic evolution, and geodynamic models // *Geotectonics*. 2021. V. 55. No 1. pp. 36–57.
- Nozhkin A.D., Borisenko A.S., Nevolko P.A. Stages of Late Proterozoic magmatism and periods of Au mineralization in the Yenisey Ridge // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. V. 52. No 1. pp. 124–143.
- Nozhkin A.D., Turkina O.M., Dmitrieva N.V., Kovach V.P., Maslov A.V., Ronkin Y.L. Sm-Nd isotopic systematics of Precambrian metapelites from the Yenisei Range and age variations of their provenances // *Doklady Earth Sciences*. 2008. V. 423. No 2. pp. 1495–1500.
- Nozhkin A.D., Dmitrieva N.V., Likhanov I.I., Serov P.A., Kozlov P.S. Geochemical, isotopic and geochronological evidence for sub-synchronous island-arc magmatism and terrigenous sedimentation (Predivinsk terrane of the Yenisey Ridge) // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57. No 11. pp. 1570–1590.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. *Priroda i modeli metamorfizma* [The Nature and Models of Metamorphism]. Novosibirsk: Publishing house "SB RAS". 2017. 331 p. In Russian.
- Sklyarov E.V. Exhumation of the metamorphic complexes: basic mechanisms // *Russian Geology and Geophysics*. 2006. V. 47. No 1. pp. 68–73.
- Skublov S.G. *Geokhimiya redkozemel'nikh elementov v porodoobrazuyuschikh metamorficheskikh mineralakh* [Geochemistry of rare-earth elements in the rock-forming metamorphic minerals]. St. Petersburg: Publishing house "Nauka", 2005. 147 p. In Russian.
- Ague J.J. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites // *Geology*. 1991. V. 19. pp. 855–858.
- Ague J.J., Carlson W.D. Metamorphism as garnet sees it: the kinetics of nucleation and growth, equilibration, and diffusional relaxation. *Elements*. 2013. V. 9. pp. 439–445.
- Beddoe-Stephens B. Pressures and temperatures of Dalradian metamorphism and the andalusite-kyanite transformation in the north-east Grampians // *Scottish J. Geol.* 1990. V. 26. pp. 3–14.
- Bestel M., Gawronski T., Abart R., Rhede D. Compositional zoning of garnet porphyroblasts from the polymetamorphic Wölz Complex, Eastern Alps // *Mineralogy and Petrology*. 2009. V. 97. pp. 173–188.
- Carey J.W., Rice J.M., Grover T.W. Petrology of aluminous schist in the Boehls Butte region of Northern Idaho: Geologic history and aluminosilicate phase relations // *American Journal of Science*. 1992. V. 292. pp. 455–473.
- Carlson W.D. Rates and mechanism of Y, REE, and Cr diffusion in garnet // *American Mineralogist*. 2012. 97, pp. 1598–1618.
- Chatterjee N.D., Johannes W.S. Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M_1 -muscovite, $\text{KAl}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1974. V. 48. pp. 89–114.
- Corsini M., Bosse V., Feraud G. Exhumation processes during post-collisional stage in the Variscan belt revealed by detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study (Tanneron Massif, SE France) // *International Journal of Earth Sciences*. 2010. V. 99. pp. 327–341.
- Cutts K.A., Kinny P.D., Strachan R.A., Hand M., Kelsey D.E., Emery M., Friend C.R.L., Leslie A.G. Three metamorphic events recorded in a single garnet: Integrated phase modelling, in situ LA-ICPMS and SIMS geochronology from the Moine Supergroup, NW Scotland // *Journal of Metamorphic Geology*. 2010. V. 28. pp. 249–267.
- Daniel C.G., Thompson A.G., Grambling J.A. Decompressional metamorphic P-T paths from kyanite-sillimanite-andalusite bearing rocks in North-Central New Mexico // *Geological Society of America Annual Meeting—Abstracts with Program*. 1992. V. 24. p. A264.
- Faryad S.W., Chakraborty S. Duration of Eo-Alpine metamorphic events obtained from multicomponent diffusion modeling of garnet: a case study from the Eastern Alps // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 150. pp. 306–318.
- Florence F.P., Spear F.S., Kohn M.J. P-T paths from northwestern New Hampshire: Metamorphic evidence for stacking in a thrust/nappe complex // *American Journal of Science*. 1993. V. 293. pp. 937–979.

- Gaides F., De Capitani C., Abart R., Schuster R. Prograde garnet growth along complex P–T–t paths: results from numerical experiments on polyphase garnet from the Wolz complex [Austroalpine basement] // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 155. pp. 673–688.
- Grover T.W., Rice J.M., Carey J.W. Petrology of aluminous schists in the Boehls Butte region of Northern Idaho: Phase equilibria and P–T evolution // *American Journal of Science*. 1992. V. 292. pp. 474–507.
- Haas H., Holdaway M.J. Equilibria in the system Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O involving the stability limits of pyrophyllite, and thermodynamic data of pyrophyllite // *American Journal of Sciences*. 1973. V. 273. pp. 348–357.
- Hietanen A. On the facies series in various types of metamorphism // *Journal of Geology*. 1967. V. 75. pp. 187–214.
- Holdaway M.J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // *American Journal of Sciences*. 1971. V. 271. pp. 97–131.
- Kerrick D.M. The Al_2SiO_5 polymorphs / Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*. 1990. V. 22. p. 406.
- Kohn M.J., Orange D.L., Spear F.S., Rumble D. III, Harrison T.M. Pressure, temperature, and structural evolution of west-central New Hampshire: hot thrusts over cold basement // *Journal of Petrology*. 1992. V. 33. pp. 521–556.
- Kozlov P.S. Metamorphism, P–T–t conditions of formation, and prospects for the practical use of Al_2O_5 polymorphs, chloritoid, and staurolite [Yenisei Ridge] // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. 2017. V. 110. pp. 012010.
- Le Breton N, Thompson A.B. Fluid-absent [dehydration] melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1988. V. 99. pp. 226–237.
- Leech M.L., Stockli D.F. The late exhumation history of the ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, south Ural Mountains, from new apatite fission track data // *Tectonics*. 2000. V. 19. pp. 153–167.
- Likhanov I.I. Chloritoid, staurolite and gedrite of the high-alumina hornfelses of the Karatash pluton // *International Geology Review*. 1988. V. 30. pp. 868–877.
- Likhanov I.I. Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. In: Ferrero, S., Lanari P., Gonsalves P. & Grosch E.G. (eds) *Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts* // Geological Society, London, Special Publications, 2019. V. 478. pp. 98–115.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Provenance of Precambrian Fe- and Al-rich metapelites in the Yenisey Ridge and Kuznetsk Alatau, Siberia: geochemical signatures // *Acta Geologica Sinica (English Edition)*. 2007. V. 81. pp. 409–423.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Precambrian Fe- and Al-rich pelites from the Yenisey Ridge, Siberia: geochemical signatures for protolith origin and evolution during metamorphism // *International Geology Review*. 2008. V. 50. pp. 597–623.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V. Neoproterozoic collisional metamorphism in overthrust terranes of the Transangarian Yenisey Ridge, Siberia // *International Geology Review*. 2011. V. 53. pp. 802–845.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Sheplev V.S., Vershinin A.E., Kozlov P.S. Contact metamorphism of Fe- and Al-rich graphitic metapelites in the Transangarian region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia, Russia // *Lithos*. 2001. V. 58. pp. 55–80.
- Likhanov I.I., Polyansky O.P., Reverdatto V.V., Memmi I. Evidence from Fe- and Al-rich metapelites for thrust loading in the Transangarian Region of the Yenisey Ridge, eastern Siberia // *Journal of Metamorphic Geology*. 2004. V. 22. pp. 743–762.
- Likhanov I.I., Santosh M. Neoproterozoic intraplate magmatism along the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Rodinia supercontinent // *Precambrian Research*. 2017. V. 300. pp. 315–331.
- Likhanov I.I., Santosh M. A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // *Precambrian Research*. 2019. V. 328. pp. 128–145.
- Likhanov I.I., Santosh M. The “triple point” paradigm of aluminosilicates revisited // *Geological Journal*. 2020. V. 55 (6). pp. 4772–4789.
- Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. P–T–t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. V. 113(1). pp. 391–410.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean // *Lithos*. 2018. V. 304–307. pp. 468–488.
- Pattison D.R.M. Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: constraints from the Ballachulish aureole // *Scottish Journal of Geology*. 1992. V. 100. pp. 423–446.
- Pattison D.R.M. Instability of Al_2SiO_5 “triple point” assemblages in muscovite + biotite + quartz-bearing metapelites, with implications // *American Mineralogist*. 2001. V. 86. pp. 1414–1422.
- Reche J., Martinez F.J., Arboleya M.L., Dietsch C., Briggs W.D. Evolution of a kyanite-bearing belt within a HT–LP orogen: the case of the NW Variscan Iberia // *Journal of Metamorphic Geology*. 1998. V. 16. pp. 379–394.
- Reverdatto V.V., Likhanov I.I., Polyansky O.P., Sheplev V.S., Kolobov V.Y. *The Nature and Models of Metamorphism*. Cham: Springer. 2019. 330 p.
- Shaw D.M. Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry // *Geological Society of America Bulletin*. 1956. V. 67. pp. 913–934.
- Spear F.S. Relative thermobarometry and metamorphic P–T paths // *Evolution of Metamorphic Belts* / Eds. Daly J.S., Cliff R.A., Yardley B.W.D. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 43. 1989. pp. 63–82.
- Spear F.S. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths* // Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 1993. 799 p.
- Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T., Florence F. Metamorphic, thermal, and tectonic evolution of central New England // *Journal of Petrology*. 2002. V. 43. pp. 2097–2120.
- Spear F.S., Hickmott D.D., Selverstone J. Metamorphic consequences of thrust emplacement, Fall Mountain, New Hampshire // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1990. V. 102. pp. 1344–1360.
- Symmes G.H., Ferry J.M. The effect of whole-rock MnO content on the stability of garnet in pelitic schists during metamorphism // *Journal of Metamorphic Geology*. 1992. V. 10. pp. 221–237.
- Thompson J.B., Jr. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists // *American Mineralogist*. 1957. V. 42. pp. 842–858.

Van Westrenen W., Allan N.L., Blundy J.D., Lavrentiev M.Y., Lucas B., Purton J.A. Trace element incorporation into pyrope-grossular solid solutions: an atomistic simulation study // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2003. V. 30. pp. 217–229.

Whitney D.L. Coexisting andalusite, kyanite, and sillimanite: sequential formation of three Al₂SiO₅ polymorphs during progressive metamorphism near the triple point, Sivrihisar, Turkey // *American Mineralogist*. 2002. V. 87. pp. 405–416.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist*. 2010. V. 95. pp. 185–187.

Williams M.L., Karlstrom K.E. Looping P-T paths and high-T, low-P middle crustal metamorphism: Proterozoic evolution of the southwestern United States // *Geology*. 1996. V. 24. pp. 1119–1122.

Author's:

Likhanov Igor I., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Principal Research Fellow, Laboratory of metamorphism and metasomatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: likh@igm.nsc.ru

Reverdatto Vladimir V., Academician RAS, Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Principal Research Fellow, Laboratory of metamorphism and metasomatism, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: rever@igm.nsc.ru

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

УДК 553.411 (571.1)

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ВЕРОЯТНЫЕ КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА РОССЫПЕЙ КЕЛЬБЕС-ЗОЛОТОКИТАТСКОГО РАЙОНА (СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ)



В.В. Колпаков¹, Г.В. Нестеренко¹, П.А. Неволько^{1,2}, С.М. Жмодик^{1,2}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

В Кельбес-Золотокитатском районе распространены автохтонные и аллохтонные россыпи самородного золота. Степень механической и химической преобразованности золотин в них разная, но основные особенности эндогенного химического состава золотин сохраняются. Золотины имеют высокую пробность и простой набор распространенных рудных минералов во включениях. Основным коренным источником самородного золота россыпей скорее всего является оруденение золото-кварцевой формации.

Ключевые слова: самородное золото, россыпи золота, рудные источники золота, Кузнецкий Алатау

Введение

Кельбес-Золотокитатский район расположен в северных предгорьях Кузнецкого Алатау, в переходной к Западно-Сибирской низменности геоморфологической зоне (в междуречье Барзас – Кельбес – Золотой Китат). Он является одним из старейших золотороссыпных узлов Кузнецкого Алатау. В районе распространены различные генетические типы россыпей – от элювиальных и делювиальных до озерно-аллювиальных и прибрежно-морских, от мелового до четвертичного возрастов [Платонов и др., 1998]. Всего за время эксплуатации россыпей (более 150 лет) из них добыто порядка 12 т золота. Мелкие и средние по масштабам золотоносные россыпи известны (около 50 россыпей) практически по всем водотокам, главные из них – по рекам Кельбес, Селла, Барзас, Суэта, Еденис, Сухая, Никольская, Солонешная и другим – в процессе обработки перемывались по нескольку раз.

В настоящее время обрабатываются в основном мелкозалегающие долинные аллювиальные россыпи, в которых сосредоточена лишь малая часть ресурсов золота района. Объектами добычи старателей иногда являлись и подстилающие россыпи продукты остаточной золотоносной коры выветривания (K_1), сформированной за счет коренной золоторудной минерализации. В отличие от хорошо известных рудно-россыпных узлов Кузнецкого Алатау (Центральный, Берикольский, Саралинский и др.), золотое оруденение Кельбес-Золотокитатского района изучено слабо. Установлено [Куртигешев и др., 2001] лишь несколько рудопроявлений золото-сульфидно-кварцевого типа, приуроченных к зонам дробления и рассланцевания в метамор-

физованных вулканогенных и осадочных породах камжелинской свиты (R_3-C_1). А.Н. Платонов и др. [Платонов и др., 1998], наиболее подробно изучавшие этот район, указывают на приуроченность золото-сульфидно-кварцевого оруденения (мелкие жилы и штокверковые зоны) к гидротермально измененным дайкам и к контактам интрузий основного состава.

Минералого-геохимическое изучение самородного золота россыпей позволяет прогнозировать золотое оруденение. Это давно и успешно используется многими исследователями [Петровская, 1973; Нестеренко, 1991; Николаева, Яблокова, 2007; Chapman et. al., 2010], остается актуальным и является целью данной работы. В основу работы положен обширный фактический материал по химическому составу и минералогическим особенностям самородного золота россыпей района, полученный авторами в результате полевых работ нескольких лет и лабораторных исследований. Впервые приводятся данные по микровключениям рудных минералов в золотилах из автохтонных россыпей.

Краткие сведения о геологическом строении и золотоносности района

Район приурочен к геологическим структурам северной части Кузнецкого Алатау, которые далее к северу перекрываются осадочным чехлом Западно-Сибирской низменности, а с запада ограничиваются Кузнецкой впадиной. Он расположен примерно в 30 км к западу от Кузнецко-Алтайского разлома, в пределах Пезасского поднятия, входящего в состав Золотокитат-Кондомской структурно-формационной зоны океанического типа [Алабин, Калинин, 1999].

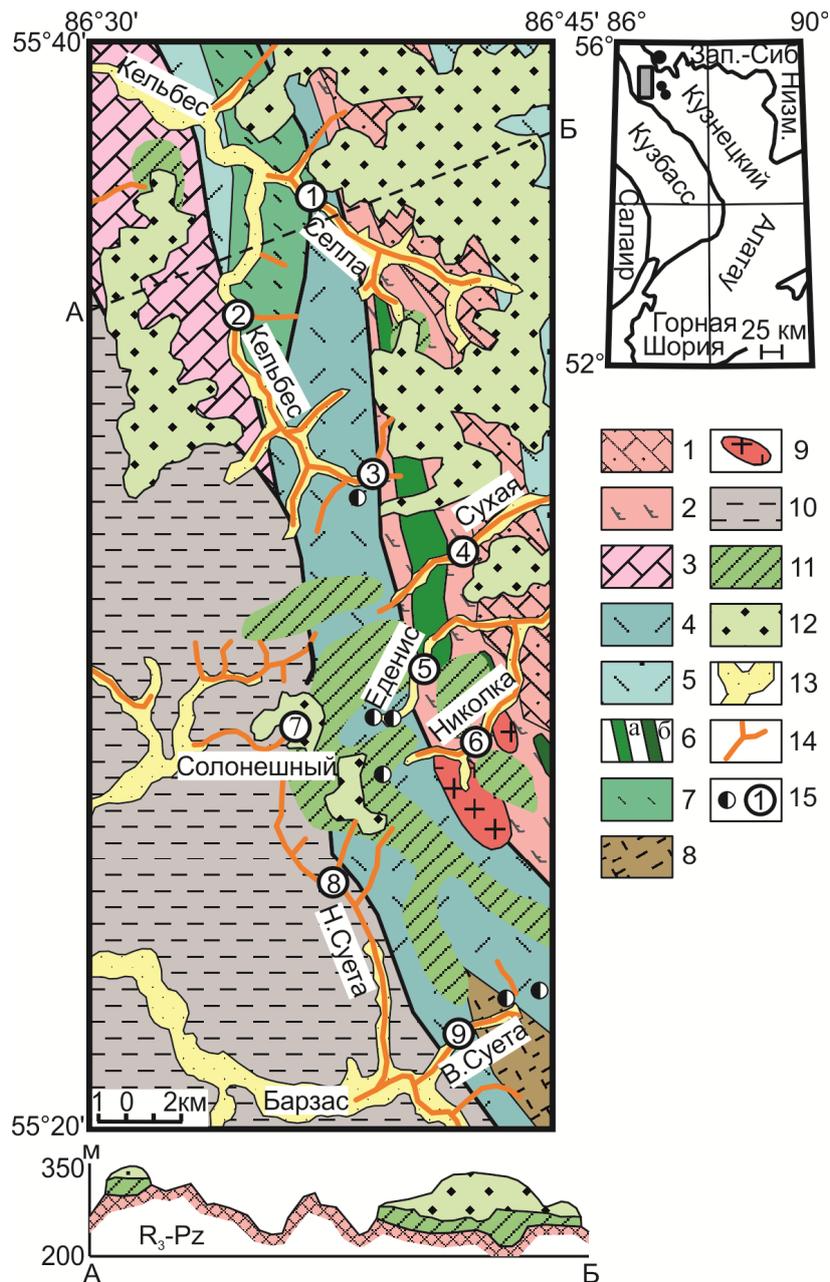


Рис. 1. Схема геологического строения Кельбес-Золотокиятского района [по Куртигешев и др., 2001]

1 – мрамора графитистые ($R_3?$); 2 – амфиболиты ($R_3?$); 3 – известняки мраморизованные (R_3-V_1); 4 – metabasalts, slates, metasandstones, marbled limestones of the kamzhelinsky formation (R_3-C_1); 5 – basalts, lavabreccias, tuffs (C_1); 6 – Успенский (а) габбро-диорит-долеритовый и Кайгадатский (б) габбро-пироксенит-перидотитовый массивы (C_1); 7 – алевролиты, песчаники (O_1); 8 – базальты, туфы (D_1); 9 – гранодиориты, граносиениты тельбесского комплекса ($D_1?$); 10 – песчаники, алевролиты, аргиллиты угленосные (C_{1-3}); 11 – каолинит-гидрослюдистая кора выветривания по доюрским породам (K_1); 12 – глинисто-песчано-галечные отложения симоновской свиты (K_2); 13 – современные аллювиальные отложения; 14 – аллювиальные россыпные месторождения золота; 15 – рудопроявления золота и участки опробования: р. Селла (1), р. Кельбес (2), рч. Александровка (3), р. Сухая (4), р. Еденис (5), рч. Никольский (6), рч. Солонешный (7), р. Нижняя Суета (8), р. Верхняя Суета (9). На врезке: местоположение района и скарновые золотосодержащие месторождения (с севера на юг) – Амपालыкское, Ольгинское, Филатьевское

Fig. 1. The geological scheme of the Kelbes-Zolotokitat region [according to Kurtigeshev et al., 2001]

1 – graphited marble ($R_3?$); 2 – amphibolites ($R_3?$); 3 – marbled limestones (R_3-V_1); 4 – metabasalt, shales, metasandstones, marbled limestones of the kamzhelinsky formation (R_3-C_1); 5 – basalts, lavabreccias, tuffs (C_1); 6 – Uspensky (a) gabbro-diorite-dolerite and Kaigadatsky (b) gabbro-pyroxenite-peridotite massifs (C_1); 7 – siltstone, sandstone (O_1); 8 – basalts, tuffs (D_1); 9 – Telbessky complex, granodiorites, granosyenites ($D_1?$); 10 – sandstones, siltstones, mudstones coal-bearing (C_{1-3}); 11 – kaolinite-hydromicas crust of weathering on the pre-Jurassic rocks (K_1); 12 – clays-sands-pebbles deposits of the simonovsky formation (K_2); 13 – quaternary alluvial deposits; 14 – alluvial placer gold deposits; 15 – gold deposits and sampling sites: Sella (1), Kelebes (2), Aleksandrovka (3), Suchaja (4), Edenis (5), Nikolsky (6), Soloneshny (7), N. Sueta (8), V. Sueta (9). In the small scheme: location of the region and skarn gold deposits (from North to South) – Ampalyksky, Olginsky, Filatyevsky

Длительная история развития и высокая тектоническая мобильность привели к формированию геоструктуры, сложенной чередующимися горстами и грабенами север-северо-западного простирания, разделенными крупными разломами [Платонов и др., 1998]. В основании разреза находятся древние метаморфические толщи (метабазальты, сланцы, метапесчаники, мраморизованные известняки) камжелинской свиты (R_3-C_1), выполняющие Суховский горст. Породы свиты метаморфизованы до зеленосланцевой фации, катаклазированы, милонитизированы и насыщены дайками и штоками долеритов, габбро-долеритов, порфиритов. Камжелинская свита перекрывается вулканогенными и терригенными образованиями возрастом от C_1 до D_1 (рис. 1). Интрузивные образования занимают небольшую часть площади и представлены Успенским габбро-диорит-долеритовым массивом писаревского комплекса (C_1), Кайгадатским габбро-пироксенит-перидотитовым массивом иркутского комплекса (C_1), небольшими телами гранодиоритов и граносиенитов ($D_1?$) тельбесского комплекса [Куртигешев и др., 2001].

Нижнемеловые кора выветривания и существенно глинистые с примесью терригенного материала образования кийской свиты, являющиеся продуктами ее местного переотложения, на рассматриваемой территории сохранились фрагментарно, на водоразделах. Более широким распространением пользуются песчано-гравийно-галечные, в разной степени глинистые отложения симоновской свиты (K_2). Они возникли в результате размыва и переотложения нижнемеловых отложений и палеозойских пород Кузнецкого Алатау в условиях продолжающегося химического выветривания [Казаринов, 1958]. Мощность меловых свит в предгорной зоне достигает 40 м, а на прилегающей части Западно-Сибирской низменности отложения симоновской свиты образуют сплошной покров, возрастает их мощность и уменьшается крупность обломочного материала. Меловые отложения в предгорьях Кузнецкого Алатау повсеместно заражены самородным золотом и являются его источником для россыпей района [Платонов и др., 1998; Нестеренко, Колпаков, 2007; 2010]. В остаточной коре выветривания содержания золота могут достигать граммовых и более значений, в продуктах ее переотложения – до $100-200 \text{ мг/м}^3$, золото в последних в основном мелкое и тонкое. Прогнозные ресурсы золота в корах выветривания оцениваются на уровне 50 т [Черных, 2004]. Кроме того, меловые отложения местами продуктивны на бурожелезняковые руды, россыпи минералов Ti , бокситы [Торгунаков, Аввакумов, 1998]. Аллохтонные отложения симоновской свиты на территории Западно-Сибирской низменности опробованы в Ижморском и Кайлинском карьерах, расположенных на удалении около 30 км от северного фаса Кузнецкого

Алатау. Отложения представлены здесь олигомиктовыми мелко-среднезернистыми кварц-каолиновыми песками, местами с повышенным содержанием минералов Ti и Zr . Содержания золота в отложениях не превышают $20-30 \text{ мг/м}^3$ [Нестеренко, Колпаков, 2010].

Опробованные автохтонные россыпи рек Сухая, Еденис, Никольская, Солонешная, Нижняя Суэта приурочены к водоразделу рек Барзас – Золотой Китат с сохранившимися на нем золотоносными меловыми отложениями и являются, как правило, погребенными, неоген-нижнечетвертичного возраста. Пески россыпей сложены галечниками существенно кремнисто-кварцевого состава, сцементированными красно-бурой или темно-серой песчанистой глиной. Распределение золота гнездовое, содержания его достигали очень высоких значений. Из россыпей этого типа было добыто около половины золота района [Платонов и др., 1998]. В областях питания аллохтонных долинных россыпей среднего-верхнего течения рек Селла и Кельбес широко распространены отложения симоновской свиты. Пески россыпей плохо промывистые, имеют глинисто-галечный состав, средние содержания золота в них не превышают 1 г/м^3 .

Россыпи золота имеют основное промышленное значение для района, рудные объекты не обрабатывались. Все известные рудопроявления золота (см. рис. 1) приурочены к Суховскому горсту, сложенному породами камжелинской свиты (R_3-C_1), и располагаются в непосредственной близости от рассматриваемых россыпей. Данных по самородному золоту рудопроявлений района нет. Оруденение представлено жильными и прожилково-вкрапленными (гидротермально измененные породы) зонами, приуроченными к участкам дробления и расщепления. Содержания золота довольно низкие, до 3 г/т. Рудопроявления золота и участки опробованных россыпей находятся в контурах прогнозируемого [Куртигешев и др., 2001] Кельбес-Камжелинского золоторудного узла. Золотому оруденению сопутствует слабо проявленная медная минерализация. В золотоносных россыпях в малых количествах находятся минералы металлов платиновой группы, их коренные источники связываются с Кайгадатским и Успенским массивами [Жмодик и др., 2016; Гусев и др., 2020].

Методика работ

Представительные выборки самородного золота получены при промывке целиковых участков (по старательским расчисткам) и отвалов отработки россыпей. Золотины отбирались из шлиховых концентратов вручную, под бинокулярным микроскопом, параллельно фиксировалась их морфология. После

изготовления полированных шашек-аншлифов из золотин, поиск микровключений минералов в них осуществлялся под рудным микроскопом AxioScope A.1 (Carl Zeiss), отмечались также наличие и толщина высокопробных гипергенных кайм. Все точные аналитические работы выполнялись в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Минералы, обнаруженные в зернах самородного золота в виде микровключений, определялись при помощи сканирующего электронного микроскопа (SEM) MIRA 3 LMU (Tescan Ltd) с системой микроанализа INCA Energy 450 XMax 80 (Oxford Instruments Ltd–NanoAnalysis Ltd) с термополевой эмиссией. Химический состав зерен самородного золота определялся на электронном микронзонде Camebax-micro с использованием волнового дисперсионного спектрометра (WDS) с тонко сфокусированным пучком (< 2 мкм). Пределы обнаружения основных компонентов макросостава самородного золота (Au, Ag, Hg, Cu) составляют 0,05–0,1 мас. %.

Минералого-геохимическая характеристика самородного золота

Самородное золото в автохтонных аллювиальных россыпях представлено двумя типами: 1) крупное, местное, комковато-массивное, иногда рудного облика (жилковидно-пластинчатое и интерстиционное), окатанное и слабо окатанное, реже неокатанное, с примазками лимонита и в сростках с кварцем; 2) мелкое, уплощенное и окатанное – из симоновской свиты. Золото 1-го типа преобладает. Золотины аллохтонных россыпей по морфологии довольно однотипны. Это в основном уплощенные, хорошо окатанные частицы лепешковидной, реже чешуйчатой формы, иногда причудливых очертаний. В подчиненном количестве присутствуют слабо окатанные жилковидно-пластинчатые золотины псевдорудного облика. На поверхности золотин часто

присутствуют пленки и корочки гидроокислов Fe, Mn, глинистых минералов, сростки с кварцем редки. В аллохтонных отложениях Западно-Сибирской низменности преобладают очень мелкие, сильно уплощенные, окатанные и отпрепарированные от сростаний с другими минералами золотины. Они в основном представлены чешуйками и частицами жилковидно-пластинчатой морфологии. Сводная гранулометрия самородного золота по типам россыпей представлена в табл. 1, а примеры морфологии – на рис. 2.

Пробность самородного золота 9 россыпей, обозначенных на рис. 1, и количество в выборках золотин с высокопробными (990–1000 ‰) гипергенными каймами выщелачивания приведены на рис. 3. Подавляющее количество золотин имеет пробность выше 800 ‰, а характер распределения ее по выборкам различен, в зависимости от представительности выборок и гипергенной преобразованности золотин. На обобщенных (по типам россыпей) гистограммах (рис. 4) видно, что распределение пробности золота автохтонных россыпей ближе к нормальному, чем к логнормальному, с максимумами в интервалах 850–900 ‰ и 900–950 ‰, а аллохтонных – к логнормальному, с максимумами в интервалах 990–1 000 ‰ и 950–990 ‰. Это связано с сильной гипергенной преобразованностью золотин в аллохтонных россыпях ближнего и дальнего сноса – 46 и 56 % соответственно, против 10 % золотин в автохтонных россыпях.

Кроме серебра, характерной, но небольшой примесью в самородном золоте является ртуть (см. рис. 4). В количествах выше предела обнаружения она встречена в 60 % анализов золотин автохтонных россыпей, в 50 % золотин аллохтонных и в 10 % золотин из аллохтонных отложений симоновской свиты Западно-Сибирской низменности. Содержания ртути в самородном золоте чаще всего составляют до 0,5 мас. % и не превышают 2–2,5 мас. %. Корреляция между содержаниями Ag и Hg в самородном золоте очень слабая или отсутствует.

Таблица 1

Гранулометрия самородного золота россыпей

Table 1

Granulometry of placer native gold grains

Россыпи	n	Средний вес знака, мг	Выход (мас. %) по фракциям крупности, мм				
			+2	1–2	0,5–1	0,25–0,5	–0,25
Автохтонные, предгорья Кузнецкого Алатау	4 330	0,67	25	22	15	28	10
Аллохтонные, предгорья Кузнецкого Алатау	7 358	0,17	6	4	9	47	34
Симоновская свита, Зап.-Сиб. низменность *	753	0,005				48	52

* По данным [Нестеренко, Колпаков, 2010].

* According to [Nesterenko, Kolpakov, 2010].

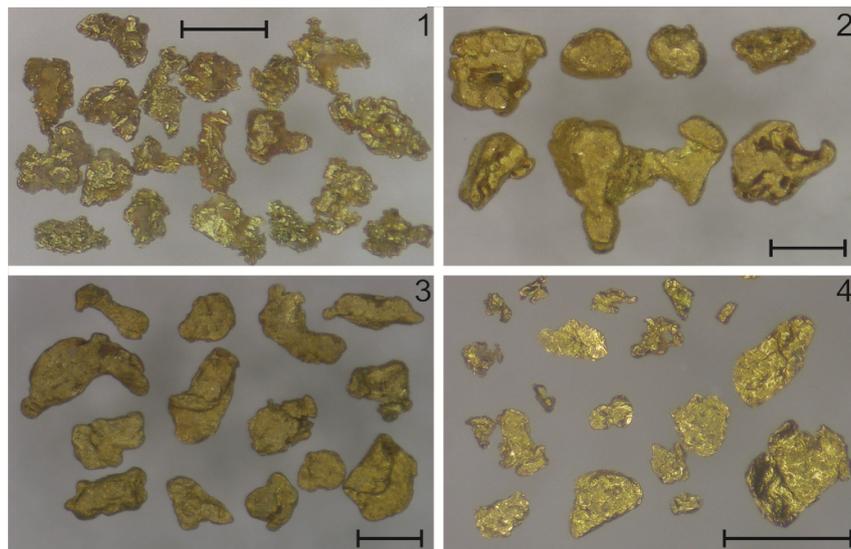


Рис. 2. Морфология золоти́н

1 – автохтонная россыпь р. Сухая, золоти́ны рудного облика (жилковидно-пластинчатые); 2 – автохтонная россыпь р. Еденис, комковато-массивные золоти́ны; 3 – аллохтонная россыпь р. Селла, лепешковидные золоти́ны неправильной формы; 4 – симоновская свита (Ижморский песчаный карьер), чешуйки и золоти́ны псевдорудного облика. Фото под бинокулярным микроскопом. Длина масштабной линейки – 0,5 мм

Fig. 2. Morphology of Gold grains

1 – autochthonous placer of Suchaja river, gold particles in the primary ore-form (irregularly-tabular); 2 – autochthonous placer of Edenis river, lumpy-massive gold particles; 3 – allochthonous placer of Sella river, flattened gold particles of irregular form; 4 – Simonovsky formation (Izhmorsky sand pit), very flattened and irregular form gold particles. Binocular microscope images. The length of the scale is 0.5 mm

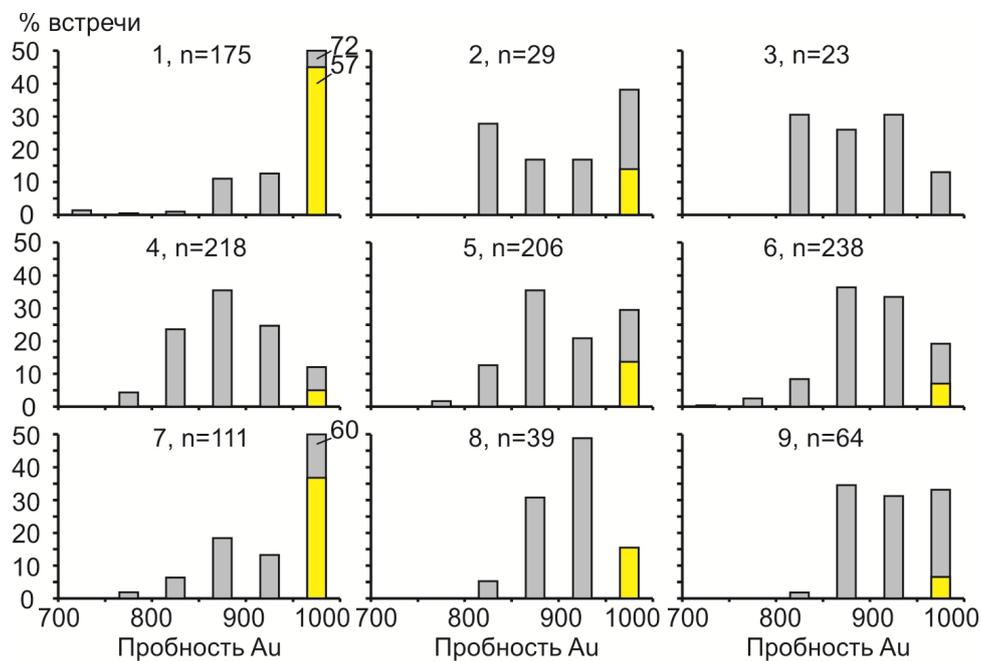


Рис. 3. Пробность самородного золота

1, 2 – аллохтонные россыпи; 3–9 – автохтонные россыпи. Желтым цветом показан процентный выход золота с пробностью 990–1 000 ‰ (гипергенные каймы). Привязка выборок приведена на рис. 1

Fig 3. The fineness of native gold

1, 2 – allochthonous placers; 3–9–autochthonous placers. Yellow color shows the percentage of gold with a fineness of 990–1,000 ‰ (hypergene rims). See figure 1 for the location of objects

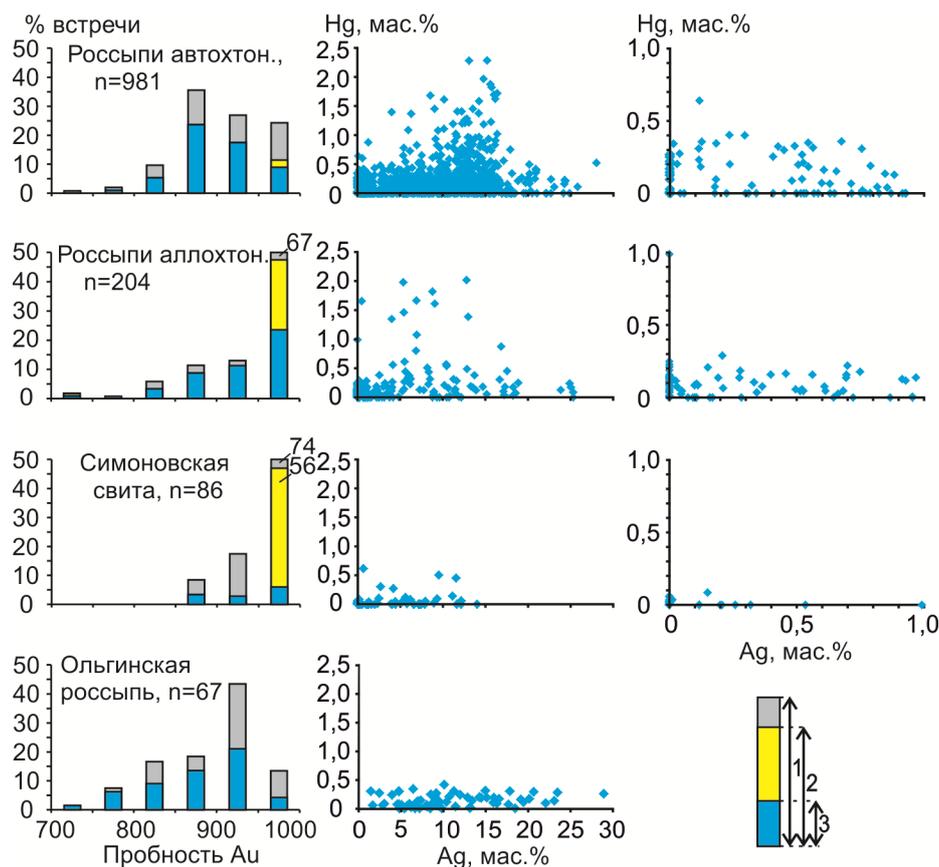


Рис. 4. Пробность самородного золота по типам россыпей, содержание и частота встречаемости Hg в Au
 1 – общий процентный выход золота данной пробности в выборке; 2 – процентный выход золота с пробностью 990–1 000 ‰; 3 – частота встречаемости в золоте данной пробности примеси ртути

Fig. 4. The fineness of native gold in placers of different types, content and frequency of Hg in Au

1 – the total percentage value of gold of this fineness; 2 – the percentage value of gold with a fineness of 990–1,000‰; 3 – the frequency of occurrence of mercury in gold of this fineness

Медь в составе самородного золота встречается очень редко: 1,5; 2 и 3,5 % анализов золотин по вышеперечисленным типам россыпей соответственно. Содержания меди обычно составляют 0,1 мас. % и не превышают 1–2 мас. %. Значимые (0,1 мас. % и более) содержания Ag и (или) Hg в гипергенных каймах на золотилах (см. рис. 4) чаще встречаются в автохтонных россыпях – в 80 % кайм, в то время как в аллохтонных россыпях ближнего и дальнего сноса Ag, Hg встречены в 60 и 10 % кайм соответственно. Толщина гипергенных кайм на золотилах, особенно из автохтонных россыпей, невелика.

На рис. 4 приведены два графика, характеризующие состав самородного золота палеоценовой элювиально-делювиальной Ольгинской россыпи, тесно связанной с Ольгинским Au-Cu-скарновым месторождением, расположение которого показано на врезке (см. рис. 1). Золотины в россыпи крупные, рудного облика, часто в рубашках гидроокислов Fe [Платонов и др., 1998]. Пробность самородного золота этой россыпи несколько выше (макси-

мум в интервале 900–950 ‰), чем в автохтонных россыпях Кельбес-Золотокитатского района, примерно в половине золотин присутствует небольшая (до 0,5 мас. %) примесь ртути, меди в составе Au не обнаружено.

Для изучения микровключений рудных минералов была изготовлена шашка-аншлиф из 220 золотин автохтонных россыпей рек Сухая, Еденис, Солонешный, Верхняя Суета. Включения обнаружены в 27 золотилах (табл. 2).

Включения, кроме ильменита и рутила, представлены сульфидами, сульфоарсенидами Fe, Co, Ni, теллуридом Ni и сульфотеллуридом Bi (рис. 5). В золотилах чаще всего присутствуют включения какого-то одного минерала, реже двух, размер включений в основном не превышает 0,02 мм, единичные достигают 0,05 мм.

Количество включений, обнаруженных в срезе отдельно взятой золотины, – до 15 (арсенопирит в одной из золотин россыпи р. Еденис, п/п № 13, см. табл. 2).

Таблица 2

Минералы-микровключения в золоти́нах

Table 2

Mineral microinclusions in the gold particles

№ п/п	Россыпь (№ на рис. 1)	Минералы-включения в золоти́нах	Состав золоти́н, мас. %			
			Cu	Au	Hg	Ag
1	Сухая (4)	Ару	0,00	85,64	0,32	14,04
2	Сухая (4)	Ару	0,00	86,51	0,05	13,43
3	Сухая (4)	Сру	0,00	85,32	0,45	14,23
4	Еденис (5)	Gn	0,00	88,34	0,06	11,60
5	Еденис (5)	Gn	0,00	97,19	0,01	2,80
6	Еденис (5)	Сру, Ge	0,00	89,94	0,10	9,96
7	Еденис (5)	Ру	0,00	96,77	0,01	3,22
8	Еденис (5)	Ру	0,00	84,10	0,08	15,82
9	Еденис (5)	Ру	0,00	84,39	0,04	15,57
10	Еденис (5)	Ру	0,00	85,51	0,15	14,34
11	Еденис (5)	Ру	0,00	89,59	0,64	9,77
12	Еденис (5)	Ару	0,00	88,80	0,16	11,03
13	Еденис (5)	Ару	0,00	90,20	0,00	9,81
14	Еденис (5)	Cbt	0,00	88,11	0,32	11,57
15	Еденис (5)	Рур	0,00	85,36	0,11	14,54
16	Еденис (5)	Ru	0,00	94,05	0,22	5,73
17	Солонешный (7)	Рур, Сру	0,00	91,40	0,00	8,61
18	Солонешный (7)	Ilm	0,87	90,40	0,96	7,76
19	Верхняя Суета (9)	Gn	0,00	93,34	0,14	6,50
20	Верхняя Суета (9)	Gn	0,00	88,21	0,14	11,65
21	Верхняя Суета (9)	Сру	0,00	94,24	0,17	5,59
22	Верхняя Суета (9)	Сру	0,00	86,58	0,19	13,23
23	Верхняя Суета (9)	Ру	0,00	87,55	0,16	12,29
24	Верхняя Суета (9)	Ру	0,00	92,90	0,18	6,90
25	Верхняя Суета (9)	Ру, Spl	0,00	92,58	0,35	7,07
26	Верхняя Суета (9)	Ару	0,00	89,45	0,42	10,12
27	Верхняя Суета (9)	мелонит (NiTe ₂), тетрадимит (Bi ₂ Te ₂ S)	0,00	91,13	0,26	8,61

Примечание. Ру – пирит, Ару – арсенопирит, Сру – халькопирит, Gn – галенит, Spl – сфалерит, Рур – пирротин, Cbt – кобальтин, Ge – герсдорфит, Ilm – ильменит, Ru – рутил.

Note. Ру – pyrite, Ару – arsenopyrite, Сру – chalcopyrite, Gn – Galena, Spl – sphalerite, Рур – pyrrhotite, Cbt – cobaltine, Ge – gersdorffite, Ilm – ilmenite, Ru – rutile.

Пирит, арсенопирит, халькопирит и галенит являются наиболее распространенными минералами включений. Пирит встречается в восьми золоти́нах, арсенопирит, халькопирит – в пяти, галенит – в четырех. Зависимости между наличием включений какого-либо минерала и химическим составом золоти́н как по общей выборке (рис. 6), так и по отдельным россыпям не наблюдается.

Все фигуративные точки (кроме двух) на графике попадают в диапазон пробности Au 840–940 %. Характер гистограммы пробности выборки золоти́н с включениями минералов близок к таковому по общей выборке самородного золота автохтонных россыпей района. На рис. 5 видна также небольшая толщина гипергенных высокопробных кайм на золоти́нах.

Обсуждение результатов

Самородное золото в автохтонных россыпях Кельбес-Золотокитатского района довольно крупное (см. табл. 1) и имеет пробность в основном более 850 ‰ (см. рис. 4), из элементов-примесей, кроме серебра, в нем часто содержится только небольшое (обычно до 0,5–1 мас. %) количество ртути. Ассоциация минералов-микровключений в золоти́нах довольно простая, преобладают типичные для золотого оруденения пирит, арсенопирит, халькопирит и галенит. Такой набор признаков характерен для золото-кварцевого оруденения [Николаева, Яблокова, 2007; Николаева и др., 2013; Гаськов, 2017].

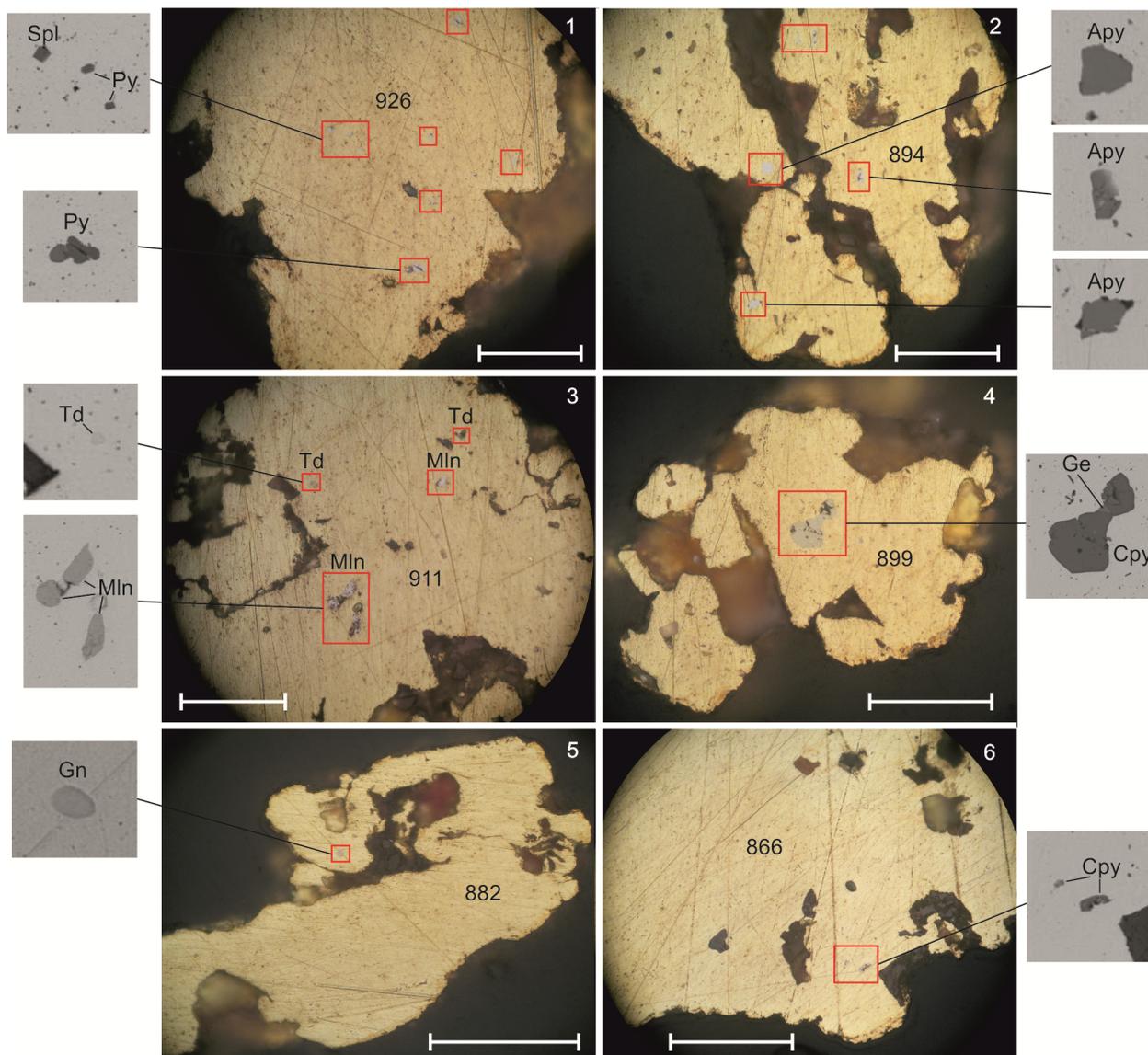


Рис. 5. Микровключения минералов в золотилах

1 – пирит и сфалерит, р. Верхняя Суета, п/п № 25 (см. табл. 2); 2 – арсениопирит, р. Верхняя Суета, п/п № 26; 3 – мелонит и тетрадимит, р. Верхняя Суета, п/п № 27; 4 – халькопирит в сростании с герсдорфитом, р. Еденис, п/п № 6; 5 – галенит, р. Верхняя Суета, п/п № 20; 6 – халькопирит, р. Верхняя Суета, п/п № 22. Цифрами показана пробыность золота. Фото под рудным и электронным (на выносках) микроскопами. Длина масштабной линейки – 0,1 мм

Fig. 5. The microinclusions of minerals in the gold particles

1 – pyrite and sphalerite, V. Sueta, p/p N 25 (see table 2); 2 – arsenopyrite, V. Sueta, p/p N 26; 3 – melonite and tetradimite, V. Sueta, p/p N 27; 4 – chalcopyrite and gersdorffite intergrowth, Edenis, p/p N 6; 5 – galenite, V. Sueta, p/p N 20; 6 – chalcopyrite, V. Sueta, p/p N 22. The numbers in the photo show the gold fineness. Optical microscope and SEM images. The length of the scale is 0.1 mm

В Кузнецком Алатау оно встречается на многих объектах золоторудной минерализации, однако наиболее проявлено, если вмещающими породами являются вулканогенно-сланцевые отложения кембрия, прорываемые гранитоидами [Щербаков, 1974] O-S возраста. Связь золото-кварцевого оруденения с магматизмом неочевидна, весьма вероятен метаморфогенно-гидротермальный его генезис [Николаева и др., 2013]. Известные рудопоявления золота района приурочены к зонам дробления и милонитизации в вулканогенных и осадочных породах камжелинской

свиты (R₃-C₁), метаморфизованных до зеленосланцевой фации, и не обнаруживают явной пространственной связи с интрузиями. Породы свиты являются благоприятной средой для циркуляции гидротермальных растворов и перспективны на метаморфогенно-гидротермальное золотое оруденение [Куртигешев и др., 2001]. Трудность выделения этого типа оруденения, источником золота которого являются вмещающие породы, заключается в наложении на него оруденения, связанного с магматизмом [Алабин, Калинин, 1999].

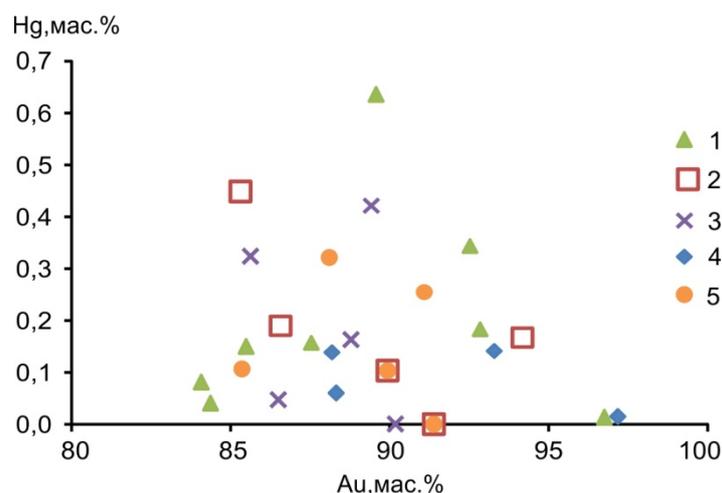


Рис. 6. Состав золотин с включениями рудных минералов

Минералы: 1 – пирит, 2 – халькопирит, 3 – арсенопирит, 4 – галенит, 5 – прочие: пирротин, герсдорфит, кобальтин, мелонит (NiTe_2), тетрадимит ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$)

Fig. 6. Composition of gold grains with inclusions of ore minerals

Minerals: 1 – pyrite, 2 – chalcopyrite, 3 – arsenopyrite, 4 – galena, 5 – other: pyrrhotite, gersdorffite, cobaltine, melonite (NiTe_2), tetradimite ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$)

А.Н. Платонов и соавт. [1998] указывают на приуроченность золотого оруденения к гидротермально измененным дайкам, например, на водоразделе р. Еденис и рч. Солонешный. Это может быть следствием того, что и внедрение даек и циркуляция рудообразующих растворов происходили по одним и тем-же проницаемым зонам. Дайки под воздействием растворов претерпевали изменение, и, наряду с жильным золото-кварцевым, формировалось прожилково-вкрапленное золото-сульфидно-кварцевое оруденение. Связь золотого оруденения с дайками основного состава является давно подмеченным и распространенным явлением [Щербаков и др., 2003].

В россыпи р. Еденис встречены (см. табл. 2) единичные включения в золотилах кобальтина и герсдорфита (в сростании с халькопиритом). По нашим данным, кобальтин и аллоклазит, вместе с пиритом, халькопиритом и арсенопиритом, являются обычными микровключениями в золотилах из кварцевых жил и кор выветривания Егорьевского района северо-западного Салаира [Колпаков и др., 2020], в котором золотое оруденение также тяготеет к дайкам основного состава [Золотоносность..., 1995]. В одной золотине из россыпи р. Верхняя Суэта обнаружены включения мелонита и тетрадимита (см. табл. 2, № 27 и рис. 5, № 3). Теллуриды и минералы Bi характерны для оруденения, связанного с интрузиями (in intrusion related), в том числе и для золото-скарнового.

В изучаемом районе присутствуют небольшие тела гранодиоритов и граносиенитов тельбесского комплекса, являющиеся сателлитами Ольгинского

гранитоидного массива. Эти тела локализованы среди амфиболитов или на контакте амфиболитов и пород камжелинской свиты. Возраст гранитоидов тельбесского комплекса на карте указан как $D_1?$, но был определен [Куртигешев и др., 2001] и как O_2 , с ним связано золото-скарновое оруденение, в том числе и Ольгинского месторождения. Кроме Ольгинского и Филатьевского, в той же Золотокитат-Кондомской структурно-формационной зоне Кузнецкого Алатау находится Федоровско-Талановское золото-скарновое месторождение. Для него, как и для Ольгинского, характерно высокопробное (910–990 ‰) золото [Алабин, Калинин, 1999].

На месторождениях этого типа наиболее высокопробно золото из оруденения, развитого в скарнах. Самородное золото скарновых руд Филатьевского месторождения имеет пробность 900–920 ‰ при преобладающем размере золотин 0,5–1 мм. Аналогами Федоровско-Талановского месторождения в Кузнецком Алатау считаются Натальевское и Майское месторождения [Алабин, Калинин, 1999]. Вариация пробности самородного золота в рудах, приуроченных к скарнам, на этих месторождениях составляет от 700 до 970–1 000 ‰, распределение пробности разное. На Натальевском максимум приходится на интервал 990–1 000 ‰ [Нестеренко, Колпаков, 2007], в этом золоте изредка отмечаются примеси Hg и Cu 0,1–0,2 мас. %. На Майском распределение пробности золота близко к нормальному, с максимумом в интервале 800–850 ‰, встречаемость примеси Hg в Au составляет 100 ‰ при содержаниях Hg 0,3–2 мас. %, примесь меди обнару-

живается лишь в единичных золотилах. Одной из продуктивных минеральных ассоциаций на Майском месторождении является золото-теллуридно-висмутовая [Тимкин, 2012].

Месторождения золото-сульфидно-кварцевого типа (Берикульская группа, Центральное, Комсо-

мольское и др.) залегают в интрузивах или в существенно вулканогенных толщах [Щербаков, 1974]. Оруденение характеризуется значительно более пестрым минеральным составом и более низкой пробностью золота [Нестеренко, 1991; Нестеренко, Колпаков, 2007] (рис. 7), чем в изучаемых россыпях.

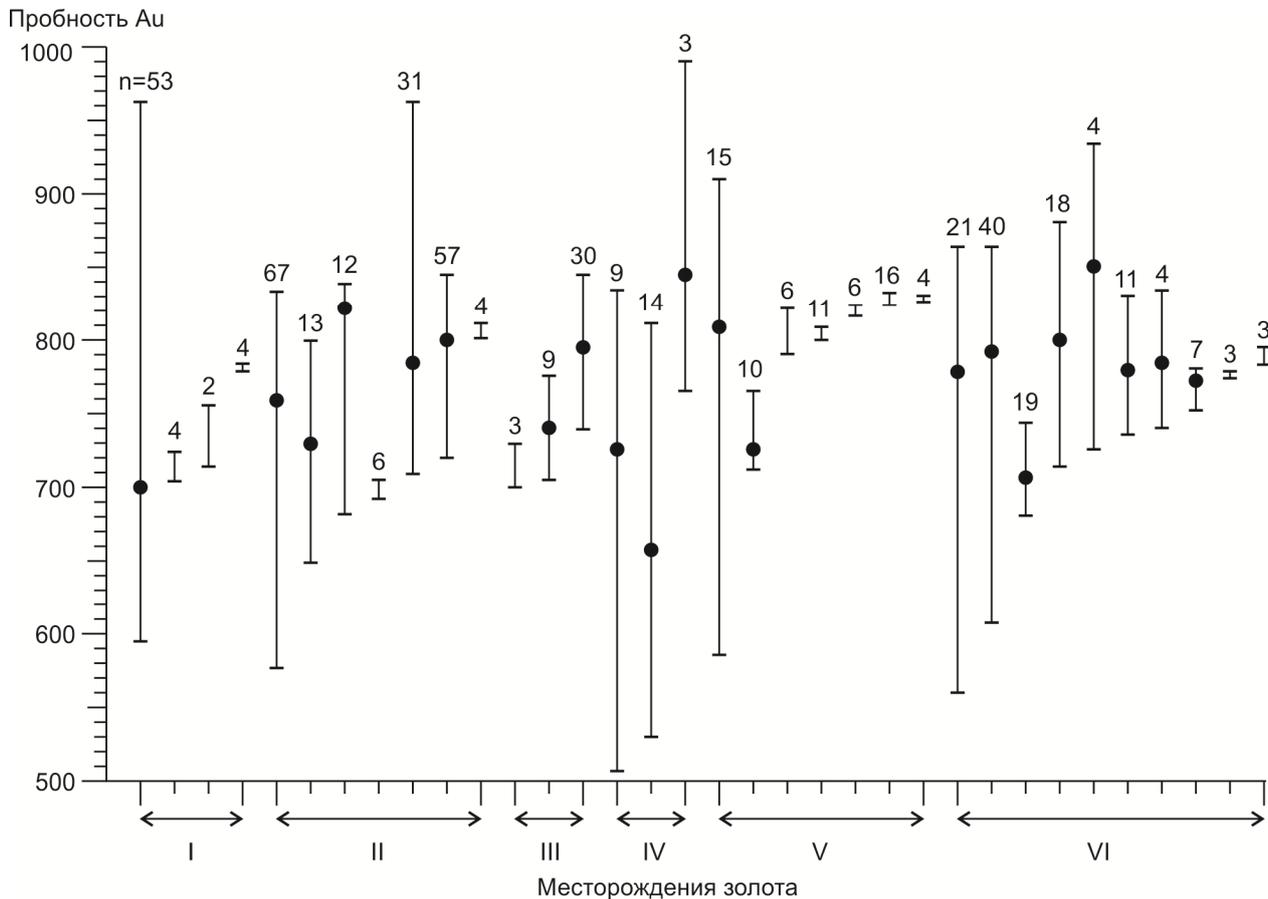


Рис. 7. Пробность золота некоторых золото-сульфидно-кварцевых месторождений Кузнецкого Алатау

I – Новоберикульское ($n = 63$): жила Новогодняя, жила Горчаковская, жила Секретная, жила 4; II – Староберикульское ($n = 191$): жилы 65, 66, 56, 29, 35, 49, 68, 42; III – Берикульское ($n = 42$); IV – Гавриловское ($n = 39$): жила Геологическая, жила Коминтерн, жила Надежная; V – Центральное ($n = 68$): жила Якушковская, Л-727, жила Кавказская, жила Лермонтовская, жила Дмитриевская, шахта Красная, жила Лотерейная; VI – Комсомольское ($n = 130$): жила Новогодняя, жила 35, жила Ключевская, жила Комсомольская, жила Валеевская, жила Сентябрьская, жила Июльская, жила 60, жила Пионерская, жила Пологая. Точкой на линиях вариации пробности золота обозначено среднее значение

Fig. 7. Gold fineness of some gold-sulfide-quartz deposits of the Kuznetsk Alatau

I – Novoberikul'skoe ($n = 63$): vein Novogodny, vein Gorchakovskaya, vein Sekretnaja, vein 4; II – Staroberikul'skoe ($n = 191$): veins 65, 66, 56, 29, 35, 49, 68, 42; III – Berikul'skoe ($n = 42$); IV – Gavrillovskoe ($n = 39$): vein Geologicheskaja, vein Comintern, vein Nadezhnaja; V – Zentralnoe ($n = 68$): vein Jakushkovskaya, L-727, vein Kavkazskaja, vein Lermontovskaja, vein Dmitrievskaja, mine Krasnaja, vein Lottereynaja; VI – Komsomolskoe ($n = 130$): vein Novogodny, vein 35, vein Kliuchevskaja, vein Komsomolskaja, vein Valeevskaja, vein Sentjabr'skaja, vein Ijul'skaja, vein 60, vein Pionerskaja, vein Pologaja. The point indicates the average value of gold fineness

Однако, например, в наиболее высокотемпературных золото-сульфидно-кварцевых жилах на Южном участке Центрального месторождения пробность золота составляет 820–950 ‰, золотины по размеру средние и крупные, а минеральная ассоциация в жилах становится существенно молибденито-

вая или шеелитовая [Алабин, Калинин, 1999]. В целом крупное самородное золото достаточно распространено на золото-сульфидно-кварцевых месторождениях, особенно в кварцевых жилах. В составе самородного золота месторождений Кузнецкого Алатау, пробность которого приведена на рис. 7,

также присутствует (в 26 выборках из 34) небольшая примесь ртути. Содержание Hg обычно не превышает 0,3–0,5 мас. %, редко – до 0,95 мас. %. Частота встречаемости примеси Hg в Au составляет: для Бериккульской группы месторождений и Гавриловского – около 50 %; для Центрального – 22 %; для Комсомольского – 58 %. В составе самородного золота этих месторождений часто наблюдается прямая корреляция между содержаниями Hg и Ag [Нестеренко, 1991].

Общей закономерностью поведения ртути на месторождениях всех формационных типов является увеличение ее активности на поздних, эпitherмальных стадиях рудообразования [Наумов, Осовецкий, 2013], в самородном золоте этих стадий содержания ртути могут быть очень высокими. На месторождениях золото-кварцевых формаций содержание основных элементов-примесей, кроме серебра, в самородном золоте чаще всего не превышает 1 мас. % [Гаськов, 2017]. В характеризуемых автохтонных россыпях примесь ртути присутствует в 60 % золотин, из них содержания Hg от 0,1 до 0,5 мас. % встречены в 48 % золотин, от 0,5 до 1 мас. % – в 8 % и от 1 до 2,4 мас. % – лишь в 4 % золотин. Корреляция между содержаниями Hg и Ag в золотилах слабая или отсутствует. Довольно частая встречаемость примеси Hg в Au является следствием тектонической активности региона, а примесь меди, хотя и очень редко присутствующая в самородном золоте, вместе с наличием в золотилах микровключений халькопирита, свидетельствует об имеющих место случаях пространственной совмещенности золотого и медного оруденений.

Самородное золото автохтонных и аллохтонных аллювиальных россыпей района имеет общий источник – золотоносную кору химического выветривания, однако в автохтонных россыпях золотины менее гипергенно преобразованы, чем в аллохтонных. Вероятно, это связано с тем, что самородное золото первых испытало меньше циклов переотложения. Есть также мнение, что механические воздействия на золотины в процессе аллювиального переноса и переотложения приводят к рекристаллизации их поверхностного слоя, что ускоряет процесс химического выщелачивания Ag и других элементов-примесей [Петровская, 1973; Петровский и др., 2012; Stewart et al., 2017]. Несмотря на наличие на многих золотилах из россыпей района высокопробных кайм выщелачивания (см. рис. 5), внутренние части золотин имеют первичный эндогенный химический состав. Даже в гипергенных очень высокопробных каймах сохраняются остаточные содержания Ag, Hg. Чаще это наблюдается у золотин из автохтонных россыпей, реже всего – у золотин из аллохтонных россыпей дальнего сноса. В частности, в элювиально-делювиальной погребенной палеоцено-

вой Ольгинской россыпи степень гипергенного преобразования золотин слабая, а в аллохтонных отложениях на территории Западно-Сибирской низменности – максимальная.

Заключение

Промежуточным источником самородного золота рассматриваемых автохтонных и аллохтонных аллювиальных россыпей Кельбес-Золотокидатского района послужила золотоносная кора химического выветривания мелового возраста, сформированная на площадях с золоторудной минерализацией. От автохтонных к аллохтонным россыпям, вместе с закономерным уменьшением крупности и увеличением механической обработанности золотин, возрастает степень гипергенного хемогенного преобразования самородного золота.

В автохтонных россыпях пробность самородного золота высокая и составляет, в большинстве случаев, 850–950 ‰, гипергенные высокопробные (990–1 000 ‰) каймы выщелачивания развиты примерно на 10 % золотин. Кроме серебра, в 60 % золотин присутствует примесь ртути, в основном до 0,5–1 мас. %, примесь меди встречается очень редко. Химический состав золотин в их центральных частях соответствует эндогенному. Даже в гипергенных каймах часто обнаруживаются остаточные содержания Ag, Hg, что, возможно, коррелирует и с небольшой толщиной кайм.

Минералы, обнаруженные в виде включений в золотилах из россыпей, характерны для многих типов золотого оруденения. Выявленный во включениях простой набор широко распространенных рудных минералов – спутников золота обычен для золото-кварцевой формации. Кроме того, халькопирит и пирротин могут находиться в золотоносных скарнах, минералы Co, Ni указывают на возможную связь оруденения с породами повышенной основности, теллуриды и минералы Bi характерны для оруденения, связанного с интрузиями.

Преобладающим коренным источником золота рассматриваемых россыпей, скорее всего, является золото-кварцевое оруденение, приуроченное к породам камелинской свиты. Слабая проявленность в районе интрузивного магматизма не исключает, однако, и существования связанных с ним рудных источников золото-скарнового или золото-сульфидно-кварцевого типов, участвовавших в питании россыпей. Полученные данные пополняют информацию о золотом оруденении Кельбес-Золотокидатского района и важны для его прогнозирования.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Алабин Л.В., Калинин Ю.А.** Металлогения золота Кузнецкого Алатау. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1999. 237 с.
- Гаськов И.В.** Главные элементы-примеси самородного золота и связь их с условиями его образования на примере месторождений складчатых поясов Азии // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 9. С. 1359–1376.
- Гусев В.А., Нестеренко Г.В., Жмодик С.М., Белянин Д.К.** Два типа ассоциаций минералов платиновой группы в золотоносных россыпях северо-западной части Кузнецкого Алатау // Геосферные исследования. 2020. № 1. С. 19–32.
- Жмодик С.М., Нестеренко Г.В., Айрияц Е.В., Белянин Д.К., Колпаков В.В., Подлипский М.Ю., Карманов Н.С.** Минералы металлов платиновой группы (МПГ) из аллювия – индикаторы коренной минерализации // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 10. С. 1828–1860.
- Золотоносность кор выветривания Салаира** / Н.А. Росляков, Г.В. Нестеренко, Ю.А. Калинин, И.П. Васильев, А.И. Неволько, Н.В. Рослякова, С.Р. Осинцев, В.Г. Свиридов, В.В. Колпаков, Л.П. Бобошко. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1995. 170 с.
- Казаринов В.П.** Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М. : Гос. научн.-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1958. 324 с.
- Колпаков В.В., Неволько П.А., Фоминых П.А.** Типохимизм и минеральные ассоциации самородного золота коры выветривания Егорьевского рудно-россыпного района (северо-западный Салаир) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2020. № 2. С. 96–109.
- Куртигешев В.С., Бычков А.И., Шатилова Г.А., Скребков А.В., Ефремова Н.М.** Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Серия Кузбасская. Лист N-45-III (Кемерово) / под ред. А.Э. Изоха. СПб., 2001. 159 с.
- Наумов В.А., Осовецкий Б.М.** Ртутистое золото и амальгамы в мезозой-кайнозойских отложениях Вятско-Камской впадины // Литология и полезные ископаемые. 2013. № 3. С. 256–273.
- Нестеренко Г.В.** Прогноз золотого оруденения по россыпям. Новосибирск : Наука, 1991. 191 с.
- Нестеренко Г.В., Колпаков В.В.** Мелкое и тонкое золото в аллювиальных автохтонных россыпях юга Западной Сибири // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 10. С. 1009–1027.
- Нестеренко Г.В., Колпаков В.В.** Аллохтонное самородное золото в предгорном аллювии юга Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 5. С. 477–495.
- Николаева Л.А., Яблокова С.В.** Типоморфные особенности самородного золота и их использование при геологоразведочных работах // Руды и металлы. 2007. № 6. С. 41–57.
- Николаева Л.А., Некрасова А.Н., Миляев С.А., Яблокова С.В., Гаврилов А.М.** Геохимические особенности самородного золота месторождений различных рудно-формационных типов // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55, № 3. С. 203–213.
- Петровская Н.В.** Самородное золото. М. : Наука, 1973. 347 с.
- Петровский Д.В., Силаев В.И., Жарков В.А., Петровский В.А.** Самородное золото и его минералы-спутники в кайнозойских отложениях Предуралья Краевого прогиба // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54, № 6. С. 557–570.
- Платонов А.Н., Санин В.Н., Аввакумов А.Е.** Геологическое строение и золотоносность Кельбес-Золотокитатского района // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 36–46.
- Тимкин Т.В.** Эндогенная рудно-метасоматическая зональность Майско-Лебедского золоторудного поля // Известия Томского политехнического университета. 2012. Т. 320, № 1. С. 55–63.
- Торгунаков А.А., Аввакумов А.Е.** Комплексные месторождения Барзасской группы // Руды и металлы. 1998. № 2. С. 47–56.
- Черных А.И.** Нетрадиционные источники золота западной части Алтае-Саянской складчатой области // Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Удэ, 2004. С. 235–237.
- Щербаков Ю.Г.** Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск : Наука, 1974. 277 с.
- Щербаков Ю.Г., Рослякова Н.В., Колпаков В.В.** Федоровское месторождение золота и перспективы Южно-Сибирской рудной провинции // Геология и геофизика. 2003. № 10. С. 979–992.
- Charman R.J., Mortensen J.K., Crawford E.C., Lebarge W.** Microchemical studies of placer and lode gold in the Klondike District, Yukon, Canada: 1. evidence for a small, gold-rich, orogenic hydrothermal system in the Bonanza and Eldorado Creek area // Economic Geology. 2010. V. 105. P. 1369–1392.
- Stewart J., Kerr G., Prior D., Halfpenny A., Pearce M., Hough R., Craw D.** Low temperature recrystallization of alluvial gold in paleoplacer deposits // Ore geology reviews. 2017. V. 88. P. 43–56.

Авторы:

Колпаков Владислав Владимирович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория рудообразующих систем, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: vladk@igm.nsc.ru

Нестеренко Глеб Васильевич, доктор геолого-минералогических наук, ведущий инженер, лаборатория геохимии благородных и редких элементов, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: nesterenko@igm.nsc.ru

Неволько Петр Александрович, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория рудообразующих систем, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН; старший преподаватель, кафедра петрографии и геологии рудных месторождений, геолого-геофизический факультет, Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия.

E-mail: nevolko@igm.nsc.ru

Жмодик Сергей Михайлович, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, лаборатория геохимии благородных и редких элементов, Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН; главный научный сотрудник,

лаборатория корреляции геологических процессов, геолого-геофизический факультет, Новосибирский Государственный университет, Новосибирск, Россия.
E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2021, 3, 42–55. DOI: 10.17223/25421379/20/3

V.V. Kolpakov¹, G.V. Nesterenko¹, P.A. Nevolko^{1,2}, S.M. Zhmodik^{1,2}

¹ V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia

² Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL CHARACTERISTIC AND THE POTENTIAL ORE SOURCES OF PLACER NATIVE GOLD IN KELBES-ZOLOTOKITAT REGION (NORTH KUZNETSK ALATAU)

In Kelbes-Zolotokitat region widespread autochthonous and allochthonous placers of native gold. Some of them are still being worked off. At the same time, the gold ore mineralization is poorly studied, and there is no data on ore gold. The intermediate source of alluvial placers is the gold-bearing Cretaceous weathering crust, so the native gold in the placers is hypergenically transformed. However, the main features of its endogenous chemical composition are preserved. The article presents new data on the chemical composition of native gold from autochthonous and allochthonous placers in the region and, for the first time, on minerals, founded as microinclusions in native gold grains.

The purpose of the study was to identify the typomorphic properties and mineral associations of native gold from placers, and to predict the primary ore sources of gold, which is important for gold placer areas. The objects of the study were 7 autochthonous alluvial placers, located near primary ore sources and 2 allochthonous placers of near transport. For comparison, data on native gold from allochthonous deposits of distant transport (in the adjacent territory of the West Siberian lowland) and eluvial-deluvial placer closely related to the Olginsky Au-Cu-skarn Deposit are presented. Methods of optical and electron microscopy and microprobe analysis were used to study native gold.

Native gold in autochthonous placers is quite large and has a fineness of mostly more than 850 ‰. Of the impurity elements, other than silver, it often contains a small amount of mercury. The Association of minerals-microinclusions in gold is quite simple; pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite, and Galena, which are typical for gold mineralization, predominate. Rarely occur in inclusions of pyrrhotite, cobaltite, gersdorffite, tellurides, and sphalerite. These features are typical for the mineralization of the gold-quartz formation. In addition, chalcopyrite and pyrrhotite are common for gold-bearing skarns. Co and Ni minerals indicate a possible connection of mineralization with rocks of increased basicity, tellurides and Bi minerals are characteristic of intrusions-related mineralization.

The gold particles in allochthonous placers is smaller, flattened and rounded, their fineness is also high, and the degree of hypergenic chemogenic transformation is higher than in autochthonous placers. Microinclusions of minerals in native gold of allochthonous placers more remote from their ore sources have not been studied.

The ore sources of gold placers in the area are associated with metamorphosed in the green shale facies, broken volcanogenic and sedimentary rocks of the kamzhelinsky formation (R₃-C₁). Known gold ore sources are represented by small vein and stockwork zones. They belong to the gold-sulfide-quartz type and do not show a clear spatial relationship with intrusions, with the exception of dikes of the main composition, which rocks of the kamzhelinsky formation are saturated. In General, Intrusive magmatism in the area is weak. Gold-sulfide-quartz deposits of the Kuznetsk Alatau (Berikul Group, Zentralnoye, Komsomolskoye, etc.), on the contrary, are localized in intrusions or in significantly volcanogenic strata. Mineralization is characterized by a significantly more variegated mineral composition and lower gold fineness than in gold-quartz deposits.

The predominant ore source of gold in the studied placers is most likely gold-quartz mineralization associated with the rocks of the kamzhelinsky formation. The weak occurrence of Intrusive magmatism in the area does not exclude, however, the existence of associated ore sources of gold-skarn or gold-sulfide-quartz types that participated in the feeding of placers. The obtained data contribute to the information about the gold mineralization in Kelbes-Zolotokitat region and important for its prediction.

Keywords: native gold, placers of gold, ore sources of gold, Kuznetsk Alatau

References

- Alabin L.V., Kalinin Yu. A. *Metallogeniya zolota Kuznetskogo Alatau* [Metallogeny of gold in Kuznetsk Alatau]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN. 1999. 237 p. In Russian
- Gas'kov I.V. Major impurity elements in native gold and their association with gold mineralization settings in deposits of Asian folded areas // *Russian Geology and Geophysics*. 2017. V. 58 (9). pp. 1080–1092.
- Gusev V.A., Nesterenko G.V., Zhmodik S.M., Belyanin D.K. Two types of platinum group minerals assemblages from the gold-bearing placers of Northwest Kuznetsk Alatau // *Geosphere Research*. 2020. No 1. pp. 19–32. In Russian
- Zhmodik S.M., Nesterenko G.V., Airiyants E.V., Belyanin D.K., Kolpakov V.V., Podlipsky M.Y., Karmanov N.S. Alluvial platinum-group minerals as indicators of primary PGE mineralization (placers of southern Siberia) // *Russian Geology and Geophysics*. 2016. V. 57 (10). pp. 1437–1464.
- Zolotonosnost kor vyvetrivaniya Salaira* [The gold-bearing weathering crusts of Salair] / N.A. Roslyakov, G.V. Nesterenko, Yu.A. Kalinin, I.P. Vasiljev, A.I. Nevolko, N.V. Roslyakova, S.R. Osintsev, V.G. Sviridov, V.V. Kolpakov, L.P. Boboshko. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN. 1995. 170 p. In Russian
- Kazarinov V.P. *Mezozoiskije i kainozoiskije otlogenija Zapadnoi Sibiri* [Mesozoic and Cenozoic deposits of Western Siberia]. Moscow: Izd-vo nef'tjanoi i gorno-toplivnoi literatury. 1958. 324 p. In Russian
- Kolpakov V.V., Nevolko P.A., Fominykh P.A. *Typochimizm i mineralnye assotiazii samorodnogo zolota kory vyvetrivaniya Egor'evskogo rudno-rossypnogo raiona (severo-sapadnyi Salair)* [Typochemistry and mineral Associations of Native Gold of the weathering Crust in Egor'yevsky ore-placer Region (North-Western Salair)] // *Geologija i Mineral'no-Syrjevyje Resursy Sibiri*. 2020. No 2. pp. 96–109. In Russian

Kurtigeshev V.S., Bychkov A.I., Shatilova G.A., Skrebkov A.V., Efremova N.M. *Ob'yasnitel'naya zapiska k gosudarstvennoy geologicheskoy karte Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1:200 000. Izdaniye vtoroye. Seriya Kuzbasskaya. List N-45-III (Kemerovo)* [Explanatory note to the state geological map of the Russian Federation on a scale of 1: 200 000. Second edition. Series Kuzbass. Sheet N-45-III (Kemerovo)] / ed. by A.Je. Izokh. St. Petersburg, 2001. 159 p. In Russian

Naumov V.A., Osovetsky B.M. Mercuriferous gold and amalgams in Mesozoic-Cenozoic rocks of the Vyatka-Kama depression // *Lithology and Mineral Resources*. 2013. V. 48 (3). pp. 237–253.

Nesterenko G.V. *Prognoz zolotogo orudneniya po rossyptom (na primere rayonov yuga Sibiri)* [Prognosis of Gold Mineralization based on Placers] // Novosibirsk: Nauka, 1991. 191 p. In Russian

Nesterenko G.V., Kolpakov V.V. Fine gold particles and gold dust in alluvial autochthonous placers in Southern West Siberia // *Russian Geology and Geophysics*. 2007. V. 48 (10). pp. 783–798.

Nesterenko G.V., Kolpakov V.V. Allochthonous native gold in piedmont alluvium in the southern West Siberia // *Lithology and Mineral Resources*. 2010. V. 45 (5). pp. 425–442.

Nikolaeva L.A., Yablokova S.V. *Tipomorfnye osobennosti samorodnogo zolota I ih ispolzovanie pri geologo-razvedochnykh rabotakh* [Typomorphic features of native gold and their use in geological exploration] // *Rudy i metally*. 2007. (6). pp. 41–57. In Russian

Nikolaeva L.A., Nekrasova A.N., Milyaev S.A., Yablokova S.V., Gavrilov A.M. Geochemistry of native gold from Deposits of various types // *Geology of Ore Deposits*. 2013. 55 (3). pp. 176–184.

Petrovskaya N.V. *Samorodnoe zoloto* [Native Gold]. Moscow: Nauka. 1973. 347 p. In Russian

Petrovsky D.V., Silaev V.I., Zharkov V.A., Petrovsky V.A. Native gold and comparison minerals in the Cenozoic sediments of the Ural foredeep // *Geology of Ore Deposits*. V. 54 (6). 2012. pp. 474–486.

Platonov A.N., Sanin V.N., Avvakumov A.E. *Geologicheskoye stroeniye i zolotonosnost' Kel'bec-Zolotokitatskogo rayona* [Geological Structure and Gold Potential of the Kel'bes-Zolotokitatsk Region] // *Rudy i Metally*. 1998. No 2. pp. 36–46. In Russian

Timkin T.V. *Endogennaya rudno-metasomaticheskaya zonalnost' Maisko-Lebedskogo zolotorudnogo polya* [Endogenous ore-metasomatic zonalinity in Maysk-Lebedsky gold field] // *Izvestiya Tomskogo politehnicheskogo universiteta*. 2012. V. 320 (1). pp. 55–63. In Russian

Torgunakov A.A., Avvakumov A.E. *Kompleksnyye mestorogdeniya Barzasskoi gruppy* [Complex deposits of the Barzas group] // *Rudy i Metally*. 1998. No 2. pp. 47–56. In Russian

Tchernykh A.I. *Netraditsionnye istochniki zolota zapadnoi tchasti Altae-Sayanskoi skladchatoi oblasti* [Unconventional sources of gold in the Western part of the Altai-Sayan folded region] // *Zoloto Sibiri i Dal'nego Vostoka; geologiya, geokhimiya, tekhnologiya, ekonomika, ekologiya*. Ulan-Ude. 2004. pp. 235–237. In Russian

Scherbakov Yu.G. *Geokhimiya solotorudnykh mestorogdenii v Kuznetskom Alatau i Gornom Altae* [Geochemistry of gold deposits in the Kuznetsk Alatau and the Gorny Altai]. Novosibirsk: Nauka. 1974. 277 p. In Russian

Scherbakov Yu.G., Roslyakova N.V., Kolpakov V.V. *Fedorovskoe mestorogdenie zolota I perspektivy yugno-Sibirskoi rudnoi provincii* [Fedorovskoe gold Deposit and prospects of the South Siberian ore province] // *Geologiya i geofizika*. 2003. No 10. pp. 979–992. In Russian

Chapman R.J., Mortensen J.K., Crawford E.C., Lebarge W. Microchemical studies of placer and lode gold in the Klondike District, Yukon, Canada: 1. evidence for a small, gold-rich, orogenic hydrothermal system in the Bonanza and Eldorado Creek area // *Economic Geology*. 2010. V. 105. pp. 1369–1392.

Stewart J., Kerr G., Prior D., Halfpenny A., Pearce M., Hough R., Craw D. Low temperature recrystallization of alluvial gold in paleoplacer deposits // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 88. pp. 43–56.

Author's:

Kolpakov Vladislav V., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, laboratory of ore-forming systems, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: vladk@igm.nsc.ru

Nesterenko Gleb V., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Lead Engineer, Laboratory of noble and rare elements geochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia.

E-mail: nesterenko@igm.nsc.ru

Nevolko Petr A., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, laboratory of ore-forming systems, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS; Senior Lecturer, Section of Petrography and Ore Deposits Geology, Department of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.

E-mail: nevolko@igm.nsc.ru

Zhmodik Sergey M., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Chief Researcher, Laboratory of noble and rare elements geochemistry, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS; Chief Researcher, Geological Processes Correlation Laboratory, Department of Geology and Geophysics, Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia.

E-mail: zhmodik@igm.nsc.ru

УДК 553.86+539.219.1+553.2+552.321.6

МИНЕРАЛОГИЯ ТВЕРДОФАЗНЫХ МИКРОВКЛЮЧЕНИЙ В ЦИРКОНАХ ИЗ РЕСТИТОГЕННЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ ШАМАНСКОГО МАССИВА (ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИХ U-Pb ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ



Ф.П. Леснов, В.Н. Королюк

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

Изучен фазовый состав микровключений, обнаруженных в цирконах из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (кварц, слюда, хлорит, кальцит, плагиоклаз, рутил, ксенотим). Все зерна цирконов, которые характеризуются округленной формой, шероховатой поверхностью, микротрещиноватостью, низкой интенсивностью катодолюминесцентного свечения, нарушенной осцилляторной зональностью, а также значительными вариациями изотопного возраста (3050–502 млн лет), рассматриваются в качестве реликтовой фазы. Минералы из микровключений были образованы при инфильтрации флюидов, привнесивших в зерна циркона редкоземельные элементы, U, Th и др. Предполагается, что это обусловило геохимическую неоднородность цирконов, а также нарушило изначальный баланс U и радиогенных изотопов Pb, что стало одной из причин их полихронности.

Ключевые слова: циркон, микровключения, эпигенетические минералы, реститогенные ультрамафиты, Шаманский массив, Восточное Забайкалье

Введение

Циркон является одним из сравнительно мало распространенных, но весьма информативных акцессорных минералов как магматических, так и метаморфических и осадочных пород. Сведения о морфологии, структуре, макро- и микроэлементном составе и различных дефектах кристаллов циркона представляют интерес при проведении их U-Pb изотопного датирования. К числу дефектов кристаллов циркона, присутствие которых необходимо учитывать при их датировании, относятся микровключения различных минералов.

В последние десятилетия U-Pb изотопным методом, наряду с цирконами из магматических пород кислого и среднего состава, в ограниченном количестве были продатированы цирконы и из пород мафит-ультрамафитового состава. Среди последних были выделены четыре генетических типа: реликтовый, ксеногенный, сингенетический и эпигенетический [Леснов, 2015]. Цирконы из первых двух типов очень часто имеют округленную форму, пониженную интенсивность катодолюминесцентного свечения до полного его отсутствия, нарушенную осцилляторную зональность, геохимическую неоднородность, иногда содержат микровключения различных минералов, а также отличаются очень широкими вариациями изотопного возраста. Полихронность была выявлена не только в цирконах из разных пород изучаемых массивов, но и в отдельных их образцах. Причины, которыми были обусловлены указанные особенности цирконов из мафит-ультрамафитовых массивов, особенно их полихронность и присутствие микровключений различных минералов, пока остаются недостаточно изученными.

чений различных минералов, пока остаются недостаточно изученными.

Состояние изученности проблемы

К настоящему времени получены ограниченные данные, касающиеся распространенности, морфологии, минерального состава и условий образования микровключений минералов в кристаллах цирконов из магматических пород. Это связано, главным образом, с ограниченной распространенностью как самих цирконов, так и находящихся в них микровключений, которые обычно имеют субмикроскопические размеры.

Приведем несколько примеров, касающихся этого вопроса. В цирконах из гранитных пегматитов Северной Карелии были описаны многочисленные микровключения ксенотима и оксида урана размером менее 5 мкм [Ляпина, Юдинцев, 1999]. В цирконах из эклогитов Кагханской долины (Пакистан) были изучены микровключения мусковита, биотита, альбита и кварца [Rehman et al., 2013]. При исследованиях цирконов из сиенитов Великовыковского сиенитового массива (Украинский щит) А.А. Кульчицкая и соавт. [2019] обнаружили в них микровключения фторapatита, калишпата, альбита, кварца, халькопирита, REE-карбонатов, фторбритолита-(Ce), монацита-(Ce), а также микровключения алюминий-железистой силикатной фазы. В цирконах из щелочных и мафитовых пород Эльетозерского комплекса (Северная Карелия) были встречены микровключения торита, барита, иттриалита и ряда других минералов [Шарков и др., 2015].

По заключению этих авторов исследованные ими цирконы подверглись воздействию жидкостей (?), содержащих примеси F, Th, Y, U, Nb, Ta, Ba, Fe, Ti и Ca.

В редких случаях микровключения были обнаружены в цирконах из пород мафит-ультрамафитовых комплексов. Так, в работе [Ибрагимов и др., 2015] описаны единичные микровключения кварца, находившиеся в микротрещине зерна циркона из дунитов ультрамафитового массива Инагли. Н.С. Бортников и соавт. [2008] представили данные о микровключениях пироксенов и плагиоклаза из зерен циркона, найденных в габброидах, образцы которых были драгированы во впадине Маркова (Срединно-Атлантический хребет). Л.Я. Аранович и соавт. [2020] описали микровключения ксенотима, а также оксидов и силикатов U и Th в преобразованных под воздействием высокотемпературных флюидов цирконах из образцов габброидов, драгированных в Срединно-Атлантическом хребте. В цирконах из габбро-диоритов, диоритов и кварцевых диоритов из Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) микровключения были представлены кальцитом, калишпатом, альбитом, кварцем, слюдой, гроссуляром, сидеритом и оксидом железа [Леснов, Королюк, 2019].

Актуальность исследований состава и других свойств минералов из микровключений в цирконах из пород мафит-ультрамафитовых массивов обусловлена, прежде всего, необходимостью выяснения того, в какой мере процессы образования микровключений могли нарушить баланс U и Pb в зернах реликтовых, а также ксеногенных цирконов и тем самым обусловить часто наблюдаемые в них широкие вариации изотопного возраста.

Постановка задачи

В предлагаемой статье на примере полихронных реликтовых цирконов из релитогенных ультрамафитов Шаманского массива основное внимание уделено вопросам морфологии, минерального состава и возможных условий образования, обнаруженных в них микровключений различных минералов, а также вопросу о том, в какой мере образование этих микровключений могло повлиять на геохимическую неоднородность цирконов и послужить причиной широких вариаций их изотопного возраста. Необходимость в постановке таких исследований связана, во-первых, с тем, что, как было отмечено выше, микровключения в цирконах из пород ультрамафитового состава пока недостаточно изучены; во-вторых, с тем, что при U-Pb изотопном датировании цирконов из Шаманского массива [Леснов, 2015], как, впрочем, и из многих других подобных ему массивов, было установлено, что значения возраста реликто-

вых цирконов в них варьируют в очень широких пределах, причины чего остаются невыясненными. Так, например, для цирконов из дунитов Сахаринского и Восточно-Хабаринского массивов (Урал) получены значения в интервале 2808–374 млн лет [Ферштатер и др., 2009]; из дунитов Нижнетагильского массива (Урал) – 2852–585 млн лет [Малич и др., 2009]; из дунитов Кондерского массива (Алданский щит) – 2473–143 млн лет [Баданина, Малич, 2012]; из дунитов, гарцбургитов и метабазитов массива Баекдонг (Южная Корея) – 2522–856 млн лет [Oh et al., 2012]; из ультрамафитов и габброидов Срединно-Атлантического хребта – 2715–420 млн лет [Сколотнев и др., 2009]; из ультрамафитов и габброидов Березовского массива (о. Сахалин) – 3100–65 млн лет [Леснов и др., 2010; Леснов, 2015]; из ультрамафитов и габброидов Шикотанского массива (Курильские острова) – 2775–63 млн лет [Объяснительная записка..., 2006].

Ю.А. Костицын и др. [2015] представили данные о результатах U-Pb изотопного датирования цирконов из образцов ультрамафитов и габброидов, драгированных в пределах Срединно-Атлантического хребта. Они показали, что эти цирконы характеризуются широкими вариациями возраста, а также отличаются по условиям образования. Они также подчеркнули, что цирконы очень устойчивы в коровых магматических процессах, особенно при пониженной активности щелочей, однако при попадании в условия температур верхней мантии (1 300–1 500 °C) очень быстро диффузионным путем теряют радиогенный свинец. В итоге Ю.А. Костицын с соавт. пришли к выводу о том, что «омоложение» цирконов может быть обусловлено, главным образом, термическим воздействием на них, а также тем, что инородный, захваченный циркон в расплавах основного и ультраосновного состава должен растворяться, при этом его находки в таких породах, скорее всего, указывают на отсутствие равновесия.

Вопросы полихронности цирконов из ультрамафитов и габброидов, в том числе природа содержащихся среди них зерен с аномально высокими значениями возраста, обсуждались нами на примере их кристаллов из полигенного Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) [Леснов, 2015], а также Шаманского ультрамафитового массива [Леснов, 2018а, б; Леснов, 2019а, б; Леснов и др., 2010]. Исследования цирконов из пород Березовского массива показали, что значительные вариации их U-Pb изотопного возраста (3049–502 млн лет) могли быть обусловлены, по меньшей мере, двумя факторами: а) неравномерным «омоложением» U-Pb изотопных систем цирконов из релитогенных ультрамафитов в результате термического воздействия при частичном плавлении верхнемантийного протолита; б) заведомо более поздней кристаллизацией

цирконов из ортомагматических габброидов, интрузив которых прорвал ультрамафитовую протрузию. Также было показано, что цирконы из ультрамафитов и габброидов этого массива в той или иной мере отличаются не только по изотопному возрасту, но и по морфологии и оптическим свойствам зерен, что свидетельствует об их гетерогенности. При этом цирконы из реститогенных ультрамафитов (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты) и из гибридных ультрамафитов (верлиты, пироксениты), обычно имеющие округленную форму и шероховатую поверхность, рассматривались в качестве реликтовой фазы. В свою очередь, цирконы из гибридных габброидов (оливиновые габброиды, троктолиты) рассматривались в качестве ксеногенной фазы, захваченной мафитовыми расплавами при просачивании сквозь реститогенные ультрамафиты.

При постановке задачи для данного исследования на примере реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива предполагалось выявить дополнительные свидетельства причинно-следственных связей между процессами образования минеральных микровключений в зернах циркона и свойственными этому минералу геохимической неоднородностью и полихронностью.

Геологическое строение Шаманского массива

Шаманский ультрамафитовый массив, в цирконах из которого были обнаружены и исследованы микровключения ряда минералов, расположен на правом берегу р. Витим ($55^{\circ}81'39''$ с.ш., $111^{\circ}09'17''$ в.д.). Он входит в состав восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса [Леснов и др., 2016]. Массив представляет собой удлиненную в север-северо-западном направлении субвертикальную протрузию, линзовидное тело которой размером 6×25 км обнажается на площади порядка 110 км^2 . С вмещающими метаморфическими образованиями архей-протерозойского возраста массив граничит вдоль круто наклоненных навстречу друг другу разломов. У его западного тектонического контакта обнажаются мраморы и микросланцы муйской серии (нижний протерозой), у восточного тектонического контакта – метапесчаники, метаалевропесчаники, метаконгломераты и мраморизованные известняки самодуровской серии (средний–верхний рифей) [Долгушин и др., 2019]. Массив сложен в различной мере серпентинизированными гарцбургитами и подчиненными им дунитами. Петроструктурным методом в ультрамафитах массива и слагающих их оливинах были выявлены свидетельства пластического деформирования [Пугачева, 1988; Гончаренко, 1989], а также концентрическая динамометаморфическая зональность [Пугачева, 1996; Чернышов, 1999]. На незначи-

тельном удалении к востоку от массива обнажаются интрузивы габброидов и гранитоидов.

Этот массив относится к числу потенциально хромитоносных объектов. В его пределах выделены три разобщенных участка вкрапленно-прожилковой хромитовой минерализации: Северо-Шаманский, Центральный и Южно-Шаманский. Хромовое оруденение относится к типу сложных жилообразных залежей (жилы, столбы, линзы, гнезда). Оруденение характеризуется значительными вариациями морфоструктурных параметров, а также изменчивостью содержания хромшпинели – от низкого до среднего [Лоскутов, Асосков, 2010; Долгушин и др., 2019; Чернышов и др., 2020].

Материалы и методы исследований

Цирконы. Из композитной пробы образцов гарцбургитов и дунитов массой около 4 кг было выделено 31 зерно циркона, их преобладающий размер составил 100–150 мкм [Леснов, 2018а, б; Леснов, 2019а, б]. Все зерна характеризуются округленной в результате резорбирования формой и шероховатой поверхностью (рис. 1).

В большинстве случаев они имели очень низкую интенсивность катодолюминесцентного свечения до полного его отсутствия, а также нерегулярную осцилляционную зональность. Значения изотопного возраста цирконов изменяются в интервале 3049–502 млн лет. По результатам исследования Lu-Hf изотопной системы этих цирконов установлено, что стандартные отклонения значений параметра $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ в них увеличиваются в ряду от их наиболее древних зерен к наиболее молодым, причем значение этого параметра в наиболее древнем зерне циркона (3049 млн лет) почти соответствует его значению для универсального хондритового резервуара (CHUR) [Леснов и др., 2019].

Изотопный возраст цирконов определен U-Pb методом (SIMS, SHRIMP II) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по опубликованной методике [Schuth et al., 2012]. Расчеты проведены на основе значений параметра $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, по [Леснов, 2018б].

Микровключения минералов. Изучение минералов из микровключений в цирконах из ультрамафитового массива выполнено в Институте геологии и минералогии (г. Новосибирск) методом электронно-зондового микроанализа и растровой электронной микроскопии на микроанализаторе JEOL JXA-8100 (Центр коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН). На начальном этапе исследований плоскости срезов зерен циркона просматривали в режиме COMPOSITION, при котором изображение в обратно рассеянных электронах отражает фазовый состав микровключения на поверхности образца.

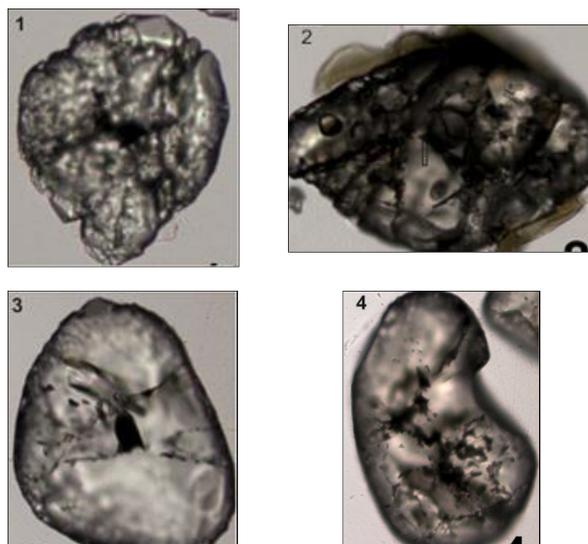


Рис. 1. Морфология представительных зерен циркона, их номера, изотопный возраст и названия минералов из микровключений, которые в них обнаружены

1 – зерно 03(14), 2350 млн лет (кварц); 2 – зерно 02(19), 1741 млн лет (биотит и кварц); 3 – зерно 02(16), 607 млн лет (кальцит); 4 – зерно 03(6) 602 млн лет (андезин). $\times 900$

Fig. 1. Morphology of representative zircon grains, their numbers, isotopic ages and names of minerals from microinclusions that were found in them

1 – grain 03(14), 2350 Ma (quartz); 2 – grain 02(19), 1741 Ma (biotite and quartz); 3 – grain 02(16), 607 Ma (calcite); 4 – grain 03(6) 602 Ma (andesine). $\times 900$

При этих наблюдениях фиксировались координаты тех микровключений, вскрытый минимальный размер которых превышал 1–2 мкм, поскольку, начиная с этого размера, появлялась возможность определять химический состав и идентифицировать минеральную фазу с достаточной точностью. Отметим, что размеры большинства обнаруженных микровключений находились в интервале 2–10 мкм. Затем положение места проведения микроанализа уточняли при наблюдениях в режиме растрового микроскопа с соблюдением таких условий, при которых видимая поверхность изучаемой фазы в наибольшей мере попадала в область возбуждения рентгеновского излучения. После этого при увеличении в 300 тыс. проводили измерения интенсивностей, так что анализ микровключения осуществлялся практически в «точке».

Такой прием позволил избежать некоторого смещения электронного зонда, которое возникало при переходе от просмотрового режима к точечному. Анализ проводили при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 30–50 нА. Он выполнялся по «силикатной» схеме, включающей определение концентраций Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K и Sr. Добавим, что анализ микровключений ксенотима осуществлен по специально подобранной схеме. Пересчет измеренных интенсивностей в содержание окислов проведен методом ZAF из программного

обеспечения микроанализатора. При расчете состава водных минералов и кальцита учитывалось присутствие в них H_2O и CO_2 соответственно. В качестве образцов сравнения (стандартов) использованы кристаллы ряда природных фаз (альбит, ортоклаз, диопсид, гранаты различного состава), а также Ti-содержащее синтетическое стекло состава диопсида.

Результаты исследований минералов из микровключений

По результатам 68 анализов определен химический состав минералов из микровключений в 20 представительных зернах циркона (табл. 1), причем для 14 зерен определен их U-Pb изотопный возраст (табл. 2).

В большинстве случаев микровключения располагались как во внутренних, так и во внешних зонах зерен циркона. Они имели субизометричную, прожилковидную или неправильную форму. Иногда наблюдались линейно-струйчатые скопления нескольких микровключений. Отдельные микровключения представляли собой эпитактические сростки, расположенные у округленной поверхности зерен циркона.

Характер расположения микровключений в зернах циркона, а также их морфология отражены на микрофотографиях представительных зерен (рис. 2). В проанализированных микровключениях в зернах

исследованных цирконов были диагностированы следующие минералы (в скобках – частота встречаемости в % к количеству проанализированных микровключений): кварц (52,3), слюда (15,2), хлорит (13), кальцит (6,6), плагиоклаз (4,3), рутил (4,3), ксенотим (4,3). В отдельно взятом зерне циркона чаще всего присутствовал какой-то один минерал, реже – от 2 до 6. Рассмотрим некоторые особенности распространения, морфологии и химического состава отдельных минералов.

Кварц. Он присутствовал примерно в 40 микровключениях, которые находились на разных участках среза зерен циркона и имели удлиненную,

прожилковидную, субизометричную или неправильную форму и неровные края. Размер большинства из них не превышал 10 мкм; единичные микровключения, образующие эпитактические сростки с округленной поверхностью зерен циркона, достигали 100 мкм в поперечнике. В некоторых зернах циркона кварц присутствовал в виде нескольких субпараллельных прожилков, по-видимому, «залечивших» образованные при хрупких деформациях микротрещины в зерне минерала-хозяина. В одном из зерен циркона микровключения кварца соседствовали с микровключениями слюды, хлорита, рутила и ксенотима.

Таблица 1
Химический состав минералов из микровключений в представительных зернах циркона, мас. %

Table 1

Chemical composition of minerals from microinclusions in representative zircon grains, wt. %

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	H ₂ O _{теор}	Сумма	–
П.о.	0,03	0,01	0,02	0,01	0,009	0,03	0,09	0,04	0,006	0,01	–	–	–
<i>Слюда</i>													F [#] , %
02(19-36)	36,65	3,09	13,96	20,22	0,088	10,58	< П.о.	0,27	9,19	< П.о.	4,5	98,55	51,7
02(19-3a)	37,08	3,25	14,30	20,85	0,113	11,03	< П.о.	0,15	9,31	< П.о.	4,5	100,58	51,5
<i>Хлорит</i>													F [#] , %
02(8-1)	26,78	0,06	22,26	14,13	0,053	23,31	< П.о.	0,11	< П.о.	0,07	12	98,77	25,3
03(5-2)	29,05	0,07	22,03	14,66	0,056	22,86	< П.о.	< П.о.	< П.о.	< П.о.	12	100,73	26,5
03(5-3)	29,89	0,06	20,31	16,96	0,055	19,37	0,09	< П.о.	0,016	0,05	12	98,80	32,9
<i>Плагиоклаз</i>													Ab, %
02(2-3)	56,89	< П.о.	23,38	0,068	< П.о.	0,05	7,11	7,32	0,17	0,02	–	–	64,4
03(6-1)	56,66	0,06	23,49	0,049	< П.о.	< П.о.	7,02	7,12	0,057	< П.о.	–	–	64,5

Примечание. F[#], % = 100 × Fe/(Fe+Mg) – формульные единицы. Ab, % = Na / (Na + K + Ca) – формульные единицы. < П.о. – содержание компонента ниже пределы его обнаружения для одностороннего 1σ-критерия (статистическая достоверность обнаружения 84 %). Содержания H₂O приведены исходя из теоретических формул минералов

Note. F[#], % = 100 × Fe/(Fe+Mg) – formula units. Ab, % = Na / (Na + K + Ca) – formula units. < П.о. – the content of the component is below the limits of its detection for the one-sided 1σ-test (statistical reliability of detection is 84 %). The contents of H₂O are given based on the theoretical formulas of minerals.

Таблица 2
Минеральный состав микровключений из представительных зерен циркона и их U-Pb изотопный возраст

Table 2

Mineral composition of microinclusions from representative zircon grains and their U-Pb isotopic age

Номер зерна	Минералы, слагающие микровключения	Возраст, млн лет
02(5.1)	Кварц, кальцит, флогопит, ксенотим	3049
03(14.1)	Кварц	2881
02(12.1)	Кварц, флогопит, хлорит	2726
03(11.1)	Кварц	2426
02(8.1)	Кварц, флогопит, хлорит	2370
03(5.1)	Хлорит	2068
03(8.1)	Кварц	1878
02(19.1)	Кварц, биотит	1736
02(16.1)	Кальцит	640
03(1.1)	Кварц	623
03(6.1)	Андезин	619
03(9.1)	Кварц	612
02(15.1)	Кварц	596
02(14.1)	Кварц	502

Примечание. Изотопный возраст рассчитан на основе значений параметра ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, по [Леснов, 2018б].

Note. The isotopic age was calculated based on the values of the ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb parameter, after [Lesnov, 2018b].

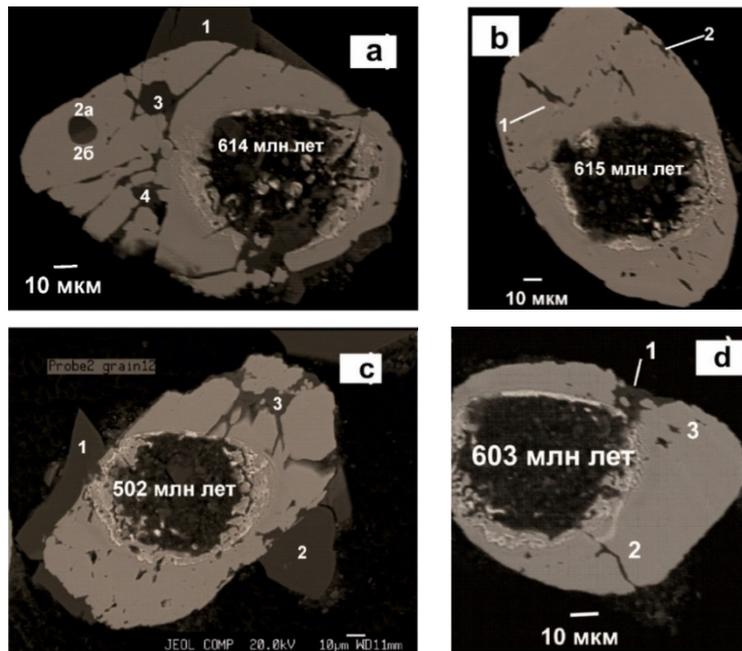


Рис. 2. Морфология представительных зерен циркона с микровключениями. В центре зерен циркона находятся кратеры, возникшие при U-Pb изотопном датировании, а также полученные при этом значения изотопного возраста

Названия минералов из микровключений и номера их анализов (по данным табл. 2): а – зерно 02(19-1) (1 и 2а – кварц, 2б – биотит, 3 и 4 – кварц); б – зерно 02(3-4) (1 – кварц, 2 – биотит); с – зерно 02(14) (1, 2, 3 – кварц); d – зерно 02(9-1) (1 – кварц, 2 – жилка кварца, 3 – биотит)

Fig. 2. Morphology of representative zircon grains with microinclusions. In the center of zircon grains, there are craters formed during U-Pb isotopic dating, as well as the obtained values of isotopic ages

The names of minerals from microinclusions and their analysis numbers are given (according to Table 2): a – grain 02(19) (1 and 2a – quartz, 2b – biotite, 3 and 4 – quartz); b – grain 02(3) (1 – quartz, 2 – biotite); c – grain 02(14) (1, 2, 3 – quartz); d – grain 02(9) (1 – quartz, 2 – quartz vein, 3 – biotite)

Слюда. Ее микровключения, встречаясь намного реже, чем микровключения кварца, располагались на разных участках среза зерен циркона и имели размер 5–15 мкм, субизометричную или неправильную форму, а также извилистые края. В одном случае наблюдался эпитактический сросток слюды с округленной поверхностью зерна циркона. Содержание K_2O в слюде несколько превышало 9 мас. %, что позволяло отличить ее выделения от выделений хлорита.

Хлорит. Микровключения этого минерала располагались преимущественно на внешних участках срезов зерен циркона, имея линзовидную, прожилковидную или неправильную форму. Их размер в большинстве случаев не превышал 10 мкм. Несмотря на внешнее сходство с выделениями слюды, выделения хлорита отчетливо отличались от них не только по содержанию K_2O , но и по содержаниям SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO и $FeO_{общ.}$. Значение параметра $F^\#$ в хлоритах находилось в интервале 25,3–37,5 %, что меньше, чем в слюдах.

Кальцит. Его микровключения также располагались по всей площади срезов зерен циркона. Минерал

диагностирован на основании присутствия в нем очень высоких концентраций CaO при отсутствии других компонентов из «силикатной» схемы микроанализа. При этом диагностика этой фазы по рентгеновскому спектру показала отсутствие в ней фосфора, что позволило исключить принадлежность ее к апатиту. Одно из микровключений кальцита размером около 10 мкм, содержавшее CaO в количестве 58,5 мас. %, имело субизометричную форму и извилистые очертания. Оно было окружено каймой ксенотима шириной около 1 мкм. В другом зерне циркона микровключения кальцита были представлены двумя короткопризматическими кристаллами размером около 10 мкм, в которых содержание CaO составило 61,2 и 61,3 мас. %, при этом в них отсутствовала примесь других компонентов.

Плагиоклаз. Микровключения этой фазы, располагавшиеся во внутренней части двух зерен циркона, имели субизометричную и линзовидную форму при размере менее 10 мкм. Содержание альбитового минерала (Ab) в обоих микровключениях составило 64,6 %, что позволило определить минерал как андезин.

Рутил. Его микровключения размером около 10 мкм, обнаруженные в двух зернах циркона и имевшие треугольное сечение, располагались в виде эпитактических сростков в контакте с округленной поверхностью зерен циркона.

Ксенотим. Микровключения этого минерала встречены в двух зернах циркона. В одном случае он слагал узкую кайму, окружавшую микровключения кварца и кальцита. В другом случае призматические микрокристаллы ксенотима длиной около 15 мкм располагались в микротрещине на периферии зерна циркона, причем одной из своих торцевых граней они контактировали с эпитактическим сростком рутила. Ксенотим был диагностирован на том основании, что согласно его рентгеновским спектрам он содержал Y_2O_3 (29–37 мас. %) и P_2O_5 (23–29 мас. %).

Таковы основные особенности минералов, слагающие микровключения в зернах циркона. Как можно видеть, все эти минералы, прежде всего кварц, являются эпигенетическими фазами, не имеющими прямого отношения к реститогенным ультрамафитам.

Обсуждение результатов исследований

Результаты выполненных исследований микровключений из реликтовых цирконов, обнаруженных в реститогенных ультрамафитах Шаманского массива, а также опубликованные ограниченные материалы по микровключениям из других объектов свидетельствуют о том, что присутствие разнообразных по минеральному составу микровключений в цирконах – достаточно распространенное явление. Как следует из представленных выше данных, в цирконах из ультрамафитов Шаманского массива микровключения чаще всего представлены кварцем, намного реже – слюдой, хлоритом, плагиоклазом (андезином), кальцитом, рутилом и ксенотимом. Для сравнения укажем, что во многом похожие по минеральному составу ассоциации микровключений были обнаружены в цирконах из дунитов массива Инагли (кварц), из диоритов Березовского массива (кальцит, калишпат, альбит, кварц, слюда, сидерит, гроссуляр), из габброидов Срединно-Атлантического хребта (плагиоклаз, пироксен, ксенотим, оксиды U и Th), из эклогитов Пакистана (мусковит, биотит, альбит, кварц), из сиенитов Украинского щита (флюорит, калишпат, альбит, кварц, карбонат, монацит, халькопирит), из гранит-пегматитов Карелии (ксенотим, оксид U).

Фазовый состав и морфология микровключений в цирконах из Шаманского массива, особенно жилки кварца, не оставляют сомнений в том, что они являются эпигенетическими фазами, образованными в процессе инфильтрации флюидов, обогащенных такими компонентами, как Si, Na, K, Ca, Al, U, Th и

ряд других. При этом обнаружение микровключений ксенотима в некоторых цирконах свидетельствуют о том, что эпигенетические флюиды содержали фосфор. Напомним, что к выводу о том, что образование микровключений различных минералов в цирконах произошло в результате инфильтрации флюидов, обогащенных различными элементами (F, Th, Y, U, Nb, Ta, Ba, Fe, Ti и Ca), пришли Е.В. Шарков и соавт. [2015], а также Л.Я. Аранович и соавт. [2020].

Наряду с названными элементами при инфильтрации флюидов в ультрамафиты и содержащиеся в них зерна циркона приносились редкоземельные элементы (РЗЭ). Свидетельством этому служит тот факт, что, как было отмечено выше, ультрамафиты Шаманского массива аномально обогащены легкими РЗЭ, что не согласуется с представлением об их реститогенной природе. Аномальная обогащенность легкими РЗЭ свойственна ультрамафитам из многих мафит-ультрамафитовых массивов [Леснов, 2007], а также из глубинных ксенолитов в щелочных базальтах [Леснов и др., 2009]. Эти наблюдения показали, что РЗЭ находятся в ультрамафитах, главным образом, в виде неструктурной примеси, сосредоточенной в межзерновом пространстве и в микротрещинах, секущих зерна минералов, в том числе цирконов.

Мы пришли к выводу о том, что привнос различных легкоподвижных микроэлементов в процессе инфильтрации эпигенетических флюидов был важной причиной наблюдаемой геохимической неоднородности цирконов. В этом же контексте особого внимания заслуживают результаты наблюдений, свидетельствующие о присутствии в цирконах микровключений, содержащих соединения U и Th. Вполне очевидно, что привнесенные при инфильтрации флюидов «добавочные» количества этих элементов могут обусловить нарушения в их изначальном балансе с радиогенными изотопами Pb, тем самым создав определенные «помехи» при U-Pb датировании цирконов и повлечь за собой неравномерное «омоложение» их возраста.

Здесь следует добавить, что помимо повышения содержания U в реликтовых цирконах при инфильтрации эпигенетических флюидов, особенно выделяемых гранитоидными расплавами, более существенной причиной широких вариаций значений изотопного возраста реликтовых цирконов является разная по масштабу потеря радиогенных изотопов Pb диффузионным путем ювенильными цирконами при их отжиге в процессе частичного плавления верхнемантийного протолита. Напомним, что, по мнению Ю.А. Костицына и др. [2015] циркон при попадании в условия температур верхней мантии (1500–1300 °C) быстро теряет радиогенный Pb диффузионным путем.

Исходя из имеющихся данных о том, что значения U-Pb изотопного возраста некоторых зерен до-

стигают 3 млрд лет, можно предположить, что изначально в верхнемантийном протолите могли присутствовать ювенильные цирконы с возрастом более 3 млрд лет. При частичном плавлении протолита и образовании ультрамафитовых респитов ювенильные цирконы подверглись высокотемпературному отжигу и химическому резорбированию. При этом в их U-Pb изотопных системах произошли нарушения, связанные с частичной потерей радиогенных изотопов Pb диффузионным путем. В итоге ювенильные цирконы были преобразованы в неравномерно «омоложенные» реликтовые цирконы, которым свойственны значительные вариации изотопного возраста.

Заключение

С учетом имеющихся данных о полихронности реликтовых цирконов из пород многих мафит-ультрамафитовых массивов, а также в связи с присутствием в них микровключений различных эпигенетических минералов можно заключить следую-

щее. При U-Pb изотопном датировании реликтовых цирконов из таких массивов необходимо принимать во внимание то обстоятельство, что выявленный широкий разброс значений изотопного возраста таких цирконов может быть обусловлен, по меньшей мере, двумя факторами: во-первых, нарушениями в U-Pb системах ювенильных цирконов из-за частичной потери ими радиогенных изотопов Pb при отжиге в процессе частичного плавления верхнемантийного протолита; во-вторых, более поздним привнесением в ультрамафитовые респиты и в содержащиеся в них реликтовые цирконы дополнительной примеси U, а также Th, P3Э и других элементов-примесей при инфильтрации выделявшихся гранитоидными и мафитовыми расплавами флюидов, которая сопровождалась образованием микровключений эпигенетических минералов в цирконах.

Работа выполнена в Институте геологии и минералогии СО РАН в рамках государственного задания № 03030-2016-0014.

ЛИТЕРАТУРА

- Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Борисов А.А.** Океанический циркон как петрогенетический индикатор // Геология и геофизика. 2020. Т. 61, № 5–6. С. 685–700.
- Баданина И.Ю., Малич К.Н.** Полихронный возраст цирконов в дунитах из Кондерского массива (Алданская провинция, Россия) // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов : материалы конф. М. : ИГЕМ РАН, 2012. С. 49–52.
- Бортников Н.С., Шарков Е.В., Богатиков О.А., Зингер Т.Ф., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А.** Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°30.6'–5°32.4' (результаты SHRIMP-II U-Pb-датирования): значение для понимания глубинной геодинамики современных океанов // Доклады Академии наук. 2008. Т. 421, № 2. С. 240–248.
- Гончаренко А.И.** Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Томский госуниверситет. 1989. 400 с.
- Долгушин С.С., Жабин В.В., Лоскутов И.Ю., Садур О.Г.** Перспективы создания базы хромового сырья Сибири (в пределах Сибирского федерального округа). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2019. 239 с.
- Ибрагимова Э.К., Радьков А.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Шатов В.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Толмачева Е.В., Соловьев О.Л., Терехов А.В., Хорохорина Е.И.** Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов из дунитов массива Инагли (Алданский щит) и проблема генезиса концентрически-зональных комплексов // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 64–78.
- Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Силантьев С.А., Бортников Н.С., Аносова М.О.** Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах // Геохимия. 2015. № 9. С. 771–800.
- Кульчицкая А.А., Герасимец И.Н., Вишневикий А.А., Бельский В.Н.** Минеральные включения в кристаллах циркона из Великовыковского сиенитового массива (Украинский щит) // Минералогический журнал. 2019. Т. 41, № 2. С. 34–44.
- Леснов Ф.П.** Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Новосибирск : ГЕО, 2007. Кн. 1. 403 с.
- Леснов Ф.П.** Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации. Новосибирск : ГЕО, 2015. 240 с.
- Леснов Ф.П.** Изотопный возраст цирконов из ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород. М. : ИГЕМ РАН, 2018а. С. 191–193.
- Леснов Ф.П.** U-Pb изотопное датирование цирконов из ультрамафитовых респитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // Геосферные исследования. 2018б. № 1. С. 6–16.
- Леснов Ф.П.** Архей-протерозойские цирконы из ультрамафитовых респитов Шаманского массива и их петрогенетическое значение (Восточное Забайкалье) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от океана к континенту. Иркутск : Институт земной коры СО РАН, 2019а. С. 157–159.
- Леснов Ф.П.** Петрология Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье, Россия). Саарбрюкен : Lambert, 2019б. 96 с.
- Леснов Ф.П., Королюк В.Н.** Состав микровключений в цирконах из пород Березовского мафит-ультрамафитового массива (Восточно-Сахалинская офиолитовая ассоциация) // Геосферные исследования. 2019. № 3. С. 35–41.
- Леснов Ф.П., Чернышов А.И., Пугачева Е.Е.** Геохимия редких, редкоземельных и платиновых элементов в породах Шаманского ультрамафитового массива (Восточное Забайкалье) // Литосфера. 2016. № 4. С. 30–53.

Леснов Ф.П., Капитонов И.Н., Сергеев С.А. Lu-Hf изотопная систематика реликтовых цирконов из реститогенных ультрамафитов Шаманского массива (Восточное Забайкалье) // Геосферные исследования. 2019. № 3. С. 42–49.

Леснов Ф.П., Гальверсен В.Г., Цимбалит В.Г., Титов А.Т. Первые данные об U-Pb изотопном датировании и коренной платиноносности Березовского полигенного мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 433, № 6. С. 792–795.

Леснов Ф.П., Палесский С.В., Николаева И.В., О.А. Козьменко, Кучкин А.М., Королюк В.Н. Детальные минералого-геохимические исследования крупного ксенолита шпинелевых лерцолитов из щелочных базальтов палеовулкана Шаварын-Царам (Монголия) // Геохимия. 2009. № 1. С. 21–44.

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

Ляпина М.И., Юдинцев С.В. Исследование природных циркон-ксенотимовых комплексов для оценки устойчивости форм актинидных отходов // Научные основы обращения с ядерными отходами. XXII : материалы симп. Научно-исследовательского общества. 1999. Вып. 56. С. 21–24.

Малич К.Н., Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л. Архейский U-Pb-изотопный возраст циркона дунитов Нижне-Тагильского массива (Платиноносный пояс Урала) // Геохимия. 2009. Т. 427, № 1. С. 101–105.

Объяснительная записка. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. 2-е издание. Серия Курильская. Лист К-55-III (Малокурильское) / авт.-сост. Ю.В. Рыбак-Франко, В.Г. Гальверсен, В.В. Удодов. СПб. : Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2006. 157 с.

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

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

Сколотнев С.Г., Бельтнев В.Е., Лепехина Е.Н., Ипатьева И.С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы в Центральной Атлантике, геотектонические следствия // Геология морей и океанов : материалы 18-й Междунар. науч. конф. по морской геологии. М. : ГЕОС, 2009. Вып. 5. С. 251–255.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Левин В.Я., Холоднов В.В. Изотопно-геохимические особенности и возраст цирконов из дунитов уральских массивов платиноносного типа, петрогенетические следствия // Петрология. 2009. Т. 17, № 5. С. 539–558.

Чернышов А.И. Петроструктурный анализ и петрология ультрамафитов различных формационных типов : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Новосибирск : Институт геологии и минералогии СО РАН, 1999. 420 с.

Чернышов А.И., Лоскутов И.Ю., Пугачева Е.Е. Прогнозная оценка хромитоносности ультрамафитов Байкало-Муйского офиолитового пояса, Северо-Восточное Прибайкалье // Руды и металлы. 2020. № 1. С. 12–21.

Шарков Е.В., Беляцкий Б.В., Богина М.М. и др. Кристаллогенезис и возраст циркона из щелочных и мафитовых пород Элетозерского комплекса Северной Карелии // Петрология. 2015. Т. 23, № 3. С. 285–307.

Rehman H.U., Kobayashi K., Tatsuki Tsujimori T. et al. Ion microprobe U-Th-Pb geochronology and study of micro-inclusions in zircon from the Himalayan high- and ultrahigh-pressure eclogites, Kaghan Valley of Pakistan // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. V. 63, № 15. P. 179–196.

Oh C.W., Seo J., Choi S.G., Rajesh V.J., Lee J.H. U-Pb SHRIMP zircon geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of the Neoproterozoic Baekdong ultramafic rocks in the Hongseong Collision Belt, South Korea // Lithos. 2012. V. 128–131. P. 100–112.

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

Авторы:

Леснов Феликс Петрович, доктор геолого-минералогических наук, академик РАН, ведущий научный сотрудник, лаборатория геодинамики и магматизма, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: felix@igm.nsc.ru; lesnovfp@list.ru

Королюк Владимир Николаевич, кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, лаборатория рентгеноспектральных методов исследований, Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия.

E-mail: camebax@igm.nsc.ru

Geosphere Research, 2021, 3, 56–66. DOI: 10.17223/25421379/20/4

F.P. Lesnov, V.N. Koroliuk

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

MINERALOGY OF SOLID-PHASE MICROINCLUSIONS IN ZIRCONS FROM RESTHETOGENIC ULTRAMAFIC ROCKS OF THE SHAMAN MASSIF (EASTERN TRANSBAIKALIA) IN CONNECTION WITH THE PROBLEM OF THEIR U-Pb ISOTOPE DATING

To carry out U-Pb isotope dating of relict zircons, 31 grains were isolated from a composite sample of restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikalia) weighing about 4 kg. All of them were characterized by a rounded shape, rough surface and micro-fracturing, a very low intensity of cathodoluminescent glow up to its complete absence, disturbed oscillatory zoning, as well as very wide variations in the isotopic age (3050–502 Ma). The study of the entire collection of zircons by the electron probe method showed that 20 of them contain suitable size (from the first microns to 10 μm , in some cases – up to 100 μm) for the analysis by this method of morphologically different microinclusions of minerals that are not characteristic of ultramafic restites (rel. %): quartz (52.3), mica (15.2), chlorite (13), calcite (6.6), plagioclase (andesine) (4.3), rutile (4.3), xenotime (4.3). The chemical composition of minerals from microinclusions and their phase composition were studied based on the results of 68 analyzes performed by the above method.

Quartz microinclusions were predominantly irregular, sub-isometric, or vein-like; segregations of other minerals sometimes had crystallographic faceting. Some microinclusions of quartz were in the form of linear-streaky accumulations or epitaxial intergrowths located on the rounded surface of zircon grains. Microinclusions were located both in the inner and outer zones of the zircon grains. Studies of the composition and properties of minerals from microinclusions allowed us to conclude that they are of epigenetic nature. Their formation was due to the infiltration of fluids released by later granitoid melts. Fluids introduced into ultramafic rocks and relict zircons in them, both some mineral-forming elements and trace elements, such as REE, U, Th and others, which were deposited in microinclusions and other deformation defects of zircon grains. The uneven distribution of these impurities has led to the geochemical heterogeneity of zircons. The U introduced in this case caused the disturbance of its initial balance with the radiogenic Pb isotopes in zircons, which is supposed to be one of the reasons for the observed wide variations in the values of their isotopic age.

Keywords: zircon, microinclusions, epigenetic minerals, restitogenic ultramafic rocks, Shaman massif, Eastern Transbaikalian region

References

- Aranovich L.Ya., Bortnikov N.S., Borisov A.A. Oceanic Zircon as a Petrogenetic Indicator // *Russian Geology and Geophysics*. 2020. V. 61. Iss. 5–6, pp. 559–570.
- Badanina I.Yu., Malich K.N. *Polikhronnij vozrast tsirkonov v dunitakh iz Kondjorskogo massiva (Aldanskaja provintsija, Rossija)* [Polychronous age of zircons in dunitites from the Konder massif (Aldan province, Russia)] // *Geochronometricheskie isotopnye sistemy, metody ikh izucheniya, chronologija geologicheskikh processov. Materialy konferentsii* [Geochronometric isotope systems, methods of their study, chronology of geological processes. Conference material]. Moscow: IGEM RAN. 2012, pp. 49–52. In Russian
- Bortnikov N.S., Sharkov E.V., Bogatikov O.A., Zinger T.F., Lepekhina E.N., Antonov A.V., Sergeev S.A. Finds of young and ancient zircons in gabbroids of the Markov Deep, Mid-Atlantic Ridge, 5°54'–5°02.2' N (Results of SHRIMP-II U-Pb Dating): Implication for deep geodynamics of modern oceans // *Doklady Earth Sciences*. V. 421. Iss. 2. pp. 859–866.
- Goncharenko A.I. *Deformatsija i petrostrukturnaja evolutsija a'lpinotipnykh giperbazitov* [Deformation and petrostructural evolution of alpine-type hyperbasites]. Tomsk: Tomsk State University. 1989. 400 p. In Russian
- Dolgushin S.S., Zhabin V.V., Loskutov I.Yu., Sadur O.G. *Perspektivy sozdaniya bazy khromovogo syr'ja Sibiri (v prededelakh Sibirskogo federal'nogo okruga)* [Prospects for creating a base of chrome raw materials in Siberia (within the Siberian Federal District)]. Novosibirsk: SNIIGiMS. 2019. 239 p. In Russian
- Ibragimova E.K., Radkov A.V., Molchanov A.V., Shatova N.V., Shatov V.V., Lepekhina E.N., Antonov A.V., Tolmacheva E.V., Soloviev O.L., Terekhov A.V., Horokhorina E.I. *Rezul'taty U-Pb (SHRIMP II) datirovaniya tsirkonov iz dunitov massiva Inagli (Aldanckiy schit) i problema genezisa kontsentriceski-zonal'nykh kompleksov* [Results of U-Pb (SHRIMP II) dating of zircons from dunitites of the Inagli massif (Aldan shield) and the problem of the genesis of concentric-zonal complexes] // *Regional'naja geologija i metallogenija* [Regional Geology and Metallogeny]. 2015. V. 62. pp. 64–78. In Russian
- Kostitsyn Yu.A., Belousova E.A., Silant'ev S.A., Bortnikov N.S., Anosova M.O. Modern problems of geochemical and U–Pb geochronological studies of zircon in oceanic rocks // *Geochemistry International*. 2015. V. 53, Iss. 9. pp. 759–785.
- Kulchitskaya A.A., Gerasimets I.N., Vishnevsky A.A., Belsky V.N. *Mineral'nie vkluchenija v kristallakh tsirkona iz Velikovyskovskogo sienitovogo massiva (Ukrainskij schit)* [Mineral inclusions in zircon crystals from the Velikovyskovsky syenite massif (Ukrainian shield)] // *Mineralogicheskij jurnal* [Mineralogical journal]. 2019. V. 41. No 2, pp. 34–44. In Russian
- Lesnov F.P. Rare Earth Elements in Ultramafic and Mafic Rocks and their Minerals. Main types rocks. Rock-forming minerals. Taylor & Francis Group, London, UK. CRC Press/Balkema. Leiden. The Netherlands. 2010. 580 p.
- Lesnov F.P. *Petrology of Polygenic Mafic-Ultramafic Massifs of the East Sakhalin Ophiolite Association*. Taylor & Francis Group, London, UK. CRC Press/Balkema. Leiden. The Netherlands. 2017. 300 p.
- Lesnov F.P. *Izotopnyj vozrast tsirkonov iz ul'tramafitov Shamanskogo massiva (Vostichnoe Zabajkal'e)* [Isotope age of zircons from ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikalia)] // *Metody i geologicheskie rezul'taty izucheniya izotopnykh geokhronometricheskikh sistem mineralov i porod* [Methods and geological results of studying isotopic geochronometric systems of minerals and rocks]. Moscow: IGEM RAN. 2018a. pp. 191–193. In Russian
- Lesnov F.P. U-Pb isotope dating of zircons from ultramafic restites of the Shamansky massif (Eastern Transbaikalia) // *Geosfernie issledovanija* [Geosphere research]. 2018b. No 1. pp. 6–16. In Russian
- Lesnov F.P. *Arkhей-proterozojskie tsirkony iz ul'tramafitovykh restitov Shamanskogo massiva (Vostochnoe Zabajkal'e)* [Archean-Proterozoic zircons from ultramafic restites of the Shaman massif and their petrogenetic significance (Eastern Transbaikalia)] // *Geodinamicheskaja evol'jutsija litosfery Tsentral'noaziatskogo skladchatogo pojasa: ot okeana k kontinentu* [Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian fold belt: from ocean to continent]. Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS. 2019a. pp. 157–159. In Russian
- Lesnov F.P. *Petrologija Shamanskogo ul'tramafitovogo massiva (Vostochnoe Zabajkal'e, Rossija)* [Petrology of the Shaman ultramafic massif (Eastern Transbaikalia, Russia)]. Saarbrücken: Lambert. 2019b. 96 p. In Russian
- Lesnov F.P., Korolyuk V.N. Composition of microinclusions in zircons from rocks of the Berezhovskiy mafic-ultramafic massif (East Sakhalin ophiolite association) // *Geosfernie issledovanija* [Geosphere research]. 2019. No 3. pp. 35–41. In Russian
- Lesnov F.P., Chernyshov A.I., Pugacheva E.E. *Geokhimiya redkikh, redkozemel'nykh i platinovykh elementov v porodakh Shamanskogo ul'tramafitovogo massiva (Vostochnoe Zabajkal'e)* [Geochemistry of rare, rare-earth and platinum elements in the rocks of the Shaman ultramafic massif (Eastern Transbaikalia)] // *Litosfera*. 2016. No 4. pp. 30–53. In Russian
- Lesnov F.P., Kapitonov I.N., Sergeev S.A. Lu-Hf isotope systematics of relict zircons from restitogenic ultramafic rocks of the Shaman massif (Eastern Transbaikalia) // *Geosfernie issledovanija* [Geosphere research]. 2019. No 3, pp. 42–49. In Russian
- Lesnov F.P., Galverson V.G., Tsimbalist V.G., Titov A.T. The first data on U-Pb isotopic dating and original platinum content of the Berezhovskii polygenic mafic-ultramafic massif (Sakhalin Island) // *Doklady Earth Sciences*. 2010. V. 433. pp. 1104–1107.
- Lesnov F.P., Palesskiy S.V., Nikolaeva I.V., Kozmenko O.A., Kuchkin A.M., Korolyuk V.N. *Detal'nye mineralogogekhimicheskie issledovanija krupnogo ksenolita shpinelevykh lertsolitov iz schelochnykh bazal'tov paleovulkana Shavaryn-Tsaram (Mongolia)* [Detailed mineralogical and geochemical studies of a large xenolith of spinel lherzolites from alkaline basalts of the Shavaryn Tsaram paleovolcano (Mongolia)] // *Geochemistry International*. 2009. No 1. pp. 18–40.

Loskutov I.Yu., Asoskov V.M. *Otsenka potentsial'noj khromitnosnosti Shamanskogo giperbazitovogo massiva* [Assessment of the potential chromite content of the Shamanskiy hyperbasite massif] // *Rudy i metally* [Ores and metals]. 2010. No 6. pp. 32–36. In Russian.

Lyapina M.I., Yudinsev S.V. *Issledovanie prirodnykh tsirkon-ksenotimovykh kompleksov dlja otsenki ustoychivosti form aktinidnykh otkhodov* [Investigation of natural zircon-xenotime complexes for assessing the stability of forms of actinide waste] // *Nauchnye osnovy obraschenija s s jadernymi otkhodami. XXII* [Scientific bases of nuclear waste management. XXII. Materials of the symposium of the Scientific Research Society]. 1999. Iss. 56. pp. 21–24. In Russian

Malich K.N., Efimov A.A., Ronkin Yu.L. Archean U-Pb isotope age of zircon in dunites of the Nizhne-Tagil massif (Platinum-bearing belt of the Urals) // *Doklady Earth Sciences*. 2009. V. 427. Iss. 1. pp. 851–855.

Objasnitel'naya zapiska (2006). *Gosudarstvennaja geologicheskaja karta Rossijskoj Federatsii masshtaba 1:200 000. 2-e izdanie. Serija Kuril'skaja. List K-55-III (Malokuril'skoe). Avtory-sostaviteli; Yu.V. Rybak-Franko, V.G. Gal'versen, V.V. Udodov* [Explanatory note for State geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 200 000. 2nd edition. Kuril series. Sheet K-55-III (Malokuril'skoe). Authors-compilers Yu.V. Rybak-Franko, V.G. Gal'versen, V.V. Udodov]. St. Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory. 2006. 157 p. In Russian.

Pugacheva E.E. *Vnutrennaja deformatsionnaja struktura Shamanskogo giperbazitovogo massiva* [Internal deformation structure of the Shaman hyperbasite massif] // *Aktual'nye problem geologii Sibiri* [Actual problems of geology of Siberia]. Tomsk: Tomsk State University. 1988. pp. 122–123. In Russian

Pugacheva E.E. *Petrologija giperbazitov Shamanskogo massiva (Srednevitimskaja gornaja strana* Petrology of hyperbasites of the Shaman massif (Middle Vitim mountainous country) // *Avtoref. dis. kand. geol.-min. nauk.* Tomsk: Tomsk State University. 1996. 334 p. In Russian

Skolotnev S.G., Beltenev V.E., Lepekhina E.N., Ipatieva I.S. *Molodye i drevnie tsirkony iz porod okeanicheskoj litosfery v Tsentral'noj Atlantike, geotektonicheskie sledstviya* [Young and ancient zircons from rocks of the oceanic lithosphere in the Central Atlantic, geotectonic consequences] // *Geologija morej i okeanov. Materialy 18-uj mejdunarodnoj konferentsii po morskoi geologii* [Geology of seas and oceans. Materials of the 18th International Scientific Conference on Marine Geology]. Moscow: GEOS. 2009. Is. 5. pp. 251–255. In Russian

Fershtater G.B., Krasnobaev A.A., Bea F., Montero P., Levin V.Ya., Kholodnov V.V. Isotope-geochemical features and age of zircons from dunites of the Ural massifs of platinum-bearing type, petrogenetic consequences // *Petrology*. 2009. V. 17. No 5. pp. 503–520.

Chernyshov A.I. *Petrostrukturnyj analiz i petrologija ul'tramafitov razlichnykh formatsionnykh tipov* [Petrostructural analysis and petrology of ultramafic rocks of various formational types]. Avtoref. dis. dokt. geol.-min. nauk.. Novosibirsk: Institute of Geology and Mineralogy SB RAS. 1999. 420 p. In Russian

Chernyshov A.I., Loskutov I.Yu., Pugacheva E.E. *Prognoznaja otsenka khromitnosnosti ul'tramafitov Bajkalo-Mujskogo ofiolitovogo pojasa, Severo-Vostochnoe Pribajkal'e* [Predictive assessment of chromite content of ultramafic rocks of the Baikal-Muya ophiolite belt, North-Eastern Baikal region] // *Rudy i metally* [Ores and metals]. 2020. No 1. pp. 12–21. In Russian

Sharkov E.V., Belyatskiy B.V., Bogina M.M. et al. Genesis and age of zircon from alkaline and mafic rocks of the El'etozero complex of North Karelia // *Petrology*. 2015. V. 23. No 2, pp. 285–307.

Rehman H.U., Kobayashi K., Tatsuki Tsujimori T. et al. Ion microprobe U–Th–Pb geochronology and study of micro-inclusions in zircon from the Himalayan high- and ultrahigh-pressure eclogites, Kaghan Valley of Pakistan // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 63. No 15, pp. 179–196.

Oh C.W., Seo J., Choi S.G., Rajesh V.J., Lee J.H. U-Pb SHRIMP zircon geochronology, petrogenesis, and tectonic setting of the Neoproterozoic Baekdong ultramafic rocks in the Hongseong Collision Belt, South Korea // *Lithos*. 2012. V. 128–131, pp. 100–112.

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

Author's:

Lesnov Felix P., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Academician RANS, Leading Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, laboratory of geodynamics and magmatism, Novosibirsk, Russia.

E-mail: felix@igm.nsc.ru; lesnovfp@list.ru

Koroliuk Vladimir N., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, laboratory of X-ray spectral research methods, Novosibirsk, Russia.

E-mail: camebax@igm.nsc.ru

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ

УДК 562.551.763(571.1)

ЗНАЧЕНИЕ СПИРОПЛЕКТАМИН (ФОРАМИНИФЕРЫ) ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕГО МЕЛА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.М. Подобина

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия



В поздне меловых комплексах фораминифер Западной Сибири виды рода *Spiroplectamina* наиболее важны для стратиграфии. Эти таксоны являются характерными видами или видами-индексами в комплексах фораминиферозных зон от коньяка по маастрихт включительно. В настоящее время виды-индексы спиروطектамин сохранились только в маастрихте. В остальных комплексах, характеризующих стратона коньяка-кампа, они являются характерными видами. В раннекампанском комплексе *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus* одноименной фораминиферозной зоны (верхи славгородской свиты) установлен новый подвид *Spiroplectamina optata* Kisselman subsp. *ksenevae* Podobina subsp. nov. Дается краткая характеристика видового состава в верхнемеловых (коньяк-маастрихтских) комплексах фораминифер Западной Сибири.

Ключевые слова: фораминиферы, виды *Spiroplectamina*, верхний мел, Западная Сибирь

Введение

В результате многолетних исследований фораминифер мезозоя и кайнозоя Западной Сибири выяснилось особое значение видов рода *Spiroplectamina* для стратиграфии верхнего мела (коньяк-маастрихт) Западной Сибири. В подстилающих отложениях среднего мела (апт-турон) и вышележащих палеогеновых эта группа организмов в основном отсутствует. Соподчиненные таксоны этого рода использованы как виды-индексы или характерные виды в выделенных поздне меловых комплексах фораминифер. Некоторые из них, например маастрихтские виды спиروطектамин, ранее и в настоящее время входят в состав видов-индексов для таких комплексов, как *Spiroplectamins variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa* (ранний маастрихт) и *S. kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi* (поздний маастрихт).

Выделение видов рода *Spiroplectamina* в качестве видов-индексов или характерных для верхнего мела является одним из основных признаков для этой части разреза. Нижележащие отложения среднего мела в Западной Сибири не содержат эти таксоны, что еще более утверждает стратиграфическое значение спиروطектамин. То же самое относится к покрывающим палеогеновым отложениям, в которых из текстуляриид распространены такие роды, как *Bolivinopsis* и *Textularia*, при отсутствии таксонов рода *Spiroplectamina*.

В комплексе фораминифер нижнего кампа установлен новый подвид – *Spiroplectamina optata* Kisselman *ksenevae* Podobina subsp. nov. Установлен систематический состав видов фораминифер каждо-

го (коньяк-маастрихт) комплекса этих организмов в Западной Сибири.

Некоторые сведения по истории изучения фораминифер рода *Spiroplectamina*

Впервые Л.Г. Дайн в 1937 г. в разрезе Шумихинской скв. Зауралья установила виды-индексы *Spiroplectamina kelleri* Dain и *S. kasanzevi* Dain (нижний и верхний маастрихт) [Дайн, 1961].

Кроме Л.Г. Дайн значение спиروطектамин для стратиграфии сантон-кампанских отложений Западной Сибири установили сотрудники ВНИГРИ, работавшие с 1936 г. в данном регионе. Этими микропалеонтологами определены такие характерные виды-индексы, как *Spiroplectamina lata* Zaspelova, *S. variabilis* (Neckaja) [Заспелова, 1948; Нецкая, 1948].

С 1949 г. сотрудники ВСЕГЕИ включились в исследования стратиграфии и фораминифер мезозоя и кайнозоя Западной Сибири. Из них следует отметить В.Т. Балахматову, исследовавшую эту группу организмов и выделившую подвид *Spiroplectamina senomana* Lalicker *pocurica* Balakhmatova [Глазунова и др., 1960]. Почти одновременно начались исследования стратиграфии и фораминифер микропалеонтологами Новосибирского территориального геологического управления (З.И. Булатова, В.Ф. Козырева, В.М. Подобина и др.). С 1957 г. в Новосибирске микропалеонтологи – З.И. Булатова и Э.Н. Кисельман работали в созданном СНИИГГиМС. Следует отметить Э.Н. Кисельман, монографически исследовавшую эту группу организмов [Фораминиферы..., 1964]. Э.Н. Кисельман установила новый

подвид *Spiroplectamina senonana* Lalicker *orientalis* Kisselman, характерный для коньякских отложений, сантонские – *S. brevis modesta* Kisselman, *S. multiversurata* Kisselman, *S. ancestralis* Kisselman, кампанский – *S. optata* Kisselman, маастрихтский – *S. brevis* Kisselman.

Ранее по спиropлектаминам в славгородской свите выделена зона *Spiroplectamina lata*, *S. senonana pocurica* сантон-кампанского возраста [Булатова и др., 1957]. Позднее эта зона была разделена В.М. Подобиной на две самостоятельные зоны. Нижняя из них (раннесантонская) *Ammobaculites dignus*, *Pseudoclaululina admota*; верхняя позднего сантона – *Cribrostomoides exploratus*, *Ammomarginulina crispa* [Подобина, 1966, 1975, 1989, 2000, 2009, 2019]. Отдельные виды спиropлектамин для каждой из указанных зон являются характерными. В кампане отмечен вид *Spiroplectamina optata* Kisselman, ранее являющийся видом-индексом одноименной зоны [Подобина, 1966; 1989].

Далее В.М. Подобиной эта зона разделена на две самостоятельные зоны: нижнего и верхнего кампана, но с другими видами-индексами [Подобина, 2000, 2009, 2019]. Нижняя из них – *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus* установлена автором в верхних слоях славгородской свиты и на основании находок характерных фораминифер, моллюсков отнесена к низам кампана. Верхняя зона – *Cibicidoides primus* выделена в самых нижних слоях ганькинской свиты по фораминиферам, моллюскам и датирована поздним кампаном [Подобина, 2000, 2009, 2019]. Однако типовой вид *Spiroplectamina optata* Kisselman, монографически описанный Э.Н. Кисельман, ранее установлен для верхнекампанской зоны [Фораминиферы..., 1964].

По мнению В.М. Подобиной, этот вид более характерен для верхних слоев кампана, выделяемых в низах ганькинской свиты одноименного горизонта. Поэтому в самых верхах славгородской свиты (горизонта), датируемых ранним кампаном, В.М. Подобиной предлагается установить стратиграфический подвид данного вида – *Spiroplectamina optata* Kisselman subsp. *ksenevae* Podobina subsp. nov. В каждой из указанных выше микрофаунистических или фораминиферовых зон выделен ряд характерных видов рода *Spiroplectamina* [Подобина, 1989, 2000, 2009, 2019].

Краткие сведения по зональной стратиграфии верхнего мела (коньяк-маастрихт)

В коньякских отложениях седельниковской свиты одноименного горизонта (нижняя часть березовского надгоризонта) установлены единичные находки вида *Spiroplectamina orientalis* Kisselman (бывшая *S. senonana* Lalicker *orientalis* Kisselman). Этот вид приурочен к коньякским зонам: нижнеконьяк-

ской – *Haplophragmium chapmani*, *Ammoscalaria antis*. В слоях верхнего коньяка также определен данный вид [Подобина, 2000, 2009, 2019]. Находки этого вида, описанного Э.Н. Кисельман в качестве подвида *S. senonana* Lalicker *orientalis* Kisselman, приурочены, по В.М. Подобиной, к нижним и верхним слоям седельниковской свиты (горизонта) [Подобина, 2000, 2009, 2019].

В отложениях вышележащей славгородской свиты (горизонта, верхняя часть березовского надгоризонта) в вышеуказанной нижнесантонской зоне, установленной В.М. Подобиной, определен вид *Spiroplectamina lata* Zaspelova. В средних слоях славгородской свиты – вид *Spiroplectamina pocurica* Balakhmatova (ранее подвид *S. senonana* Lalicker *pocurica* Balakhmatova), *S. ancestralis* Kisselman и ряд других. В кампане-маастрихте (ганькинская свита, одноименный горизонт) установлен ряд видов спиropлектамин. В маастрихтских отложениях – виды-индексы *S. variabilis* (Neckaja) и *S. kasanzevi* Dain (нижний, верхний маастрихт).

В данной работе оставлены или переопределены виды вместо отдельных подвидов рода *Spiroplectamina*, что несколько уточняет распространение представителей этой группы организмов по разрезу верхнего мела (коньяк-маастрихт) Западной Сибири.

Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела (коньяк-маастрихт)

Коньякский ярус – K_{3k}

Коньякские отложения, по мнению автора [Подобина, 1995, 2000, 2009, 2018, 2019], приурочены в основном к седельниковской свите (горизонту; нижняя часть березовского надгоризонта). Типовой разрез нижнего коньяка ранее установлен автором в разрезе Камышловской скв. 1-р (Омская область). Комплекс фораминифер верхнего коньяка – типовой разрез скв. 23 (Северное Зауралье, окрестности пос. Березово) (табл. 1).

Нижний подъярус – K_{3k1}

Зона *Haplophragmium chapmani*, *Ammoscalaria antis*

В.М. Подобина (1978) – *Haplophragmium chapmani*, *Ammoscalaria antis*

Стратотип – Омская область, Камышловская пл., скв. 1-р, инт. 894,7–891,68 м. Глины серые, слегка опесчаненные, оскольчатые. Мощность 3 м.

Зональный комплекс фораминифер в стратотипе: *Rhizammina indivisa* Brady, *Bathysiphon nodosarieformis* Subbotina, *Saccamina complanata* (Franke), *Hyperammina* sp., *Reophax inordinatus* Young, *Haplophragmoides rota* Nauss *sibiricus* Zaspelova, *Haplophragmium chapmani* (Tappan), *Ammobaculites dignus* Podobina, *Ammoscalaria antis* Podobina,

Textularia anceps (Reuss), *Spiroplectanmina orientalis* Gaudryinopsis aff. *angustus* Podobina, *Pseudoclavulina* Kisselman, *Trochammina senonica* Belousova, *hastata* (Cushman).

Таблица 1

Коньякские комплексы фораминифер разных районов Западной Сибири

Table 1

Cognac foraminiferal assemblages in different regions of Western Siberia

Ярус	Подъярус	Зоны	Комплексы фораминифер				
			Западный	Центральный	Северный	Восточный	Юго-восточный
Коньякский	Верхний	<i>Dentalina tineiformis</i> , <i>Cibicides sandidgei</i>	<i>Dentalina tineiformis</i> , <i>Cibicides sandidgei</i>	<i>Reophax</i> , <i>Haplophragmoides</i>	–	<i>Dentalina basiplanata</i> , <i>D. tineiformis</i>	<i>Haplophragmium chapmani</i> , <i>Cibicides sandidgei</i>
	Нижний	<i>Haplophragmium chapmani</i> , <i>Ammoscalaria antis</i>	<i>Haplophragmium chapmani</i> , <i>Ammoscalaria antis</i>	<i>Haplophragmium chapmani</i> , <i>Ammoscalaria antis</i>	<i>Ammobaculoides unicus</i> , <i>Ammoscalaria antis</i>	–	

Нижняя граница зоны устанавливается по появлению вида-индекса *Haplophragmium chapmani* и видов характерного комплекса, верхняя граница – по исчезновению *Ammobaculoides unicus* Tanacheva, *Haplophragmoides rota* Nauss *sibiricus* Zaspelova, *Ammoscalaria antis* Podobina, *Textularia anceps* (Reuss), *Trochammina wetteri* Stelck et Wall, *T. arguta* Podobina, *Gaudryinopsis* aff. *angustus* Podobina, *Pseudoclavulina hastata* (Cushman).

Распространение. Юго-запад центрального района Западно-Сибирской равнины. По восточному склону Урала этой зоне, по-видимому, соответствуют низы дискорбисовых слоев, в северном районе – слои с *Ammobaculoides unicus*, *Ammoscalaria antis*.

Стратиграфическое положение. Нижний коньяк в стратотипе зоны *Haplophragmium chapmani*, *Ammoscalaria antis* составляет верхние слои кузнецовской свиты.

Верхний подъярус – Кзк₂

Зона *Dentalina tineiformis*, *Cibicides sandidgei*

В.М. Подобина (1978) – *D. basiplanata*, *D. tineiformis*; В.М. Подобина (2009) – *Dentalina tineiformis*, *Cibicides sandidgei*

Стратотип – Тюменская область, юго-западнее пос. Березово (Федоровская геологосъемочная партия), скв. 23, гл. 158,0 м. Глины зеленовато-серые, алевролитистые. Мощность 20 м.

Комплекс фораминифер в стратотипе: *Spiroplectanmina orientalis* Kisselman, *Quinqueloculina sphaera* (Nauss), *Dentalina megalopolitana* Reuss, *D. basiplanata* Cushman, *D. tineiformis* Scharovskaja, *Miliammina* sp., *Bagginoides quadrilobus* (Mello), *Valvulineria lenticula* Reuss *plummerae*

Loetterlie, *Gyroidinoides turgidus* (Hagenow), *Cibicides sandidgei* (Brotzen), *Nonionellina austinana* (Cushman), *Bulimina proluxa* Cushman, *B. trihedra* Cushman.

Нижняя граница зоны устанавливается по появлению видов-индексов и характерных видов, верхняя граница – по исчезновению *Spiroplectanmina orientalis* Kisselman, *Dentalina tineiformis* Scharovskaja, *Valvulineria lenticula* (Reuss) *plummerae* Loetterle, *Nonionellina austinana* (Cushman).

Распространение. Западно-Сибирская равнина. В разрезах бассейна р. Кенги выделяются слои с *Nonionellina austinana*. На восточном склоне Урала им соответствует примерно верхняя часть слоев с *Discobris sibiricus* в разрезе скважин западного района (нижнеберезовская подсвита, верхние слои седельниковской свиты). В типовом разрезе (скв. 23) они входят в состав зоны *Dentalina tineiformis*, *Cibicides sandidgei*. В восточном районе установлен следующий комплекс фораминифер, кроме видов зонального комплекса *Dentalina basiplanata* Cushman, *D. tineiformis* Sharovskaya – *Lagena globosa* (Montagu), *Nodosaria zippei* Reuss, *Dentalina nana* Reuss, *Vaginulina bicostata* Reuss, *Guttulina trigonula* Reuss, *Ramulina aculeata* (Orbigny), *Epistomina fax* Nauss, *Cibicidoides praeriksdalensis* (Vassilenko), *Cibicides sandidgei* Brotzen, *Discobris sibiricus* Dain, *Nonionellina extensa* (Brotzen), *Globigerina agalarovae* Vassilenko, *Praebulimina reussi* (Cushman).

К зоне *Dentalina tineiformis*, *Cibicides sandidgei* обычно приурочен секретионный известковый бентос и очень редки (до 1%) планктонные формы.

Стратиграфическое положение. Верхний коньяк в стратотипе зоны *Dentalina tineiformis*,

Cibicides sandidgei приурочен к верхней части седельниковского горизонта (нижнеберезовская под-свита). На востоке комплекс *Dentalina basiplanata*, *D. tineiformis* прослеживается в глинистых прослоях Нарымского железорудного горизонта и в подобных зеленовато-серых глинах в верхних слоях седельниковской свиты (седельниковский горизонт, нижняя часть березовского надгоризонта).

Сантонский ярус – K_{3st}

В разрезе славгородской свиты (горизонта) на большой территории равнины, соответствующей наличию относительно глубоководных фаций, распространены агглютинированные фораминиферы, по комплексам которых автором установлены три биостратиграфические зоны (снизу вверх): 1 – *Ammobaculites dignus*, *Pseudoclavulina admota* (нижний сантон); 2 – *Cribrostomoides exploratus*, *Ammomarginulina crispa* (верхний сантон); 3 – *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus* (нижний кампан).

Первые две составляли ранее единую зону *Spiroplectammina lata*, *S. senonana roscurica*, последняя (3) – нижнюю часть зоны *Spiroplectammina optata* [Подобина, 1966, 1975, 1989].

Находки на юго-востоке (окрестности г. Северска) характерных сантонских видов фораминифер, широко распространенных в Казахстане и Восточно-Европейской провинциях, подтверждают сантонский возраст славгородского горизонта (нижние и средние слои горизонта, верхняя часть березовского надгоризонта) Западно-Сибирской провинции [Подобина, 2000, 2009, 2019].

Нижний подъярус – K_{3st1}

Зона *Ammobaculites dignus*, *Pseudoclavulina admota*

В.М. Подобина (1975) – *Ammobaculites dignus*, *Clavulina hastata admota*; В.М. Подобина (2009) – *A. dignus*, *Pseudoclavulina admota*

Стратотип – Томская область, Нововасюганская опорная скв. 1-р, инт. 799,0–787,0 м. Глины серые, зеленовато-серые, опоковидные, плитчатые. Мощность 12 м.

Зональный комплекс фораминифер в стратотипе: *Rhabdammina abussorum* M. Sars, *Bathysiphon nodosarieformis* Subbotina, *Psammosphaera laevigata* White, *P. fusca* Schultze, *Saccamina orbiculata* Bulatova, *Thurammina splendens* Egger, *Glomospira gaultina* Berthelin, *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis, *Haplophragmoides tumidus* Podobina, *H. kirki* Wickenden, *Recurvoidella sewellensis* (Olsson) parvus (Belousova), *Cribrostomoides astrictus* Podobina, *Adercotryma glomeratiformis* (Zaspelova), *Recurvoides optivus* Podobina, *Cyclammina flexuosa* Podobina,

Ammoscalaria incultus (Ehremeeva), *Ammobaculites dignus* Podobina, *A. uvaticus* (Bulatova), *Spiroplectammina lata* Zaspelova, *Verneuilinoides canadensis* (Cushman), *Pseudoclavulina admota* Podobina, *Gaudryinopsis vulgaris* (Kuprianova).

Нижняя граница зоны устанавливается по появлению видов-индексов *Ammobaculites dignus* Podobina, *Pseudoclavulina admota* Podobina и видов характерного комплекса, верхняя граница – по исчезновению *Cribrostomoides astrictus* Podobina, *Ammobaculites dignus* Podobina, *A. uvaticus* (Bulatova), *Pseudoclavulina admota* Podobina.

Распространение. Западно-Сибирская равнина. На востоке равнины (восточнее меридиана сел Напас–Нарым) выделяются слои с *Cibicidoides eriksdalensis*, на восточном склоне Урала – слои с аномалинидами. В указанных окраинных комплексах преобладает секреторный известковый бентос.

На юго-востоке (окрестности г. Северска) в ряде разрезов скважин определен смешанный состав фораминифер, состоящий из агглютинированных кварцево-кремнистых и агглютинированно-известковых раковин фораминифер. Последние являются характерными для раннего сантона и распространены в сопредельных провинциях Бореально-Атлантической области (табл. 2).

Стратиграфическое положение. Нижний сантон в стратотипе зоны *Ammobaculites dignus*, *Pseudoclavulina admota* выделяется в низах славгородской свиты (горизонта).

На юго-востоке Западно-Сибирской провинции в ряде разрезов скважин обнаружены совместно с агглютинированными кварцево-кремнистыми раковинами агглютинированно-известковые формы, характерные для нижнего сантона сопредельных провинций [Подобина, 2017, 2019].

Верхний подъярус – K_{3st2}

Зона *Cribrostomoides exploratus*, *Ammomarginulina crispa*

В.М. Подобина (1975) – *Cribrostomoides cretaceus exploratus*, *Ammomarginulina crispa*; В.М. Подобина (2009) – *C. exploratus*, *A. crispa*

Стратотип – Томская область, Нововасюганская опорная скв. 1-р, инт. 781,0–751,0 м. Глины серые с зеленоватым оттенком, опоковидные, плитчатые. Мощность 30 м.

Зональный комплекс фораминифер в стратотипе: *Psammosphaera laevigata* White, *Bathysiphon nodosarieformis* Subbotina, *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis, *A. cretaceus* (Reuss), *Haplophragmoides tumidus* Podobina, *Cribrostomoides exploratus* Podobina, *Recurvoides optivus* Podobina, *Recurvoidella sewellensis* (Olsson) parvus (Belousova), *Ammomarginulina crispa* (Kuprianova), *Spiroplectammina ancestralis* Kisselman, *S. pocurica* Balakhmatova.

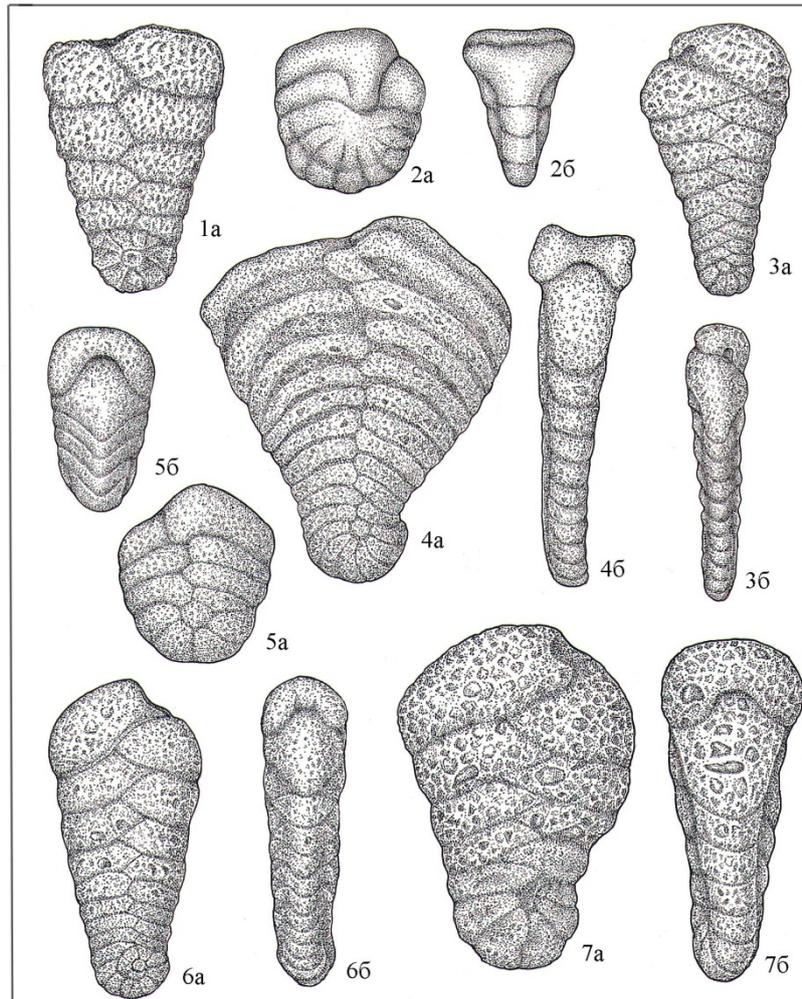
ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА I

Род *Spiroplectamina*. *a* – вид с боковых сторон; *b* – вид со стороны устья. Западная Сибирь

Рисунки фораминифер с натуры выполнены художницей О.М. Лозовой. Экземпляры раковин находятся в лаборатории микропалеонтологии Сибирского палеонтологического научного центра Томского государственного университета

PALEONTOLOGICAL TABLE I

Genus *Spiroplectamina*. *a* – view from the sides; *b* – view from the mouth. Western Siberia. Drawings of foraminifera from nature were made by the artist O.M. Lozovaya. Copies of the shells are in the micropaleontology laboratory of the Siberian Paleontological Research Center of Tomsk State University



Фиг. 1. *S. orientalis* Kisselman

Экземпляр № 1791. Северск (Томский район), скв. С-160, гл. 353,0 м; седельниковский горизонт, коньякский ярус, х60

Фиг. 2. *S. orientalis* Kisselman

Экземпляр № 519/110. Колл. СНИИГТИМС, Красноярский край, Туруханская площадь, скв. 28-к, инт. 386,0–379,0 м; седельниковский горизонт, коньякский ярус; х60

Фиг. 3. *S. ancestralis* Kisselman

Экземпляр № 1286. Томская область, бассейн р. Чузик (Парбигская партия), скв. 25, гл. 234,0 м; славгородский горизонт, сантонский ярус, верхний подъярус; х60

Фиг. 4. *S. lata* Zaspelova

Экземпляр № 1282. Томская область, бассейн р. Кенги (Парбигская партия), скв. 83, гл. 277,0 м; славгородский горизонт, сантонский ярус, нижний подъярус; х60

Фиг. 5. *S. optata* Kisselman *ksenevae* Podobina subsp. nov.

Голотип № 1287а. Томская область, Амбарская площадь, скв. 1-р, инт. 718,37–712,27 м; славгородский горизонт, кампанский ярус, нижний подъярус; х60

Фиг. 6. *S. variabilis* (Neckaja)

Экземпляр № 1288. Томская область, бассейн р. Шуделька (Парбигская партия), скв. 20, гл. 259,0 м; ганькинский горизонт, маастрихтский ярус, нижний подъярус; х60

Фиг. 7. *S. pocurica* Balakhmatova

Экземпляр № 1283. Томская область, бассейн р. Чузик (Парбигская партия), скв. 25, гл. 226,0 м; славгородский горизонт, сантонский ярус, верхний подъярус; х60

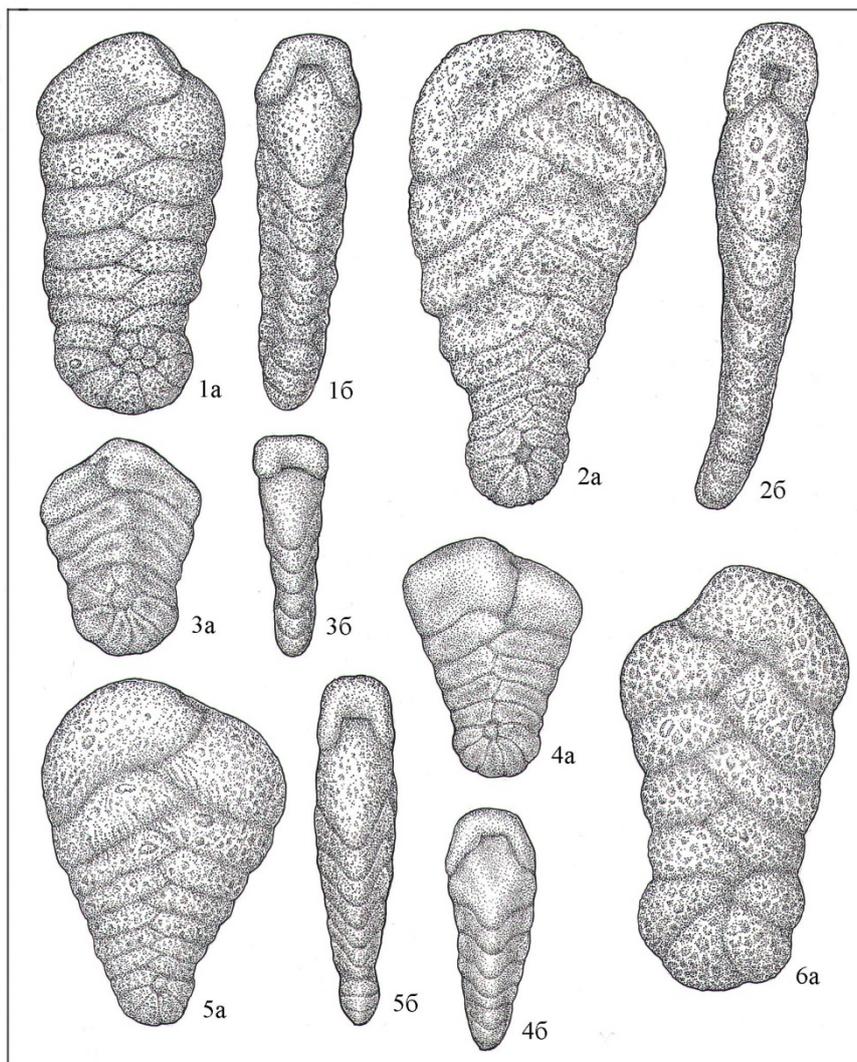
ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ТАБЛИЦА II

Род *Spiroplectammina*. *a* – вид с боковых сторон; *b* – вид со стороны устья. Западная Сибирь

Рисунки фораминифер с натуры выполнены художницей О.М. Лозовой. Экземпляры раковин находятся в лаборатории микропалеонтологии Сибирского палеонтологического научного центра Томского государственного университета

PALEONTOLOGICAL TABLE II

Genus *Spiroplectammina*. *a* – view from the sides; *b* – view from the mouth. Western Siberia. Drawings of foraminifera from nature were made by the artist O.M. Lozovaya. Copies of the shells are in the micropaleontology laboratory of the Siberian Paleontological Research Center of Tomsk State University

**Фиг. 1. *S. kelleri* Dain**

Экземпляр № 1289. Томская область, бассейн р. Шуделька (Парбигская партия), скв. 20, гл. 259,0 м; ганькинский горизонт, маастрихтский ярус, нижний подъярус; х60

Фиг. 2. *S. ancestralis* Kisselman

Экземпляр № 612. Томская область, бассейн р. Парбиг (Парбигская партия), скв. 37, гл. 292,0 м; славгородский горизонт, сантонский ярус, верхний подъярус; х60

Фиг. 3. *S. modesta* Kisselman

Экземпляр № 611. Томская область, Назинская скв. 1-р, гл. 574,0 м; славгородский горизонт, сантонский ярус, нижний подъярус; х60

Фиг. 4. *S. brevis* Kisselman

Экземпляр № 1290. Томская область, бассейн р. Пайдугина (Пайдугинская партия), скв. 1, гл. 500,6 м; ганькинский горизонт, маастрихтский ярус, верхний подъярус; х60

Фиг. 5. *S. optata* Kisselman

Экземпляр № 1287. Томская область, бассейн р. Кенги (Парбигская партия), скв. 83, гл. 220,0 м; ганькинский горизонт, кампанский ярус, верхний подъярус; х60

Фиг. 6. *S. kasanzevi* Dain

Экземпляр № 1291. Томская область, бассейн р. Пайдугина (Пайдугинская партия), скв. 1, гл. 500,6 м; ганькинский горизонт, маастрихтский ярус, верхний подъярус; х60

Таблица 2

Корреляция фораминиферовых зон и слоев сантона – нижнего кампана в пределах Западной Сибири

Table 2

Correlation of Foraminiferal Zones and Santonian – Lower Campanian Beds within Western Siberia

Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Комплексы фораминифер		
				Центральный район, зоны [Подобина, 2019]	Юго-восточный район [Подобина, 2009]	
					Скважина Е-145; слои	Скважина ЗН-1, Н-15; слои
Верхний мел	Кампан	Нижний	Славгородский	Bathysiphon vitta, Recurvoides magnificus	Recurvoides magnificus	Recurvoides magnificus
	Сантон	Верхний		Cribrostomoides exploratus, Ammomarginulina crispa	Ammomarginulina crispa	Gavelinella stelligera
		Нижний		Ammobaculites dignus, Pseudoclavulina admota	Ammobaculites dignus	Gavelinella infrasantonica

Нижняя граница зоны устанавливается по появлению видов-индексов и характерных видов комплекса, верхняя граница – по исчезновению *Spiroplectammina ancestralis* Kisselman, *S. lata* Zaspelova, *S. pocurica* Balakhmatova.

Распространение. Западно-Сибирская равнина. На востоке равнины (восточнее меридиана сел Напас – Нарым) выделяются слои с *Cibicoides luteus*, на восточном склоне Урала – верхи аномалинидовых слоев. В окраинных районах в комплексах преобладает секретионный известковый бентос.

Стратиграфическое положение. Верхний сантон в стратотипе зоны *Cribrostomoides exploratus*, *Ammomarginulina crispa* определен в средней части славгородской свиты (горизонта).

Кампанский ярус – К_{3ср}

Нижний подъярус – К_{3ср1}

Зона *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus*

В.М. Подобина (1975, 1989, 2000, 2009, 2016) – *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus*

Стратотип – Томская область, Амбарская пл., скв. 1-р, инт. 718,0–712,0 м. Глины зеленоватосерые, алевроитовые. Мощность 6 м.

Зональный комплекс фораминифер в стратотипе: *Rhabdammina abussorum* M. Sars, *R. cylindrica* Glaessner, *R. irregularis* Carpenter, *Rhizammina indivisa* Brady, *Bathysiphon vitta* Nauss, *Psammosphaera laevigata* White, *P. fusca* Schultze, *Saccamina sphaerica* (M. Sars), *S. complanata* (Franke), *Hyperammina elongata* Brady, *Reophax remotus* Podobina, *R. angustus* Belousova, *R. proprius* Podobina, *Hormosina gigantea* (Bulatova), *Glomospira*

corona Cushman et Jarvis, *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), *A. glabratus* Cushman et Jarvis, *Labrospira senonica* Podobina, *L. fraseri* (Wickenden) *propensa* Podobina, *Haplophragmoides kirki* Wickenden, *H. idoneus* Podobina, *H. tumidus* Podobina, *Cribrostomoides exploratus* Podobina, *C. trinitatensis* Cushman et Jarvis *sibiricus* Podobina, *Recurvoidella sewellensis* (Olsson) *parvus* (Belousova), *Recurvoides optivus* Podobina, *R. magnificus* Podobina, *Adercotryma glomeratoformis* (Zaspelova), *Ammobaculites agglutiniformis* Podobina, *Ammomarginulina crispa* (Kyprianova), *Spiroplectammina optata* Kisselman *ksenevae* Podobina subsp. nov., *S. variabilis* (Neckaja), *Trochammina boehmi* Franke, *T. priva* Podobina.

Нижняя граница зоны устанавливается по появлению вида-индекса *Recurvoides magnificus* Podobina и характерных видов комплекса, верхняя граница – по исчезновению видов *Recurvoides magnificus* Podobina, *T. priva* Podobina, *Verneulinoides concinnus* Podobina.

Распространение. Западно-Сибирская равнина.

Стратиграфическое положение. Нижний кампан в стратотипе зоны *Bathysiphon vitta*, *Recurvoides magnificus* соответствует верхним слоям славгородской свиты (горизонта).

Верхний подъярус – К_{3ср2}

Зона *Cibicoides primus*

Подобина В.М., 1975, 1978, 1989, 2000 – *Cibicoides eriksdalensis primus*

Подобина В.М., 2009 – *Cibicoides primus*

Типовой разрез. Нововасюганская опорная скв. 1-р, инт. 741,1–735,2 м. Глины серые, алевроитовые, известковые. Мощность 6 м.

Комплекс фораминифер верхнего кампана в стратотипе зоны ранее приведен В.М. Подобиной [Подобина, 2000, с. 44].

Нижняя граница зоны устанавливается по появлению вида-индекса, верхняя определена по находкам в повышенных количествах (более 10 экз. на 100 г породы) таких характерных видов, как *Gaudryina rugosa* Orbigny *spinulosa* Neckaja, *Bulimina quadrata* Plummer и др.

К характерным видам комплекса в центральном районе следует отнести *Spiroplectammina optata* Kisselman, *S. variabilis* (Neckaja), *Ceratobulimina cretacea* Cushman et Harris, *Cibicoides aktulagayensis* (Vassilenko), *C. primus* Podobina, *Nonionellina taylorensis* (Hofker), *N. ansata* (Cushman), *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *Praebulimina carseyi* (Plummer). Зона с указанным комплексом имеет широкое распространение, встречаясь почти во всех изученных разрезах центрального района (табл. 3).

Таблица 3

Схема зонального расчленения и корреляции по бентосным фораминиферам сантона-кампана Западно-Сибирской и Восточно-Европейской провинций

Table 3

Scheme of zonal subdivision and correlation for benthic foraminifers of Santonian-Campanian West Siberian and East European provinces

Ярус	Подъярус	Восточно-Европейская провинция [Практическое руководство..., 1991]	Западно-Сибирская провинция [Подобина, 2019]	Горизонт
Кампан	Верхний	<i>Globorotalites emdiensis</i> (верхи)	<i>Cibicoides primus</i>	ганькинский
		<i>Globorotalites emdiensis</i> <i>Brotzenella monterelensis</i>	Слои выпадают из разреза	
	Нижний	<i>Cibicoides temirensis</i>	<i>Bathysiphon vitta</i> , <i>Recurvoides magnificus</i>	Славгородский
		<i>Gavelinella clementiana</i>		
Сантон	Верхний	<i>Gavelinella stelligera</i>	<i>Cribrostomoides exploratus</i> , <i>Ammomarginulina crispa</i>	
	Нижний	<i>Gavelinella infrasantonica</i>	<i>Ammobaculites dignus</i> , <i>Pseudoclavulina admota</i>	

Маастрихтский ярус – K_3m

К этому ярусу в Западной Сибири отнесены отложения ганькинской свиты одноименного горизонта за исключением ее нижних слоев, которые, как указывалось, являются верхней частью кампана, а местами в понижениях рельефа в самых верхних слоях ганькинской свиты отмечены слои датского яруса. Свита имеет широкое распространение и отсутствует лишь в непосредственной близости к южному и юго-восточному горным обрамлениям равнины, а также на сводах некоторых структур; мощность ее достигает 120 м.

Отложения свиты представлены довольно однообразной толщей известковых серых, в северном и северо-западном районах иногда опоковидных глин и алевролитов, включающих обычно большое количество обломков пелеципод, гастропод, белемнитов, фораминифер, остракод и других организмов. В толще пород этой свиты отчетливо выделяются две зоны фораминифер: нижняя *Spiroplectammina variabilis*,

Gaudryina rugosa spinulosa и верхняя *Spiroplectammina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi*, каждая из которых соответствует нижнему и верхнему маастрихту [Фораминиферы..., 1964; Кисельман, 1969; Ксенева, 1996; 1999; Подобина, 1975, 1978, 1989, 2000, 2009, 2019].

Нижний подъярус – K_3m_1

Зона *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*

Нецкая А.И., 1948 – *Bolivinoopsis variabilis*

Киссельман Э.Н. [Фораминиферы..., 1964] – *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*

Типовой разрез. Нововасюганская опорная скв. 1-р, инт. 736,0–645,0 м. Глины серые алевроитовые известковые. Мощность 90 м.

Зональный комплекс фораминифер в лектостратотипе приведен в работе В.М. Подобиной [Подобина, 2000, с. 47].

Зона нижнего маастрихта впервые установлена Л.Г. Дайн в 1937 г. в разрезе Шумихинской скважины

Челябинской области (опубликованы данные в 1961 г.). Видами-индексами Л.Г. Дайн были указаны виды *Spiroplectamina kelleri* Dain, *Bolivina decurrens* (Ehrenberg). Э.Н. Кисельман [Фораминиферы..., 1964] для данной зоны были предложены другие виды-индексы: *Spiroplectamina variabilis* (Neckaja), *Gaudryina rugosa* Orb. *spinulosa* Neckaja.

Нижняя граница зоны проводится по появлению в значительных количествах видов-индексов (более 10 экз. на 100 г породы), а также видов *Bulimina quadrata* Plummer, *Reussella minuta* (Marsson), *Pseudovigerina plammerae* Cushman и др. Верхняя граница отделяется по появлению видов-индексов вышележащей зоны и ряда других характерных видов (табл. 4).

Таблица 4

Корреляция фораминиферовых зон и слоев кампан-маастрихта Западно-Сибирской и Восточно-Европейской провинций

Table 4

Correlation of Foraminiferal Zones and Campanian-Maastrichtian Beds of West Siberian and East European Provinces

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Западно-Сибирская провинция			Восточно-Европейская провинция [Практич. рук-во, 1991]	
				Горизонт	Центральный район [Подобина, 2019]	Юго-Восточный район (р-н гг. Томска и Северска) [Подобина, 2009]		зоны
					зоны	слои		
М Е Л О В Я	В Е Р Х Н И Й	маастрихт	верхний	ганькинский	<i>Spiroplectamina kasanzevi</i> , <i>Bulimina rosenkrantzi</i>	Не обнаружены	<i>Hanzawaia ekblomi</i>	
			нижний		<i>Spiroplectamina variabilis</i> , <i>Gaudryina rugosa spinulosa</i>	<i>Spiroplectamina variabilis</i> , <i>Gaudryina rugosa spinulosa</i>	<i>Brotzenella complanata</i> , <i>Angulogavelinella gracilis</i>	
		кампан	верхний		<i>Cibicidoides primus</i>	<i>Cibicidoides primus</i>	<i>Globorotalites emdyensis</i> (верхи)	
			нижний		славгородский (верхи)	<i>Bathysiphon vitta</i> , <i>Recurvoides magnificus</i>	<i>Recurvoides magnificus</i>	<i>Gavelinella clementiana</i>

Верхний подъярус – Кзт2

Зона *Spiroplectamina kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi*

Дайн Л.Г., 1961 – *Spiroplectamina kasanzevi*, *Heterostomella foveolata*; [Кисельман, 1960, 1969] – *S. kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi*; [Подобина, 2000; 2009] – *S. kasanzevi*, *Bulimina rosenkrantzi*

Типовой разрез. Нововасюганская опорная скв. 1-р, инт. 645,0–605,0 м. Глины серые, алевроитовые, известковые. Мощность 40 м.

Зональный комплекс в лектостратотипе приведен В.М. Подобиной [Подобина, 2000, с. 50].

Зона впервые установлена Л.Г. Дайн в 1937 г. (опубликована в 1961 г.) в разрезе Шумихинской скважины Челябинской области с видами-индексами *Spiroplectamina kasanzevi* Dain, *Heterostomella foveolata* (Marsson) и датирована позднемаастрихтским возрастом. Впоследствии Э.Н. Кисельман [Фо-

раминиферы..., 1964] второй вид-индекс заменен на *Bulimina rosenkrantzi* Brotzen.

Нижняя граница зоны устанавливается по первым находкам видов-индексов, верхняя – по появлению *Brotzenella praeacuta* (Vassilenko), а также и других датских видов и общему обеднению систематического и количественного состава комплекса.

Вид *Bolivina plaita* Carsey, встречающийся в единичных экземплярах в отложениях нижней части маастрихта, здесь представлен большим числом особей (до 100 и более экз. на 100 г породы).

Характерен также *Brotzenella pseudopapillosa* (Carsey). Этот вид впервые появляется на данном стратиграфическом уровне и насчитывается не более 10-20 экземпляров на образец (100 г породы). Из других характерных видов для верхней части разреза следует упомянуть *Heterostomella foveolata* (Marsson), *Quinqueloculina fusiformis* Putrja, *Anomalinoides minuta* (Mello), *A. justus* Podobina и др.

Маастрихтские комплексы фораминифер обеих зон Западно-Сибирской провинции сопоставлены с таковыми зонами Восточно-Европейской провинции (Русской плиты) [Практическое руководство, 1991], что подтверждает их ранне- и позднемаастрихтский возраст (табл. 4). Палеонт. табл. I–II.

Заключение

Исследованные комплексы фораминифер верхнего мела (коньяка–маастрихта) Западной Сибири почти повсеместно содержат представителей рода *Spiroplectammina*. Эта группа организмов в фораминиферных комплексах включает виды-индексы или характерные виды. Автором отмечено, что спиropлектамы распространены в основном в позднем мелу. В подстилающем среднем мелу (аптурон) и покрывающих – палеогеновых отложениях Западной Сибири спиropлектамы не обнаружены. Эта группа организмов монографически ранее изучена Э.Н. Кисельман [Фораминиферы..., 1964].

Ранее сантонские, кампанские и маастрихтские виды спиropлектамин являлись видами-индексами выделенных фораминиферных зон. Однако в процессе дальнейших исследований некоторые, особенно сантонские и кампанские зоны, определяемые видами-индексами спиropлектамин, автором разделены на соподчиненные зоны с другими группами организмов (*Cribrostomoides*, *Ammomarginulina*, *Ammobaculites*, *Recurvoides*, *Pseudoclavulina*, *Cibicidoides*). Зоны маастрихтских отложений (ганькинская свита) обозначены видами-индексами спиropлектамин. Этими таксонами являются *Spiroplectammina variabilis* (Neckaja) (ранний маастрихт) и *S. kasanzevi* Dain (поздний маастрихт).

Начиная с раннего коньяка, в комплексе определен характерный вид *Spiroplectammina orientalis* Kisselman (ранее *S. senonana* Lalicker *orientalis* Kisselman); в позднем коньяке (верхние слои седельниковской свиты) также пока значится данный вид. В раннесантонском комплексе (низы славгородской свиты) отмечается увеличение количества и разнообразия спиropлектамин: *S. modesta* Kisselman (ранее *S. brevis* Kisselman *modesta* Kisselman), *S. multiversurata* Kisselman, *S. pocurica* Balakhmatova (ранее *S. senonana* Lalicker *pocurica* Balakhmatova), *S. lata* Zaspelova. В отложениях верхнего сантона (средние слои славгородской свиты) выделены виды спиropлектамин: *Spiroplectammina pocurica* Balakhmatova (ранее *S. senonana* Lalicker *pocurica* Balakhmatova), *S. ancestralis* Kisselman. В нижнем кампане (верхние слои славгородской свиты) отмечен новый подвид *Spiroplectammina optata* Kisselman *ksenevae* Podobina subsp. nov., а также ранее известный вид *S. variabilis* (Neckaja). Выше по разрезу в верхах верхнего кампана (нижние слои ганькинской

свиты) встречены единичные экземпляры вида *Spiroplectammina optata* Kisselman. Выделение нового подвида в нижнем кампане объясняется его стратиграфическим положением (верхи славгородской свиты), а также небольшим морфологическим отличием. В нижнем маастрихте (средние слои ганькинской свиты) одним из видов-индексов зонального комплекса является *Spiroplectammina variabilis* (Neckaja) (зона *S. variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*). В верхнем маастрихте (верхняя часть ганькинской свиты) установлен вид-индекс *Spiroplectammina kasanzevi* Dain.

Как видно, в процессе исследования верхнемеловых отложений Западной Сибири выяснено, что значение спиropлектамин велико для стратиграфии этой части разреза. Тем более, как указывалось, в среднем мелу и палеогене эти формы не обнаружены.

Описание нового подвида из спиropлектамин

Род *Spiroplectammina* Cushman, 1927

Вид *Spiroplectammina optata* Kisselman

Подвид *S. optata* Kisselman subsp. *ksenevae**

Podobina subsp. nov.

Табл. I, фиг. 5

Голотип № 1287а. Томская область, Амбарская площадь, скв. 1-р, инт. 718,37–712,27 м; славгородский горизонт, кампанский ярус, нижний подъярус.

Паратип № 1287. Томская область, Амбарская площадь, скв. 1-р, гл. 712,26 м; славгородский горизонт, кампанский ярус, нижний подъярус.

Этот подвид встречается в зоне *Bathyziphon vitta*, *Recurvodes magnificus* (верхи славгородской свиты одноименного горизонта).

Краткое описание. Раковина состоит из двух отделов: спирального и однорядного, уплощенная, постепенно расширяющаяся к устьевому концу; спиральная часть немного расширена, камеры спирального отдела треугольные, уплощенные, до пяти в последнем обороте спирали, периферический край слегка волнистый, двухрядная часть (второй отдел) невысокая, состоит в основном из пяти уплощенных изогнуто-трапециевидных камер.

Стенка мелкозернистая, агглютинированная, кварцево-кремнистая.

Размеры: наибольшая высота – 0,6 мм, наибольшая ширина 0,40 мм.

От вышележащего типового (позднекампанского) вида

S. optata Kisselman подвид отличается меньшими размерами, небольшой начальной спиральной частью, более плоскими септальными швами и стратиграфическим положением, в разрезе нижнего кампана.

Геологический возраст. Нижний кампан Распространение. Западный, центральный, восточный районы Западной Сибири. (верхние слои славгородской свиты, одноименного горизонты, верхняя часть березовского надгоризонта).

ЛИТЕРАТУРА

- Булатова З.И., Войцель З.А., Кисельман Э.Н. и др.** Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. М. : Гостоптехиздат, 1957. 148 с., 141 палеонт. табл.
- Глазунова А.Е., Балахматова В.Т., Липман Р.Х. и др.** Стратиграфия и фауна меловых отложений Западно-Сибирской низменности // Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1960. Т. 29. С. 3–346, 60 палеонт. табл.
- Дайн Л.Г.** Некоторые виды фораминифер меловых отложений Шумихинского района Челябинской области // Микрофауна СССР. Л. : Гостоптехиздат, 1961. С. 4–42, 2 палеонт. табл. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., вып. 170).
- Заспелова В.С.** Фораминиферы верхнеюрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности // Микрофауна СССР. Сб. 1. Л.; М. : Гостоптехиздат, 1948. С. 189–210, 3 палеонт. табл. (Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., вып. 31).
- Кисельман Э.Н.** Микрофаунистические зоны ганькинской свиты Западно-Сибирской низменности // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Л. : Гостоптехиздат, 1960. С. 176–188, 5 рис.
- Кисельман Э.Н.** Расчленение верхнесенонских отложений Западно-Сибирской низменности по фораминиферам (верхняя часть верхнего кампана, маастрихт) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск, 1969. С. 116–124 (Труды СНИИГГиМС. Сер. регион. геол., вып. 84).
- Ксенева Т.Г.** Комплексы фораминифер позднего кампана Западной Сибири // Проблемы геологии Сибири: тез. докл. науч. конф., посвящ. 75-летию геол. образ. в Томском университете. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1996. С. 153–154.
- Ксенева Т.Г.** Фораминиферы кампана-маастрихта Западной Сибири, их значение для стратиграфии и палеоэкологии : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1999. 25 с.
- Нецкая А.И.** О некоторых фораминиферах верхнесенонских отложений Западной Сибири // Микрофауна СССР. Сб. 1. Л. ; М. : Гостоптехиздат, 1948. С. 213–226, 3 палеонт. табл. (Труды ВНИГРИ. Нов. сер., вып. 31).
- Практическое** руководство по микрофауне СССР. Л.: Недра, 1991. Т. 5: Фораминиферы мезозоя. С. 170–198, палеонт. табл. 76–97.
- Подобина В.М.** Фораминиферы верхнего мела Западно-Сибирской низменности. М. : Наука, 1966. 148 с., 19 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1975. 163 с., 40 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Сравнительная характеристика комплексов фораминифер и корреляция верхнемеловых отложений Западной Сибири и других регионов // Материалы к стратиграфии Западно-Сибирской равнины. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1978. С. 89–108.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и зональная стратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1989. 175 с., 35 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Типовой разрез коньякского яруса Западной Сибири и его микропалеонтологическая характеристика // Природокомплекс Томской области / под ред. А.И. Гончаренко. Томск : Изд-во Том. ун-та, 1995. Т. 1: Геология и экология. С. 52–66, 8 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела Западной Сибири. Томск : Изд-во НТЛ, 2000. 388 с., 80 палеонт. табл., 13 рис.
- Подобина В.М.** Фораминиферы, биостратиграфия верхнего мела и палеогена Западной Сибири. Томск : Том. гос. ун-т, 2009. 432 с., 73 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферовые зоны границы сантона-кампана Западной Сибири // Горные ведомости. 2016. № 7 (146). С. 14–25, 5 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Новые сведения о фораминиферах и биостратиграфии верхнего мела и палеогена Западной Сибири // Горные ведомости. 2017. № 6 (154). С. 34–49, 6 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Биостратиграфия и фораминиферы коньяка юго-востока Западной Сибири // Горные ведомости. 2018. № 2 (156). С. 38–53, 5 палеонт. табл.
- Подобина В.М.** Фораминиферы и биостратиграфия верхнего мела (коньяк-маастрихт) Западной Сибири. Томск: Издательский Дом Томского государственного университета, 2019. 204 с., 51 палеонт. табл.
- Фораминиферы** меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности / под ред. Н.Н. Субботиной. Л. : Недра, 1964. С. 153–178, палеонт. табл. 17–23 (Тр. ВНИГРИ, вып. 234).

Автор:

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

Geosphere Research, 2021, 2, 67–79. DOI: 10.17223/25421379/20/5

V.M. Podobina

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

THE SIGNIFICANCE OF SPIROPLECTAMMINA (FORAMINIFERA) FOR UPPER CRETACEOUS STRATIGRAPHY OF WESTERN SIBERIA

In the result of many years studies of Mesozoic and Cainozoic foraminifera especially species of Spiroplectammina genera their significance for stratigraphy Upper Cretaceous (Coniac–Maastrichtian) have been established.

They are absent in Middle Cretaceous and Paleogene deposits. The species of Spiroplectammina genera have been used as species-index or characteristic species in foraminiferal Late Cretaceous assemblages. Such of them for example Maastrichtian Spiroplectammina species, earlier and now have been entered in content of characteristic species or species-index for Spiroplectammina variabilis and S. kasanzevi zones (lower and upper Maastrichtian). Establishing of these Spiroplectammina species are the basis for the Late Cretaceous stratigraphy. The middle Cretaceous and upper Paleogene deposits don't contain the Spiroplectammina species. The new subspecies Spiroplectammina optata Kisselman subsp. ksenevae Podobina subsp. nov. is characteristic for early Campanian of Western Siberia. In all foraminiferal assemblages of the Upper Cretaceous Spiroplectammina of Western Siberia have been found by author. In Coniacian deposits of Sedelnikovskaya suite (such name of Horizon) single findings of Spiroplectammina orientalis Kisselman species (early S. senonana Lalicker orientalis Kisselman) have been established. This species has known in Coniacian zones: lower – Haplophragmium chapmani, Ammoscalaria antis, upper – Dentalina basiplanata, D. tineiformis. The findings of this species are in Sedelnikovskaya suite. In deposits of Slavgorodskaya suite (such name of Horizon) Spiroplectammina lata Zaspelova species have been found in lower Santonian Zone Ammobaculites dignus, Pseudolavulina hastata. In middle layers of Slavgorodskaya suite Spiroplectammina pocurica Balakhmatova species have been known as characteristic one (earlier was S. senonana Lalicker pocurica Balakhmatova subspecies). This species is characteristic for upper Santonian – Cribrostomoides exploratus, Ammomarginulina crispera zone. In lower Campanian deposits (upper layers of Slavgorodskaya suite) Spiroplectammina optata Kisselman ksenevae Podobina subsp. nov. have been described by author in this article. This subspecies is very important for lower Campanian stratigraphy. For upper Campanian deposits S. optata Kisselman species is very characteristic for Cibicoides primus zone. All Coniacian, Santonian and Campanian zones have been established by author. Maastrichtian Spiroplectammina species – S. variabilis Neckaja – species index for Lower Maastrichtian zone and S. kasanzevi Dain – species-index for upper Maastrichtian zone.

Keywords: Foraminifera, Spiroplectammina species, Upper Cretaceous, Western Siberia

References

- Bulatova Z.I., Vojcel' Z.A., Kisel'man E.N. i dr. *Stratigrafiya mezozoya i kajnozoya Zapadno-Sibirskoj nizmennosti*. [Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the West Siberian Lowland]. Moscow: Gostoptekhizdat. 1957. 148 p., 141 pal. tabl. In Russian
- Glazunova A.E., Balahmatova V.T., Lipman R.H. i dr. *Stratigrafiya i fauna melovyh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj nizmennosti* [Stratigraphy and fauna of Cretaceous deposits of the West Siberian Lowland] // Tr. VSEGEI. Nov. ser. 1960. T. 29. pp. 3–346, 60 pal. tabl. In Russian
- Dajin L.G. *Nekotorye vidy foraminifer melovyh otlozhenij Shumikhinskogo rajona Chelyabinskoy oblasti* [Some types of foraminifera of Cretaceous deposits of the Shumikhinsky district of the Chelyabinsk region] // Mikro-fauna SSSR. Leningrad: Gostoptekhizdat. 1961. pp. 4–42, 2 pal. tabl. (Tr. VNIGRI. Nov. ser., vyp. 170). In Russian
- Zaspelova V.S. *Foraminifery verhneyurskih i melovyh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj nizmennosti* [Foraminifera of the Upper Jurassic and Cretaceous sediments of the West Siberian Lowland] // Mikrofauna SSSR. Sb. 1. Leningrad-Moscow: Gostoptekhizdat. 1948. pp. 189–210, 3 pal. tabl. (Tr. VNIGRI. Nov. ser., vyp. 31). In Russian
- Kisel'man E.N. *Mikrofaunisticheskie zony gan'kinskoj svity Zapadno-Sibirskoj nizmennosti* [Microfaunistic zones of the Gankin suite of the West Siberian lowland] // Materialy po paleontologii i stratigrafii Zapadnoj Sibiri. Leningrad: Gostoptekhizdat. 1960. pp. 176–188, 5 ris. In Russian
- Kisel'man E.N. *Raschlenenie verhnesenonskih otlozhenij Zapadno-Sibirskoj nizmennosti po foraminiferam (verhnyaya chast' verhnego kampana, maastriht)* [Separation of the Upper Senonian deposits of the West Siberian Lowland by foraminifera (upper part of the Upper Campanian, Maastricht)] // Materialy po stratigrafii i paleontologii Sibiri. Novosibirsk. 1969. pp. 116–124 (Trudy SNIIGGiMS. Ser. region. geol., vyp. 84). In Russian
- Kseneva T.G. *Kompleksy foraminifer pozdnego kampana Zapadnoj Sibiri* [Complexes foraminifer late Campan Western Siberia] // Problemy geologii Sibiri: tez. dokl. nauchn. konf., posvyashch. 75-letiyu geol. obraz. v Tomskom universitete. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1996. pp. 153–154. In Russian
- Kseneva T.G. *Foraminifery kampana-maastrihta Zapadnoj Sibiri, ih znachenie dlya stratigrafii i paleoekologii* [Foraminifera of the Campanian-Maastrichtian of Western Siberia, their significance for stratigraphy and paleoecology]: avtoref. dis. ... kand. geol.-miner. nauk. Novosibirsk, 1999. 25 p. In Russian
- Neckaja A.I. *O nekotoryh foraminiferah verhnesenonskih otlozhenij Zapadnoj Sibiri* [About some foraminifera of the Upper Senonian deposits of Western Siberia] // Mikrofauna SSSR. Sb. 1. Leningrad-Moscow: Gostoptekhizdat. 1948. pp. 213–226, 3 pal. tabl. (Trudy VNIGRI. Nov. ser., vyp. 31). In Russian
- Prakticheskoe rukovodstvo po mikrofaune SSSR* [Practical Guide to the Microfauna of the USSR]. Leningrad: Nedra. 1991. T. 5: Foraminifery mezozoya. pp. 170–198, pal. tabl. 76–97. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery verhnego mela Zapadno-Sibirskoj nizmennosti* [Foraminifera of the Upper Cretaceous of the West Siberian Lowland]. Moscow: Nauka. 1966. 148 p., 19 pal. tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery verhnego mela i paleogena Zapadno-Sibirskoj nizmennosti, ih znachenie dlya stratigrafii* [Foraminifera of the Upper Cretaceous and Paleogene of the West Siberian Lowland, their importance for stratigraphy]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1975. 163 p., 40 pal. tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Sravnitel'naya harakteristika kompleksov foraminifer i korrelyaciya verhnemelovyh otlozhenij Zapadnoj Sibiri i drugih regionov* [Comparative characteristics of foraminifer complexes and correlation of Upper Cretaceous deposits of Western Siberia and other regions] // Materialy k stratigrafii Zapadno-Sibirskoj ravniny. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta. 1978. pp. 89–108. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery i zonal'naya stratigrafiya verhnego mela Zapadnoj Sibiri* [Foraminifera and zonal stratigraphy of the Upper Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta. 1989. 175 p., 35 pal. tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Tipovoy razrez koniaskogo yarysa Zapadnoj Sibiri i ego micropaleontologicheskaya kharakteristika* [A typical section of the cognac layer of Western Siberia and its micropaleontological characteristic] // Prirodokompleks Tomskoy oblasti pod red. A.I. Goncharenko. Tomsk: Izd-vo Tom. un-ta, 1995. T. 1. Geologia i ecologia. pp. 52–66. 8 pal. tabl. In Russian

- Podobina V.M. *Foraminifery i biostratigrafiya verhnego mela Zapadnoj Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous of Western Siberia]. Tomsk: Izd-vo NTL, 2000. 388 p., 80 pal. tabl., 13 ris. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery, biostratigrafiya verhnego mela i paleogena Zapadnoj Sibiri* [Foraminifera, biostratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene of Western Siberia]. Tomsk: Tom. gos. un-t. 2009. 432 p., 73 pal. tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminiferovye zony granicy santona-kampana Zapadnoj Sibiri* [Foraminiferous zones of the Santon-Campan border of Western Siberia] // Gornye vedomosti. 2016. No 7 (146). pp. 14–25, 5 pal. tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Novye svedeniya o foraminiferah i biostratigrafii verhnego mela i paleogena Zapadnoj Sibiri* [New information on foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous and Paleogene of Western Siberia] // Gornye vedomosti. 2017. No 6 (154). pp. 34–49, 6 pal. tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Biostratigrafiya i foraminifery kon'yaka yugo-vostoka Zapadnoj Sibiri* [Biostratigraphy and foraminifera of cognac southeast of Western Siberia] // Gornye vedomosti. 2018. No 2 (156). pp. 38–53, 5 pal. tabl. In Russian
- Podobina V.M. *Foraminifery i biostratigrafiya verhnego mela (kon'yak-maastricht) Zapadnoj Sibiri* [Foraminifera and biostratigraphy of the Upper Cretaceous (cognac-maastricht) of Western Siberia]. Tomsk: Izdatel'skij Dom Tomskogo gosudarstvennogo universiteta. 2019. 204 p., 51 pal. tabl. In Russian
- Foraminifery melovyh i paleogenovyh otlozhenij Zapadno-Sibirskoj nizmennosti* [Foraminifera of Cretaceous and Paleogene sediments of the West Siberian Lowland] / Pod red. N.N. Subbotin. Leningrad: Nedra. 1964. pp. 153–178, pal. tabl. 17–23 (Tr. VNIGRI, vyp. 234). In Russian

Author:

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

ФИЗИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 528.925; 519.257; 631.415

ГЕОСТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИ КАРТОГРАФИРОВАНИИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ВЛАЖНОСТИ И КИСЛОТНОСТИ ПОЧВ



Н.В. Клебанович, А.Л. Киндеев, А.А. Сазонов

Белорусский государственный университет, Республика Беларусь, Минск

Рассмотрен один из способов прямого почвенного картографирования кислотности и влажности почвы на опытных участках, базирующийся на методах геостатистики. Показана важность первичной статистической обработки информации, а также отражены основные этапы геостатистического подхода в целом. Определены основные детерминированные тренды анизотропии свойств. При помощи вариограммного анализа получено представление о степени варьирования изучаемых свойств на разных иерархических уровнях общей неоднородности участков, а также количественная оценка точности картограмм. Дана сравнительная характеристика итоговых картограмм, построенных разными способами интерполяции. Рассмотрены причины и следствия пространственного распределения кислотности и влажности на исследуемых участках.

Ключевые слова: геостатистика, неоднородность почвенных свойств, вариография, влажность, кислотность

Введение

В конце XIX в., наряду со становлением генетического почвоведения, усилиями В.В. Докучаева и его учеников была доказана необходимость исследования пространственной вариабельности почв и заложены основы почвенного картографирования. На протяжении XX в. почвоведение обогащалось новыми теориями и научными направлениями, изучающими те или иные предметные области науки.

Одним из таких направлений является концепция структуры почвенного покрова, изложенная В.М. Фридландом в его одноименном труде в 1972 г. Согласно этой концепции, на картах в виде дискретных ареалов отражаются типизированные почвенно-географические единицы разных уровней организации: элементарные почвенные ареалы (ЭПА), элементарные почвенные структуры, мезоструктуры [Фридланд, 1972]. Они составляют основу для различных специальных карт прикладной направленности: агроэкологических, мелиоративных, лесохозяйственных и других.

Наряду с картированием неоднородности почвенного покрова в целом, значительное внимание уделялось выявлению пространственных закономерностей распределения отдельных почвенных свойств. Значительным шагом в этом направлении является начало цифрового почвенного картографирования (ЦПК) в 1980-е гг. На сегодняшний день существуют две группы методов ЦПК, которые можно разделить на косвенные и прямые.

Косвенные методы основываются на так называемых почвенно-ландшафтных связях, т.е. знаниях о взаимосвязи почв с факторами почвообразования. В свою очередь прямые методы базируются на точечных полевых исследованиях или на результатах прямого дешифрирования почв по данным аэрокосмической съемки.

Прямые методы составления почвенных карт используются при картографировании почв в детальном и крупных масштабах. Эти методы достаточно затратны и трудоемки, поэтому составленные прямыми методами почвенные карты в настоящее время имеются лишь на небольшие территории. С началом XXI в. было разработано специальное оборудование, которое значительно уменьшает трудоемкость и финансовые затраты пробоотбора и обработки результатов.

Так, в Швеции для отбора образцов используется специальная машина – ManagerTM, позволяющая в промышленных масштабах автоматически отбирать образцы [Cambardella et al., 1994]. В США для получения информации о кислотности почвы был разработан прибор Veris MSP, который представляет собой систему датчиков, способных адаптироваться под почвенные и погодные условия конкретных территорий [Lund et al., 2007].

Прямые методы картографирования почв более объективны и точны, и в будущем вся территория планеты будет покрыта почвенными картами, составленными на основе прямых методов [Сорокина, Козлов, 2009].

Основным толчком развития прямых методов картографирования почв является внедрение в 1980-х гг. геостатистического подхода в почвоведение, который предполагает: непрерывность в пространстве, переменные как результат случайного процесса, нахождение процесса в неподвижном состоянии при движении от точки к точке и описание вариации этих процессов в терминах пространственной зависимости. Геостатистика явилась альтернативой классификации для представления пространственных изменений и активно применяется за рубежом в «точном земледелии», оценке загрязнения и восстановлении нарушенных земель и т.п. [Olf et al., 2010; Демьянов, Савельева, 2010].

Актуальность изучения геостатистических методов и применение их на практике в почвенно-географических изысканиях имеют место как с экономической, так и научной точек зрения. С одной стороны, без детального учета неоднородности почвы, который может предоставить геостатистика, сельскохозяйственные предприятия, например, теряют большое количество материальных и финансовых ресурсов. С другой стороны, геостатистика является существенным дополнением к классической географии почв, но до сих пор не был разработан понятийный аппарат, позволяющий адекватно отражать как закономерности структуры почвенного покрова, так и внутрикласовую вариабельность почв, что и является одним из направлений исследований геостатистики в почвоведении.

В основе геостатистического подхода при изучении пространственной вариабельности почвенных свойств лежит алгоритм, включающий в себя статистическую обработку данных, построение и анализ математических моделей (вариограмм) и описывающий пространственную вариацию, на основании которой проводится геостатистическое моделирование и строятся итоговые картограммы.

В целом геостатистический анализ требует определенного времени, формальное использование современных пакетов программ, например ArcGIS, позволяющих автоматически проводить интерполяцию данных, может дать искаженные результаты. Так, М.А. Oliver и R. Webster пишут, что необдуманное «нажатие нескольких кнопок» может привести к ненадежным и даже ошибочным результатам. Эти авторы достаточно подробно описали методологию вычисления и моделирования вариограмм и кригинга, указали условия, необходимые для их реализации [Oliver, Webster, 2014].

Целью нашего исследования является изучение пространственной вариабельности кислотности и влажности почвы на опытных участках при помощи геостатистических методов исследования, обоснование их применения при построении картограмм изучаемых свойств, а также определение степени воз-

действия антропогенного фактора на гетерогенность исследуемых свойств.

Объекты и методика исследований

Объектами исследования послужили два опытных участка, заложенных на территории Воложинского района Минской области, в окрестностях учебной географической станции «Западная Березина» и представленных лесным массивом площадью 3,8 га, с которого было отобрано 30 образцов, и примыкающим к лесу участком пахотных земель площадью 5,9 га, где было отобрано 37 образцов.

В процессе пробоотбора содержание влаги в почве определялось при помощи электронного цифрового измерителя влажности «МГ-44», значения pH в КС1 были получены потенциометрически в лаборатории. Экспериментальные данные были занесены в таблицы Excel, далее произведена их статистическая обработка: определение степени нормальности распределения и корреляционных зависимостей между показателями. Данная процедура является важным этапом геостатистического анализа в связи с высокой чувствительностью вариограмм к степени нормальности распределения данных и, как следствие, сильно влияет на итоговую картограмму.

В случае нормального или близкого к нормальному распределения данные могут быть загружены в ArcGIS ArcMap и при помощи модуля Geostatistical Analyst использованы для их углубленного изучения, проведения кригинг-процедур и построения картограмм. Если же данные не имеют нормального распределения, то тот же модуль Geostatistical Analyst предоставляет ряд процедур по их преобразованию, например логарифмирование и др. Основные статистические параметры влажности и кислотности опытных участков приведены в табл. 1.

Результаты и обсуждение

Первичное представление об отсутствии лево- или правостороннего отклонения дает сходство значений моды, медианы и среднего, т.е. на участке № 1 по влажности эти показатели практически равны (12,8 и 13,2 соответственно). В свою очередь, по кислотности разбежка значений более существенна и составляет 0,85 между модой и средним, что говорит о возможном наличии отклонения графика. Сила и сторона отклонения определяются коэффициентом асимметрии и его предельным значением (+/- 0,55) – отрицательное значение говорит о левостороннем отклонении, положительное – о правостороннем. Исходя из этого, данные по влажности не имеют отклонений (0,09), а ряд данных по кислотности имеет незначительную правостороннюю асимметрию (0,81).

Обратная ситуация наблюдается по показателю эксцесса, отражающего вытянутость графика плот-

ности реального распределения в сравнении с нормальным распределением [Байков и др., 2012]. Наличие положительного эксцесса означает, что в изучаемой массе явлений существует слабо варьирующее по данному признаку «ядро», при существенном отрицательном такого «ядра» нет совсем.

В данном случае у кислотности значение эксцесса находится в рамках нормального распределения ($-0,41$), а у влажности незначительно превышает свое критическое значение ($1,18$), что говорит о нормальной вытянутости графика по кислотности и приближенному к нормальному по влажности.

Статистические параметры опытных участков

Таблица 1

Table 1

Statistical parameters of experimental sites

Показатель	Лес (№ 1)		Поле (№ 2)	
	Влажность	pH	Влажность	pH
Кол-во образцов	30		37	
Дисперсия	14,3	1,10	28,9	0,29
Коэффициент вариации	28,8%	17,81%	36,3%	8,6%
Асимметрия	0,09	0,81	-1,30	-0,13
Эксцесс	1,18	-0,41	-0,69	0,49
Предельное значение А	0,55		0,52	
Предельное значение Э	0,97		0,90	
Мода	12,8	5,03	21,8	6,36
Медиана	12,8	5,59	13,5	6,34
Среднее	13,2	5,88	14,8	6,29
Ср. кв. отклонение	3,78	1,05	5,38	0,54
Среднее Н ⁺		5,37E-06		1,00E-06
Ср. кв. отклонение Н ⁺		6,06604E-06		1,31712E-06
Дисперсия Н ⁺		3,67968E-11		1,73482E-12
Коэффициент вариации Н ⁺		112,9%		131,4%
Коэффициент корреляции	-0,18		-0,03	

Анализируя степень варьирования данных, можно говорить, что на лесном участке влажность имеет больший разброс значений (28,8 %), нежели кислотность, измеряемая в pH в КС1 (17,8 %). Но, как показывают предыдущие исследования [Киндеев, 2017; Клебанович, Киндеев, 2018], из-за того, что значения pH являются отрицательным логарифмом концентрации ионов Н⁺, нивелируется реальный разброс значений. Исходя из этого был рассчитан коэффициент вариации для концентрации ионов Н⁺, который составил 112,9 %, что говорит об очень высокой степени варьирования показателя. Это также подтверждается большой разницей между минимальным и максимальным значением pH и присутствием восьми групп кислотности почвы.

Опытный участок пашни (№ 2) характеризуется более значительной разбежкой между значениями моды, медианы и среднего (21,8; 13,5 и 14,8 соответственно) по влажности. Аналогичные показатели у кислотности отличий практически не имеют и находятся в диапазоне от 6,29 (среднее) до 6,36 (мода). Эти показатели дают возможность предполагать, что ряд данных значений влажности имеет асимметрич-

ное распределение, что доказывается коэффициентом асимметрии (-1,3), который превышает свое критическое значение ($\pm 0,52$) и показывает левостороннее отклонение данных. Значение эксцесса у влажности равняется $-0,69$ и не превышает критическое ($\pm 0,90$). У кислотности данные показатели не превышают свои допустимые пределы и подтверждают отсутствие каких-либо отклонений ряда данных от нормального распределения.

Значения коэффициента вариации у влажности и кислотности на участке № 2 имеют еще более значительные отличия между собой. Так, влажность по значению коэффициента вариации (36,3 %) можно отнести к группе средней неоднородности значений (30–60 %), в свою очередь, варьирование значений pH в КС1 можно оценить как однородное (менее 30 %). Но если по коэффициенту вариации для значений pH участок № 1 имеет более сильную дифференциацию значений, нежели участок № 2, то по варьированию концентрации Н⁺ можно наблюдать обратную ситуацию – варьирование Н⁺ на полевым участке выше.

Оба изучаемых параметра на исследуемых участках не имели сопряженности по варьированию в

пространстве, несущественный коэффициент корреляции между влажностью и кислотностью подтверждает тезис о том, что взаимосвязь между ними присутствует только на почвах избыточного увлажнения [Клебанович, Киндеев, 2018].

В целом полученные результаты говорят о нормальном распределении данных по кислотности на двух участках и наличии незначительного отклонения от нормального распределения ряда данных значений влажности на участках № 1 и 2, что учтено на следующих этапах анализа пространственного распределения изучаемых свойств.

Дальнейшая обработка данных при геостатистическом подходе предполагает изучение пространственной направленности варьирования (анизотропии), вариографии и построение итоговых картограмм. Дальнейший анализ данных предполагает определение трех основных компонент, из которых состоит общая неоднородность исследуемых свойств.

Макрокомпонента отражает низкочастотные изменения, связанные с особенностями ландшафта или антропогенным воздействием, и проявляется в виде тренда. Мезокомпонента описывает изменения в пределах исследуемого участка и представляет собой наибольший практический интерес и, в отличие от макрокомпоненты, не может быть описана детерминированной зависимостью. Микрокомпонента характеризует случайную вариабельность, вызванную микромасштабной изменчивостью структурных, физико-химических и химических свойств почвы, а также случайными ошибками измерений [Якушев и др., 2010].

Принято считать, что микрокомпонента является некоррелированным «шумом» с неизменной в пределах поля дисперсией, и количество выражается через значения одного из основных параметров вариограммы – самородка [Матерон, 1952; Oliver, Webster, 2007].

Для выявления макрокомпоненты определяется анизотропия исследуемых свойств, под которой понимается различие в их пространственной вариации в зависимости от направления. Таким образом, направленность анизотропии, называемая трендом, является детерминированным компонентом поверхности, который можно выразить математической формулой.

Линия наилучшего соответствия (полином) проведена через проецируемые точки, показывая тренды в определенных направлениях (рис. 1). Если бы линии были параллельны осям X (зеленая линия) или Y (синяя линия), это означало бы, что трендов нет. Но на рис. 1 видно, что светло-зеленая линия, отражающая направление запад–восток на участке № 1 у значений кислотности, начинается с повышенных значений и понижается по направлению к центру оси X, а затем повышается, образуя перевернутую U-образную форму.

В свою очередь, полином значений влажности также образует U-образную форму по направлению с запада на восток, но имеет выпуклую форму, что говорит об увеличении значений влажности в центре участка. Синяя линия, отражающая направление юг–север, начинается с высоких значений кислотности на юге и после достижения центра оси Y плавно снижается к северной части участка. Значения влажности, как и по направлению с запада на восток, имеют прямо противоположную форму полинома – начинаясь с низких значений на севере, плавно увеличиваются к югу.

На исследуемом участке № 2 у значений кислотности прослеживается также тренд по направлению запад–восток, но, в отличие от первого участка, до центра оси X значения изменяются незначительно, а затем резко возрастают. По направлению север–юг значения кислотности на участке № 2 повторяют тенденцию значений кислотности в направлении, аналогичном участку № 1. В свою очередь, значения влажности имеют ярко выраженное повышение с запада на восток, а также с юга на север.

Для значений влажности и кислотности на исследуемых участках полиномы направлений имеют разные формы, это говорит об отсутствии общего тренда во всех направлениях и о различиях между значениями пространственной автокорреляции (полудисперсии) в разных направлениях, т.е. о наличии анизотропии.

Исходя из анализа анизотропии, удалось выявить наличие трендов, характеризующихся полиномом второго порядка, и определить ее направление для изучаемых свойств почвы на исследуемых участках, которая должна будет учитываться при подборе экспериментальной вариограммы.

В результате удаления трендов вариограммы станут моделями пространственной автокорреляции между точками данных без рассмотрения трендов в данных. Это позволяет отдельно оценить долю мезо- и микрокомпоненты пространственной неоднородности исследуемых участков. Тренды будут автоматически включены обратно в расчеты перед созданием результирующей поверхности.

При построении итоговых картограмм для удаления имеющихся трендов был использован ординарный кригинг с преобразованием второго порядка, который соответствует U-образной форме полинома (см. рис. 1). Для приведения к нормальному распределению значений влажности участка № 2 было произведено логарифмирование значений. При подборе экспериментальных моделей к эмпирическим для свойств исследуемых участков выяснилось, что классические модели, такие как гауссова, экспоненциальная или круговая, значительно отличаются от эмпирической вариограммы. В связи с этим при помощи визуального сходства было решено использовать довольно редкую модель J-Бесселя (рис. 2).

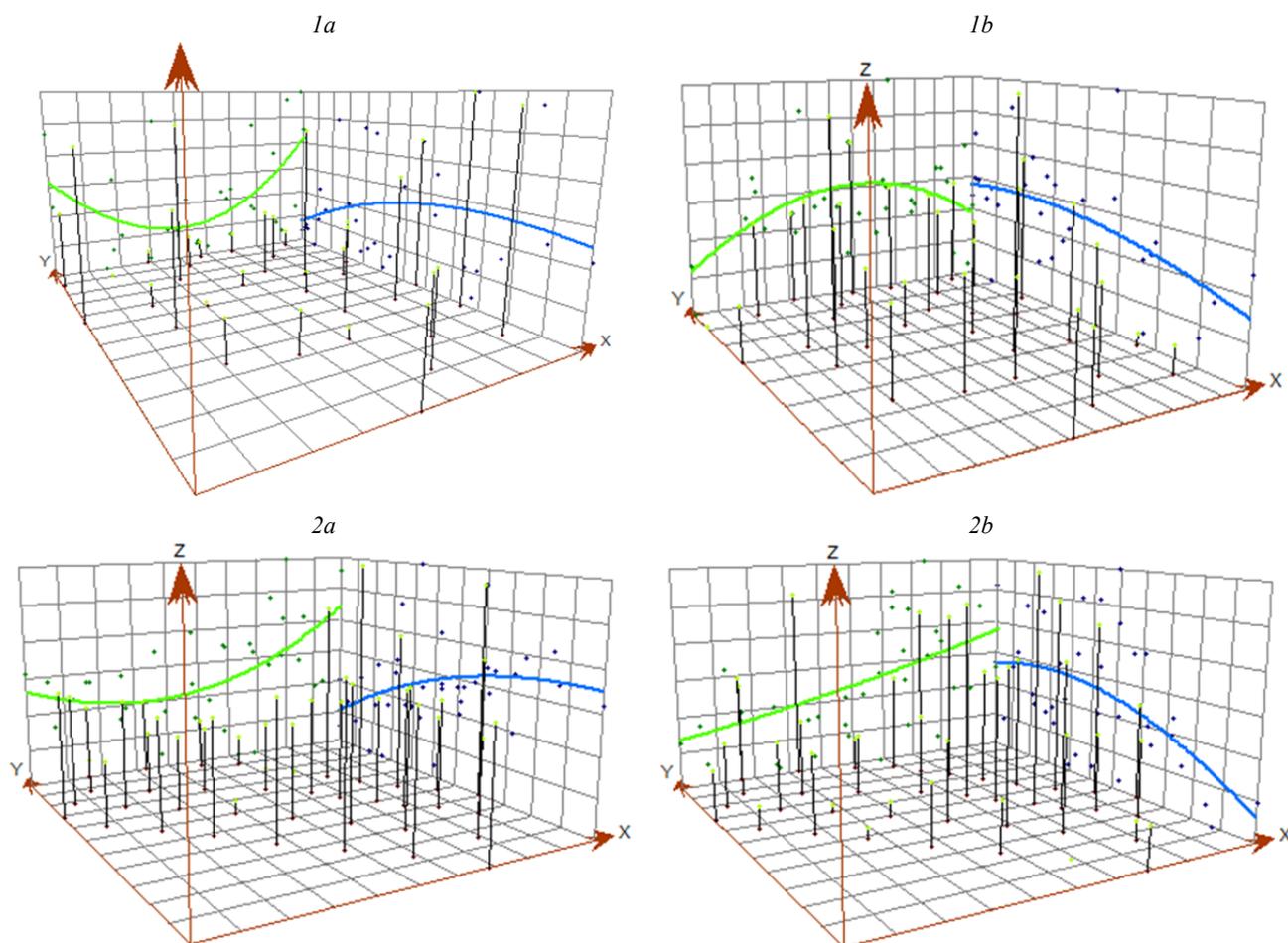


Рис. 1. Анализ тренда при угле 0 градусов: 1а – кислотности на участке № 1; 1б – влажности на участке № 1; 2а – кислотности на участке № 2; 2б – влажности на участке № 2

Fig. 1. Analysis of the trend at an angle of 0 degrees: 1a – acidity at site № 1; 1b – humidity at site № 1; 2a – acidity at site № 2; 2b – humidity at site № 2

Параметры моделей вариограмм лесного участка

Таблица 2

Parameters of the semivariogram models of the forest area

Table 2

Участок	Показатель	Лаг, м	Наггет, C_0	Порог, $C_0 + C$	Ранг, м	Остаточная дисперсия $C_0/(C_0 + C)$, %
Лес	Кислотность	15	0,17	0,63	68	26,9
	Влажность		0,36	0,74	109	48,6
Поле	Кислотность	10	0,07	0,14	106	50,0
	Влажность		0,00	0,05	120	0

Кроме вариограммы и ее параметров (табл. 2), на рисунке представлена «карта вариограммы», где синие цвета показывают более низкие значения полу-дисперсии, а красные – высокие. При помощи этого облака можно определить, остались ли незамеченные тренды – если в каком-либо направлении наблюдается скопление завышенных или заниженных значений, то можно предполагать, что остался тренд, влияющий на пространственное распределение данных.

Численно это может показать анизотропия, равная нулю у значений кислотности в правой части вариограммы на участке № 1, что говорит о равномерности распределения данных во всех направлениях. Дисперсия у значений влажности имеет неравномерное распределение – по направлению с северо-востока на юго-запад значение дисперсии значительно меньше, что говорит о еще одном тренде. Для включения этого тренда в картограмму используется направление анизотропии в 45° . На опытном участке

№ 2, как и было определено при анализе тренда, анизотропия присутствует, что подтверждается облаком вариограммы; направление анизотропии у кислотности и влажности составляет 142 и 49° соответственно, что соответствует установленным ранее направлениям.

Полученные значения самородка, порога, ранга и лага количественно характеризуют пространственную

автокорреляцию данных. Значение самородка численно показывает микрокомпоненту и дисперсию при шаге, равном 0 м, и в идеальных условиях он должен равняться 0, что довольно редко встречается в природе, однако в нашем случае на участке № 2 значения самородка у влажности равняется 0. Значения самородка на участке № 1 равняются 0,17 и 0,36 соответственно, а на участке № 2 у кислотности 0,07.

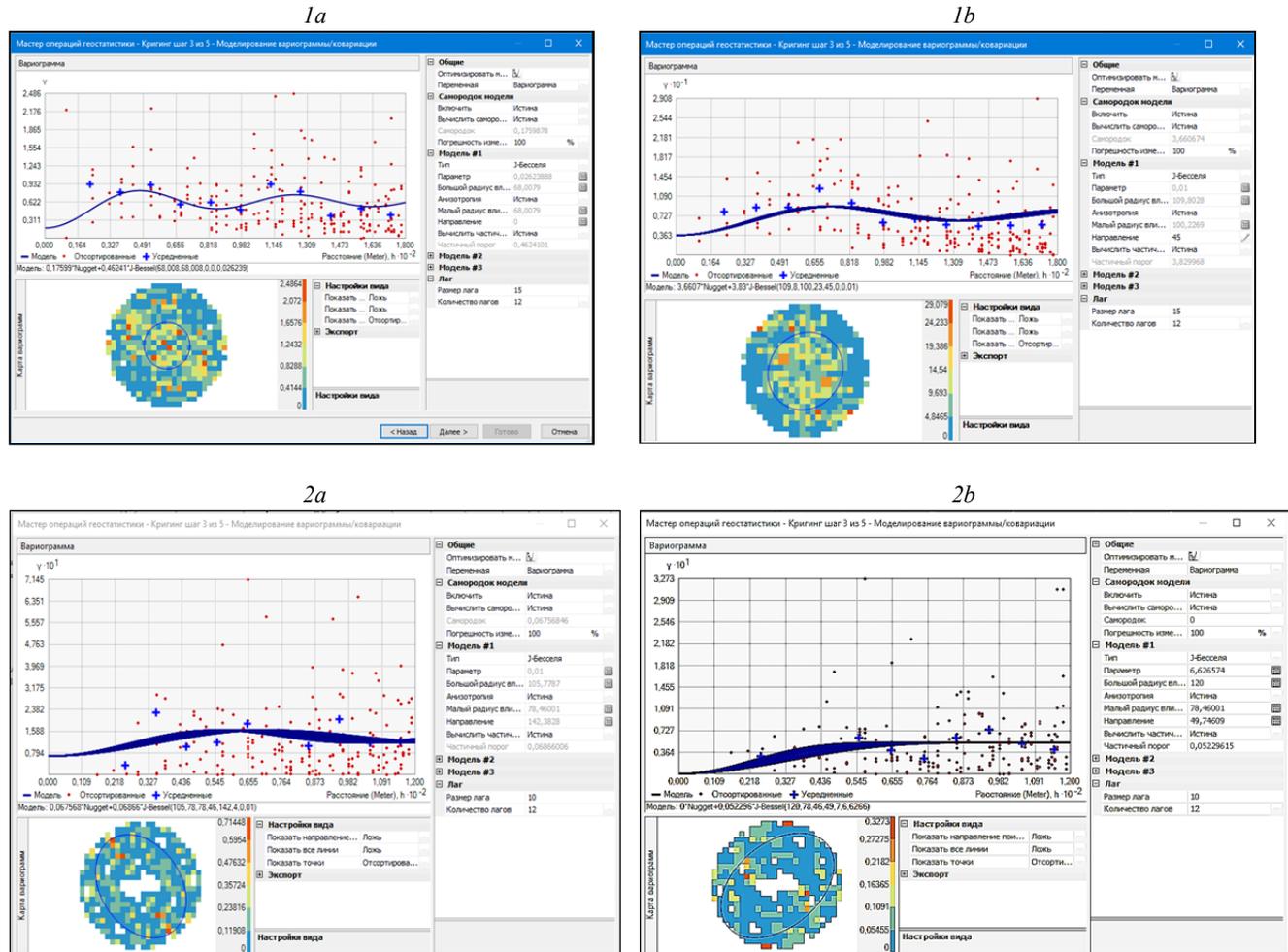


Рис. 2. Вариограммы значений: 1а – кислотности на участке № 1; 1б – влажности на участке № 1; 2а – кислотности на участке № 2; 2б – влажности на участке № 2

Fig. 2. Variograms of values: 1a – acidity at site № 1; 1b – humidity at site № 1; 2a – acidity at site № 2; 2b – humidity at site № 2

На рис. 2 рангу соответствует большой радиус влияния, равняющийся 68 и 109 м у исследуемых свойств на лесном участке и 106 и 120 м на полевом участке, что говорит о том, что на большем расстоянии точки прекращают коррелировать между собой. Таким образом, можно говорить, что диапазон варьирования значений на участке № 2 больше, особенно по кислотности, что связано с нивелированием природной гетерогенности, которая присутствует на лесном участке вследствие хозяйственной деятельности человека.

Порог рассчитывается как сумма самородка и частичного порога и является «высотой» вариограммы, отражающей «силу» вариации. Величина лага – среднего расстояния между точками – была получена с помощью инструмента ArcGIS ArcMap «среднее ближайшее соседство» и составила 15 и 10 м соответственно.

Для трактовки этих параметров в терминах географии почв используется эмпирический критерий, предложенный К.А. Камбарделлой с соавт.: если процентное отношение наггета к порогу составляет

менее 25 %, то пространственная корреляция оценивается как высокая, от 25 до 75 % – как средняя, более 75 % – как низкая [Якушев и др., 2010]. Этот показатель показывает, какова доля случайной микрокомпоненты в суммарной дисперсии пространственной неоднородности участка.

Микрокомпонента значительно влияет на точность картографирования почвенных свойств – при ее высоких значениях точность картограмм будет значительно снижена, при значениях более 75 % картографирование нецелесообразно, будет иметь существенные ошибки.

В нашем случае на участке № 1 это значение составляет 26,9 и 48,6 %, что говорит о средней пространственной корреляции между точками пробоотбора. Более высокое значение ранга и пространственной корреляции у значений влажности по сравнению с кислотностью говорит о большей площади пространственной зависимости между данными, но о меньшей силе взаимосвязи внутри нее.

На участке № 2 значение пространственной корреляции у анализируемых свойств имеет более значительные отличия: остаточная дисперсия по кислотности равняется 50 % – средняя степень пространственной корреляции, а по влажности равняется 0, как и значения самородка, что свидетельствует

о сильной пространственной зависимости между точками.

Таким образом, в ходе геостатистического анализа данных о пространственном распределении значений кислотности и влажности на исследуемых участках было определено, что данные показатели могут успешно картироваться при помощи кригинга и полученные картограммы будут максимально соответствовать действительности (рис. 3–6).

Визуальное представление о распределении кислотности на исследуемом участке № 1 дает приведенная ниже картограмма (см. рис. 3).

Для наглядного обоснования необходимости использования геостатистического подхода и отказа от «необдуманного» нажатия кнопок, кроме полученной картограммы, представлены еще два варианта автоматического ординарного кригинга.

В первом случае картограмма построена с помощью инструментов Geostatistical Analyst, но без каких-либо изменений в стандартных настройках, и, как следствие, мы получаем сильно усредненные значения и картограмму с преимущественно одной группой кислотности (слабокислые pH 5,5–6,0) и небольшим фрагментом почв, близких к нейтральным (pH 6,0–6,5), что абсолютно не соответствует реальности.

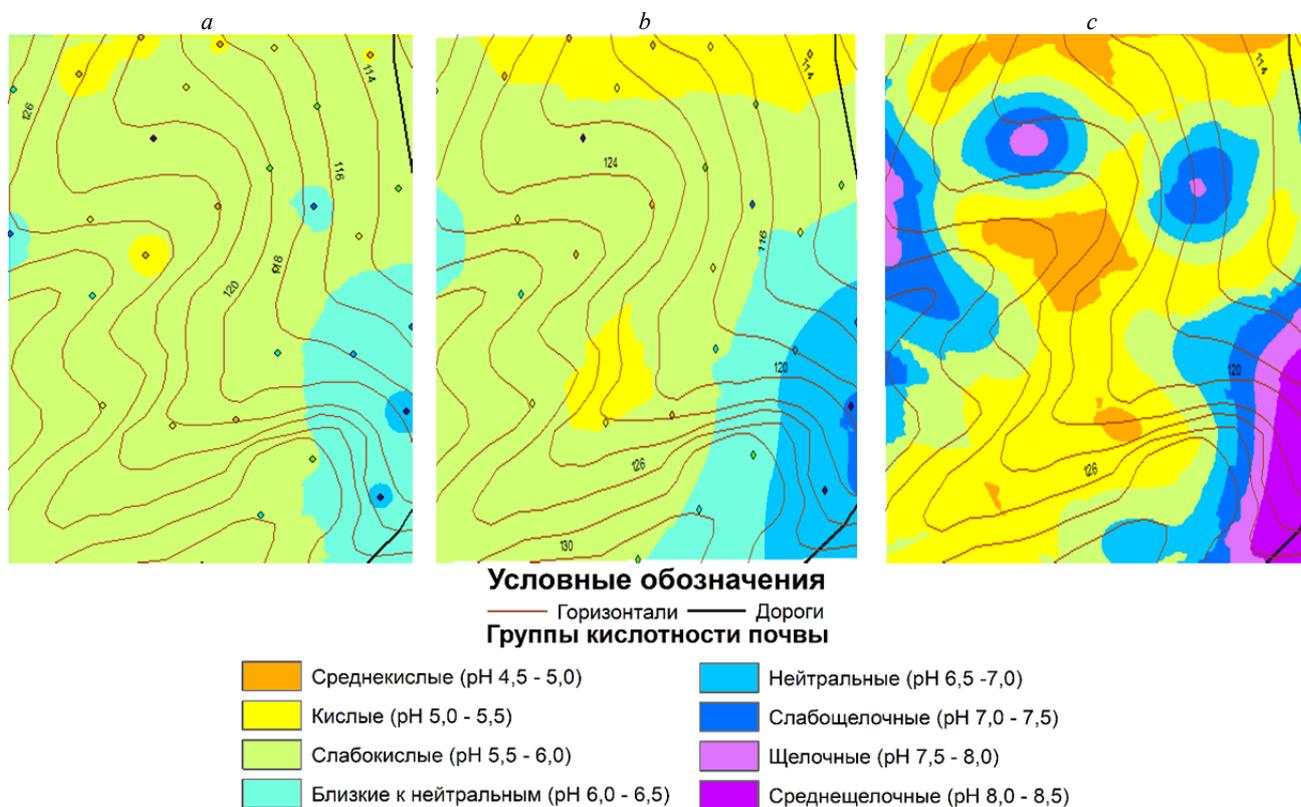


Рис. 3. Картограммы кислотности почвы лесного участка (№ 1), построенные: а – автоматическим кригингом (Geostatistical Analyst); б – автоматическим кригингом (Spatial Analyst); с – кригингом, при соблюдении геостатистической методикой с использованием модели J-Бесселя

Fig. 3. Cartograms of soil acidity of the forest area (№ 1) constructed by: а – automatic kriging (Geostatistical Analyst); б – automatic kriging (Spatial Analyst); с – kriging, subject to the geostatistical methodology using the J-Bessel model

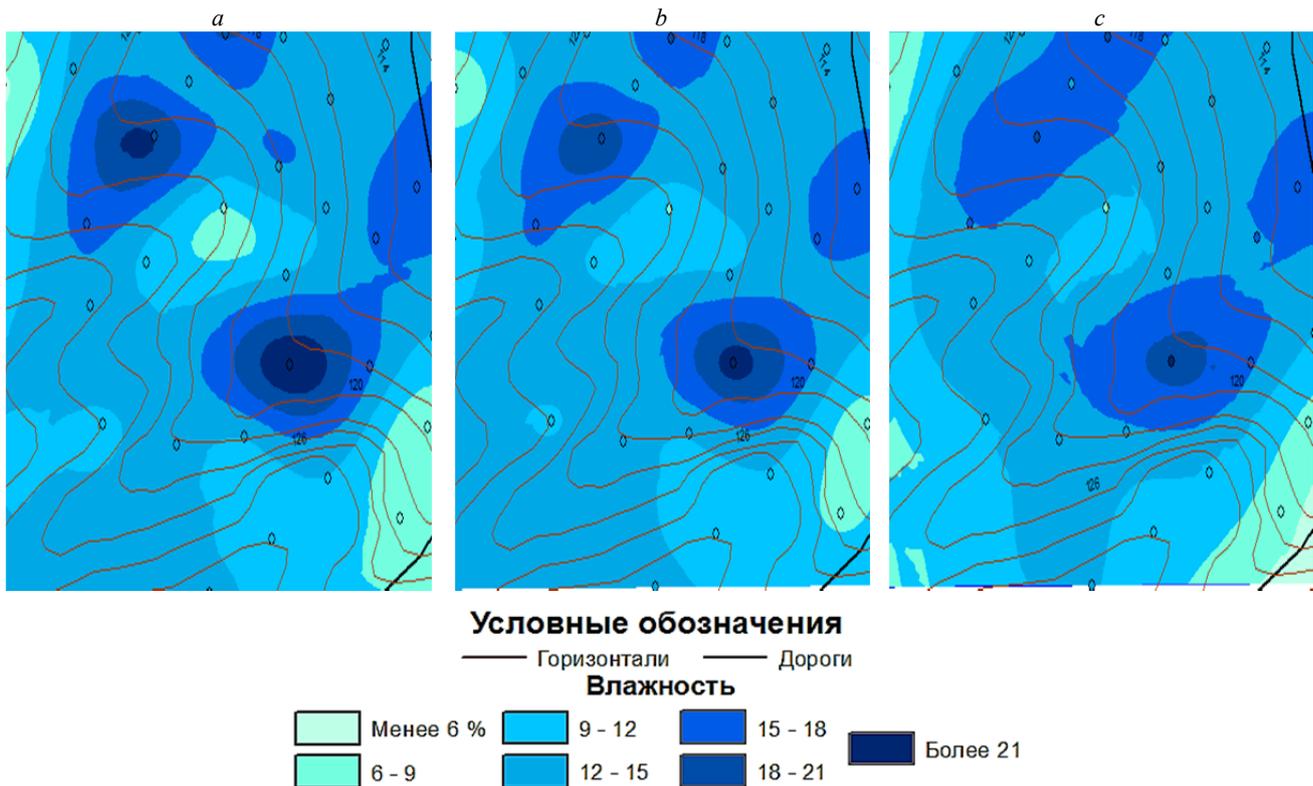


Рис. 4. Картограммы влажности почвы лесного участка (№ 1), построенные:
a – автоматическим кригингом (Geostatistical Analyst); **b** – автоматическим кригингом (Spatial Analyst);
c – кригингом, при соблюдении геостатистической методикой с использованием модели J-Бесселя

Fig. 4. Cartograms of soil moisture in the forest area (№ 1) constructed by:
a – automatic kriging (Geostatistical Analyst); **b** – automatic kriging (Spatial Analyst);
c – kriging, subject to the geostatistical methodology using the J-Bessel model

Вторая картограмма, построенная с помощью модуля Spatial Analyst, увеличивает дифференциацию территории по группам кислотности – появилась значительная область кислых почв (pH 5,0–5,5) на севере и отдельный массив в центре участка; на юго-востоке – нейтральные почвы (pH 6,5–7,0) с небольшими вкраплениями слабощелочных (pH 7,0–7,5), однако данная картограмма также далека от действительности.

Максимально приближенное к реальности распределение кислотности отражает третья картограмма (с), построенная с соблюдением всех правил геостатистического анализа. На ней мы можем наблюдать, что на участке представлены восемь групп кислотности почвы, от среднекислых (pH 4,5–5,0) на севере и центральной части участка до щелочных в западной части участка (pH 7,5–8,0) и среднещелочных (pH 8,0–8,5) на юго-востоке исследуемой территории, а большая часть центральной части представлена кислыми (pH 5,0–5,5) почвами.

Данное географическое распределение показателей кислотности носит неслучайный характер. В первую очередь наличие большего массива кислых и наличие среднекислых почв является типичным для

данного участка, так как на участке преобладает зональный подзолистый процесс, который подкисляет почву. Щелочные почвы приурочены к ложбинам стока, и реакция их среды гипотетически обусловлена карбонатной мореной, выходящей к поверхности в местах смыва верхних горизонтов почв.

Пространственное распределение влажности представлено на рис. 4.

Как и для значений кислотности, кроме основной картограммы (с), были построены две другие с помощью автоматических вариантов ординарного кригинга. Полученные картограммы, в отличие от картограмм кислотности, не имеют столь разительных отличий друг от друга, но, тем не менее, эти различия есть.

Так, у первых двух картограмм в первую очередь отсутствуют отображения выявленных трендов, и большая часть территории представляется почвой с влажностью 12–15 %, игнорируя повышение территории с востока на запад. Также важным отличием является выделение ареала вокруг точки пробоотбора со значением влажности более 21 %. Это связано в первую очередь с тем, что автоматические кригинги не учитывают статистическую обработку, а поскольку

значение эксцесса незначительно превышает свое предельное значение, то распределение является только приближенным к нормальному и должно быть учтено при построении картограмм, что и сделано на картограмме (рис. 4, с), где учитываются имеющиеся тренды (ареалы вытянуты с юго-запада на северо-восток) и гипсометрические различия – территории с повышенной влажностью приурочены к ложбинам стока, а более сухие места – к повышениям.

Распределение кислотности на участке № 2 в большей степени обуславливается внесением доломитовой муки, которая является основным мелиорантом в Республике Беларусь, нежели природными процессами (рис. 5). Как и для участка № 1, были построены картограммы различными способами. Отсутствие сильной дифференциации значение pH в KCl и нормальное распределение данных упрощают работу инструментов интерполяции, делая картограммы не столь отличимыми друг от друга. Но стоит отметить значительное упрощение рисунка при использовании автоматического кригинга инструментом Spatial Analyst, который выделяет три преобладающие группы кислотности, игнорируя точки пробоотбора с кислой реакцией (pH 5,0–5,5) и слабощелочные (pH 7,0–7,5).

Картограмма, полученная инструментом Geostatistical Analyst автоматическим кригингом, не имеет существенных отличий от итоговой картограммы, построенной при соблюдении геостатистической методики с использованием модели J-Бесселя. Основными отличиями можно считать включение имеющего тренда, увеличение площади слабощелочных почв (pH 7,0–7,5) в западной самой низкой части участка, а также, в связи с включением анизотропии при построении вариограммы, интерполяция значений проводится непосредственно на территории, где отбирались образцы, лишь незначительно выступая за границы участка обозначенной точками пробоотбора.

Основной закономерностью в распределении кислотности на участке № 2 можно считать повышение кислотности с юго-востока на северо-запад. Данное направление совпадает с направлением обработки данного поля, на основании чего можно сделать вывод, что участки, приближенные к дороге (началу поля), получают больше мелиоранта, нежели более удаленные территории данного участка.

В пространственном распределении содержания влаги в почве определяющим фактором является рельеф территории – влага скапливается в понижениях, и, как следствие, на более высоких участках местности содержание влаги будет меньше. Данный тезис подтверждается и полученными картограммами (рис. 6). Соответствие ареалов разной степени увлажнения с гипсометрическим уровням территории может быть хорошим индикатором точности картограмм.

Таким образом, можно видеть, что картограмма № 3 на рис. 6 наиболее точно отражает дифференциацию значений влажности. Наибольшее увлажнение испытывают почвы в понижениях территории, представленные ложбинами стока в северо-восточной части участка, где содержание влаги достигает 24 % и более. В свою очередь, на юге и юго-западе, где гипсометрический уровень наиболее высок, содержание влаги не превышает 9 %.

Сравнивая полученные картограммы содержания влаги в почве лесного (№ 1) и полевого (№ 2) участка, можно заметить, что в целом участок № 2 более влажный, чем лесной. Так, в лесу содержание влаги не превышает 22,4 %, не опускается ниже 6,0 % и в среднем колеблется в диапазоне 12–15 %, что мы объясняем стабилизирующим действием многолетней растительности. На поле можно наблюдать более пестрый рисунок распределения влажности, большая часть территории занята почвами с влажностью более 15 % с максимальным значением в 26,4 %, содержание влаги не опускается ниже 7,2 %.

Заключение

Применение геостатистического подхода является неотъемлемой частью цифрового почвенного картографирования, а именно процесса построения картограмм почвенных свойств и анализа их пространственного распределения. В ходе нашего исследования была продемонстрирована важность первичной статистической обработки полученных результатов.

При нормальном распределении и отсутствии сильной вариабельности значений картограммы, полученные с помощью автоматических инструментов интерполяции, могут, в целом, адекватно отражать реальную картину распределения кислотности и влажности, однако все же уступают картограммам, построенным при соблюдении описанной методики. При отсутствии нормального распределения данных (что встречается значительно чаще), автоматический кригинг теряет свое преимущество наилучшего линейного несмещенного оценителя, которое выражается в минимальной дисперсии прогноза, и картограммы в таком случае существенно упрощают реальную картину распределения тех или иных свойств.

Анализ показателей вариограмм показал более сильную пространственную зависимость значений кислотности на участке № 1. В свою очередь, содержание влаги в почве имеет значительную взаимосвязь между собой на участке № 2. Доля микрокомпоненты во всех случаях не превышала 50 %, что позволило успешно картировать исследуемые почвенные свойства. Также это позволяет говорить, что большая часть (мезокомпонента) общей неоднородности исследуемых участков может быть исследована и описана в терминах географии почв.

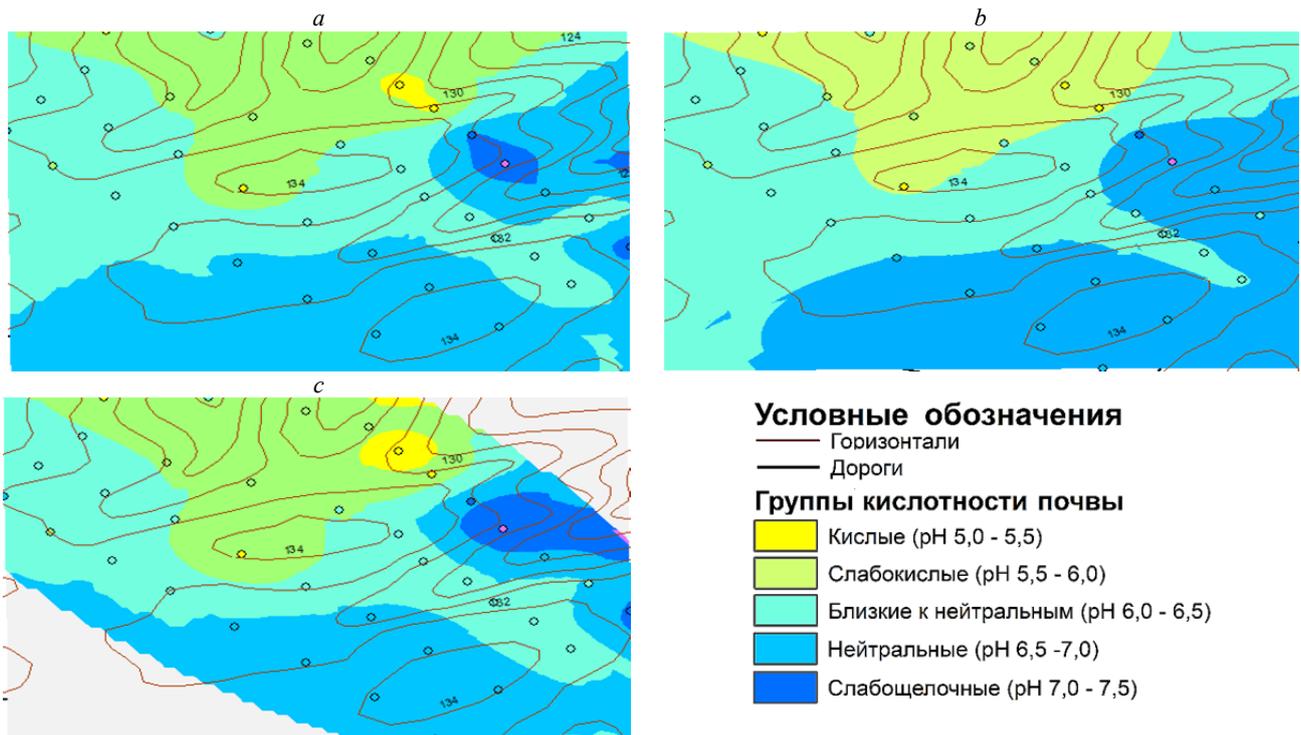


Рис. 5. Картограммы кислотности почвы полевого участка (№ 2), построенные:
 а – автоматическим кригингом (Geostatistical Analyst); б – автоматическим кригингом (Spatial Analyst);
 с – кригингом, при соблюдении геостатистической методики с использованием модели J-Бесселя

Fig. 5. Cartograms of soil acidity of the field site (№ 2) constructed by:
 а – automatic kriging (Geostatistical Analyst); б – automatic kriging (Spatial Analyst);
 с – kriging, subject to the geostatistical methodology using the J-Bessel model

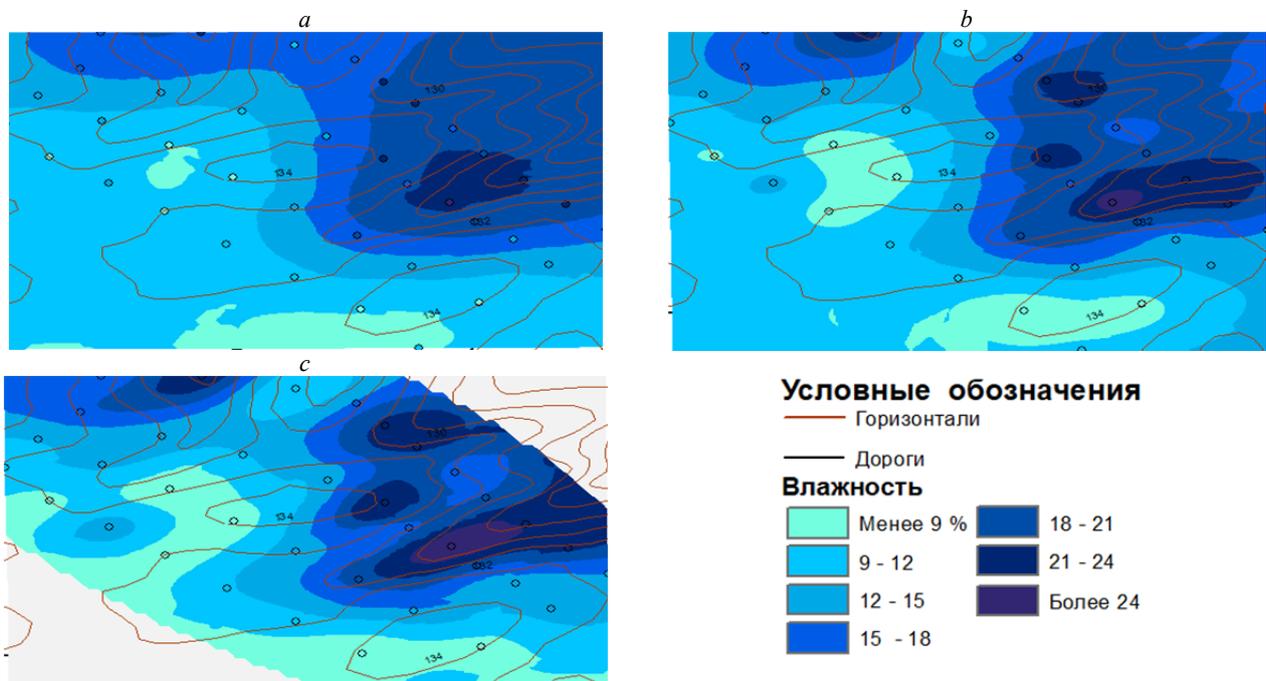


Рис. 6. Картограммы влажности почвы полевого участка (№ 2), построенные:
 а – автоматическим кригингом (Geostatistical Analyst); б – автоматическим кригингом (Spatial Analyst);
 с – кригингом, при соблюдении геостатистической методики с использованием модели J-Бесселя

Fig. 6. Cartograms of soil moisture of the field site (№ 2) constructed by:
 а – automatic kriging (Geostatistical Analyst); б – automatic kriging (Spatial Analyst);
 с – kriging, subject to the geostatistical methodology using the J-Bessel model

При сильной пространственной автокорреляции значения ранга меньше, чем при среднем или низком уровне пространственной зависимости, что говорит о большей площади пространственной зависимости между данными, но о меньшей силе взаимосвязи внутри ее.

При анализе анизотропии были выявлены основные тренды варьирования исследуемых показателей, в направлении которых господствующую роль играет рельеф территории, особенно для влажности.

Также на основании трендов и полученных картограмм было установлено существенное влияние антропогенного воздействия на процессы пространственного распределения кислотности, которое выражается практически в полном отсутствии влияния перепада высот на значения pH в КС1 и определяется характером работы по внесению средств химизации. Также был подтвержден факт увеличения содержания влаги на обрабатываемых почвах, не покрытых постоянно растительностью.

ЛИТЕРАТУРА

- Байков В., Бакиров Н., Яковлев А.** Математическая геология : учеб. пособие. Ижевск : Ин-т компьютерных исследований, 2012. Т. 1, № 4. 227 с.
- Демьянов В.В., Савельева Е.А.** Геостатистика: теория и практика. М. : Ин-т проблем безопасного развития атомной энергетики РАН, 2010. 327 с.
- Киндеев А.Л.** Геостатистическая характеристика изменчивости свойств почвы // Сборник работ 74-й науч. конф. студентов и аспирантов Белорусского государственного университета. Минск, 2017. Т. 1. С. 314–318.
- Клебанович Н.В., Киндеев А.Л.** Геостатистический анализ пространственной неоднородности кислотности почв // Природные ресурсы. 2018. № 1. С. 138–147.
- Матерон Ж.** Основы прикладной геостатистики. М., 1952. 460 с.
- Сорокина Н.П., Козлов Д.Н.** Возможности цифрового картографирования структуры почвенного покрова // Почвоведение. 2009. № 2. С. 198–210.
- Фридланд В.М.** Структура почвенного покрова. М. : Мысль, 1972. 336 с.
- Якушев В.П., Жуковский Е.Е., Кабанец А.Л., Петрушин А.Ф., Якушев В.В.** Вариограммный анализ пространственной неоднородности сельскохозяйственных полей для целей точного земледелия. СПб. : АФИ. 2010. 48 с.
- Lund E.D., Adamchuk V.I., Collings K.L., Drummond P.E., Christy C.D.** Development of soil pH and development of soil pH and lime requirement maps using lime requirement maps using on-the-go soil sensors go soil sensors Uppsala. Univ. of Uppsala, 2007. 9 p.
- Cambardella C.A., Moorman T.B., Jeff N., Parkin T.B., Douglas K., Ronald F.T., Konopka A.E.** Field-scale variability of soil properties in Central Iowa soils // Soil Science Society of America Journal. Sept., 1994. V. 58. P. 1501–1511.
- Olfs H.-W., Borchert A., Trautz D.** Soil pH maps derived from on-the-go pH- basis for variable lime application under German conditions: concept development and evaluation in field trials. Osnabruck : Nutrition University of Applied Sciences Osnabruck Am Kuempel, 2010. 10 p.
- Oliver M.A., Webster R.A.** Geostatistics for Environmental Scientist. John Wiley & Sons, Ltd., 2007. 318 p.
- Oliver M.A., Webster R.A.** Tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging // Catena. 2014. № 113. P. 56–69.

Авторы:

Клебанович Николай Васильевич, доктор сельскохозяйственных наук, профессор, заведующий кафедрой почвоведения и геоинформационных систем, факультет географии и геоинформатики, Белорусский государственный университет, Минск, Республика Беларусь.

E-mail: n_klebanovich@inbox.ru

Киндеев Аркадий Леонидович, преподаватель, кафедра почвоведения и геоинформационных систем, факультет географии и геоинформатики, Белорусский государственный университет, Минск, Республика Беларусь.

E-mail: AKindeev@tut.by

Сазонов Алексей Александрович, старший преподаватель, кафедра почвоведения и геоинформационных систем, факультет географии и геоинформатики, Белорусский государственный университет, Минск, Республика Беларусь.

E-mail: alexey.szonov@gmail.com

Geosphere Research, 2021, 3, 80–91. DOI: 10.17223/25421379/20/6

N.V. Klebanovich, A.L. Kindeev, A.A. Sazonov

Belarusian State University, Republic of Belarus, Minsk

GEOSTATISTICAL ANALYSIS IN MAPPING THE SPATIAL HETEROGENEITY OF SOIL HUMIDITY AND ACIDITY

The relevance of the study of geostatistical methods and their application in practice in soil-geographical surveys takes place both from an economic and scientific point of view. Without detailed accounting of soil heterogeneity, which can be provided by geostatistics, farms lose a large amount of material and financial resources. The purpose of the study presented in the article is to study the spatial variability of soil acidity and moisture content in experimental plots using geostatistical research methods, substantiate their use in constructing cartograms of the studied properties, and determine the degree of influence of the anthropogenic factor on the heterogeneity of the studied properties. The object of the study was two experimental sites, laid on the territory of the Volozhin district of the Minsk re-

gion, in the area of the educational and geographical station "Western Berezina". They are represented by a forest area of 3.8 hectares. On these plots, 30 samples were taken and a plot of arable land adjacent to the forest with an area of 5.9 hectares, on which 37 samples were taken. The importance of primary statistical processing of information is shown, and the main stages of the geostatistical approach as a whole are reflected. When analyzing the anisotropy, it was possible to identify the presence of trends characterized by a second order polynomial, and to determine its direction for the studied soil properties in the studied areas. With the help of variogram analysis, an idea of the degree of variation of the studied properties at different hierarchical levels of the general heterogeneity of the areas was obtained, and a quantitative assessment of the accuracy of cartograms was obtained. In the course of geostatistical analysis, based on the residual variance values, it was determined that the studied indicators on the experimental plots can be successfully mapped using kriging and the resulting cartograms will be as close to reality as possible. A comparative characteristic of the final cartograms constructed by different interpolation methods is given, which substantiated the use of the method of geostatistical analysis in cases of high variability of data and the absence of normal distribution in them. When analyzing the anisotropy, the main trends in the variation of the studied parameters were revealed, in the direction of which the relief of the territory plays a dominant role, especially for humidity. A significant influence of anthropogenic impact on the processes of spatial distribution of acidity was established based on trends and obtained cartograms. This is reflected in the almost complete absence of the influence of the height difference on the pH value in KCl and is determined by the nature of the work on the introduction of toxic substances. It has been confirmed that there is an increase in moisture content in cultivated soils that are not permanently covered with vegetation.

Keywords: *geostatistics, heterogeneity of soil properties, variography, humidity, acidity.*

References

- Baikov V., Bakirov N., Yakovlev A. *Matematicheskaya geologiya. Uchebnoye posobiye* [Mathematical Geology. Textbook]. Izhevsk "Institute of Computer Research", 2012. V. 1. No 4. 227 p. In Russian
- Demyanov V.V., Savelieva E.A. *Geostatistika: teoriya i praktika. Institut problem bezopasnogo razvitiya atomnoy energetiki RAN* [Geostatistics: theory and practice]. Institute for the Problems of Safe Development of Nuclear Power Industry. 2010. 327 p. In Russian
- Kindeev A.L. *Geostatisticheskaya izmenchivost' svoystv pochvy // Sbornik rabot 74-y nauch. konf. studentov i aspirantov Belorusskogo gosudarstvennogo universiteta* [Geostatistical characteristics of the variability of soil properties] // Collection of works of the 74th scientific. conf. students and postgraduates of the Belarusian State University. Minsk. 2017. V. 1. pp. 314–318. In Russian
- Klebanovich N.V., Kindeev A. L. *Geostatisticheskij analiz prostranstvennoy neodnorodnosti kislotnosti pochv* [Geostatistical analysis of the spatial heterogeneity of soil acidity] // Natural resources. 2018. No 1. pp. 138–147. In Russian
- Materon J. *Osnovy prikladnoy geostatistiki* [Foundations of Applied Geostatistics]. Moscow. 1952. 460 p. In Russian
- Sorokina N.P., Kozlov D.N. *Vozmozhnosti tsifrovogo kartografirovaniya struktury pochvennogo pokrova* [Possibilities of digital mapping of the soil cover structure] // Pochvovedenie, 2009. No 2. pp. 198–210. In Russian
- Friedland V.M. *Struktura pochvennogo pokrova* [The structure of the soil cover]. Moscow, 1972. 336 p. In Russian
- Yakushev V.P., Zhukovsky E.E., Kabanets A.L., Petrushin A.F., Yakushev V.V. *Variogrammnny analiz prostranstvennoy neodnorodnosti sel'skokhozyaystvennykh tseley dlya tochnogo zemledeliya* [Variogram analysis of spatial heterogeneity of agricultural fields for the purposes of precision farming]. St. Petersburg. 2010. 48 p. In Russian
- Lund E.D., Adamchuk V.I., Collings K.L., Drummond P.E., Christy C.D. *Development of soil pH and development of soil pH and lime requirement maps using lime requirement maps using on-the-go soil sensors go soil sensors* Uppsala. Univ. of Uppsala. 2007. 9 p.
- Cambardella C.A., Moorman T.B., Jeff N., Parkin T.B., Douglas K., Ronald F.T., Konopka A.E. *Field-scale variability of soil properties in Central Iowa soils // Soil Science Society of America Journal. Sept., 1994. V. 58. pp. 1501–1511.*
- Olf H.-W., Borchert A., Trautz D. *Soil pH maps derived from on-the-go pH- basis for variable lime application under German conditions: concept development and evaluation in field trials.* Osnabruck: Nutrition University of Applied Sciences Osnabruck Am Kruempel, 2010. 10 p.
- Oliver M.A., Webster R.A. *Geostatistics for Environmental Scientist // John Wiley & Sons, Ltd. 2007. 318 p.*
- Oliver M.A., Webster R.A. *Tutorial guide to geostatistics: Computing and modelling variograms and kriging // Catena. 2014. No 113. pp. 56–69.*

Author's:

Klebanovich Nikolai Vasilievich, Dr. Sci. (Agriculture), Professor, Head of the Department of Soil Science and Geoinformation Systems, Faculty of Geography and Geoinformatics, Belarusian State University, Minsk, Republic of Belarus.

E-mail: n_klebanovich@inbox.ru

Kindeev Arkady Leonidovich, Lecturer, Department of Soil Science and Geoinformation Systems, Faculty of Geography and Geoinformatics, Belarusian State University, Minsk, Republic of Belarus.

E-mail: AKindeev@tut.by

Sazonov Aleksey Aleksandrovich, Senior Lecturer, Department of Soil Science and Geoinformation Systems, Faculty of Geography and Geoinformatics, Belarusian State University, Minsk, Republic of Belarus.

E-mail: alexey.sazonov@gmail.com

УДК 911.6:551.58

АГРОЛАНДШАФТНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРО-КАЗАХСТАНСКОЙ ОБЛАСТИ: ЭКОНОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ

С.В. Пашков



Северо-Казахстанский государственный университет им. М. Козыбаева, Петропавловск, Казахстан

На основе и в связи с анализом геоинформационного и картографического массивов, с учетом экологических предпосылок проведено агроландшафтное районирование территории Северо-Казахстанской области. С помощью факторов-предикторов выделены пять ландшафтных районов и одиннадцать агроландшафтных типов земель, фундированные актуализированными агроклиматическими показателями. Внедрение результатов районирования в агрономическую практику повысит экологическую устойчивость земледелия, создав предпосылки для перехода к адаптивно-ландшафтному земледелию.

Ключевые слова: агроклиматические показатели, адаптивно-ландшафтное земледелие, зональная система земледелия, факторы-предикторы, Северо-Казахстанская область

Введение

В настоящее время сельское хозяйство Казахстана представляет собой динамично развивающуюся отрасль, особое место в которой занимает земледелие. В последние годы растениеводство переживает подъем в связи с интенсификацией производства, обусловленной экологическим эффектом синергии технологического апгрейда и освоения новых прогрессивных систем земледелия. Данный процесс синхронизировал с увеличением линейки возделываемых культур (за счет льна-кудряша, рапса и сои) и возросшим спросом на производимую продукцию, экспортируемую преимущественно в Европу и Китай, а в последнее время и в Иран.

Основу земледелия страны неизменно формируют два пояса: южный, с преобладанием поливных технических культур, и северный, район богарного земледелия, с целинных пор именуемый пшеничным. К моменту завершения целинной кампании он охватывал территорию не только Целинного края, но и Уральской, а также севера Актюбинской и Карагандинской областей (до широты г. Караганда). После распада СССР и смены социально-экономической формации, выразившихся в оптимизации сельскохозяйственного землепользования и выводе из оборота малопродуктивной пашни, к данному моменту пояс значительно сузился и простирается в пределах трех из четырех областей Северного Казахстана (Костанайская, Северо-Казахстанская и Акмолинская), ограничиваясь на юге района изогией в 280 мм, в то время как в начале 1960-х гг. граница проходила по изогие в 200 мм.

Северный Казахстан – крупный природно-хозяйственный район, благодаря наличию зональных черноземных и темно-каштановых почв и отно-

сительно благоприятным агроклиматическим ресурсам, стал главной ареной развернувшейся в 1954–1959 гг. целинной кампании. Растениеводство степного фронта в результате тотального освоения земель приобрело монофункциональную направленность (пшеничный инвариант), а сам регион с тех пор и поныне является ведущим производителем зерновых в стране (78 % по итогам 2019 г.).

Результатом целинной кампании стала крупнейшая за всю историю распашка целинных и залежных земель: уже в первый год было освоено 8,5 млн га, на следующий – еще 9,5 млн га (60 % от союзных показателей), тогда как в последующие 1956–1968 гг. подняты «лишь» 4,8 млн га целины [Освоение целины..., 2020]. Данный спурт стал возможен исключительно благодаря фронтальной (сплошной) распашке разнокачественных по составу почв, лишь на крайнем севере (в пределах южной лесостепи) представленных однотипными крупноконтурными массивами черноземов выщелоченных среднегумусных в сочетании с лугово-черноземными почвами. Изначально запрограммировав холистический принцип организации целинного земледелия, структура степного землепользования, некогда разработанная В.В. Докучаевым, была признана несостоятельной, а травопольная система земледелия и вовсе запрещена.

В то же время известный российский и советский почвовед К.П. Горшенин, в свое время проводивший обследование почвенного покрова региона, отмечал, что «лесостепные и степные районы Западно-Сибирской низменности в пределах Северного Казахстана по составу и комплексности почвенного и растительного покрова совершенно оригинальны и неповторимы ни в какой другой части территории СССР» [Горшенин, 1955, с. 238]. Уникальность почв

указанного природно-хозяйственного района, тонко подмеченная основателем сибирской научной школы почвоведения, заключается в исключительной их комплексности – зональные почвы часто встречаются не однотипными массивами, а в сложных комплексах с солонцами. Если на севере, в почвах южной лесостепи, доля их участия едва достигает 5–10 %, то в южных сухостепных районах Северного Казахстана солонцы составляют 70 % и более [География производительных сил..., 1972]. Пестрота почвенного покрова, а также маломощность и языковатость гумусового горизонта, недостаток весенней влаги в почвах, засоленность подстилающих глин – все эти факторы в совокупности и каждый отдельно резко ограничивают агроэкологические возможности земледелия.

Но именно рассмотренный выше агрохозяйственный мейнстрим породил и развил сугубо экстенсивный характер земледелия, выразившийся, в итоге, в мизерной урожайности зерновых: в среднем по Северному Казахстану за постцелинный период (1954–1991 гг.) она составила около 9,5 ц/га.

Материалы и методы исследования

Цель исследования: на основе и в связи с анализом геоинформационного и картографического массивов, с учетом экологических предпосылок провести агроландшафтное районирование модельной территории. Экология – относительно новое научное интеграционно-симбиотическое направление об эколого-экономических системах, изучающее предельно допустимые уровни нагрузок на природную среду и возможности преодоления объективных ограничений в природопользовании и, в частности, в сельскохозяйственном землепользовании [Каверин и др., 2018].

В нашем случае – это эколого-экономическая оптимизация структуры земель сельскохозяйственного назначения (и особенно пашни) природно-производственных систем, основанная на актуализированных агроэкологических показателях выделенных агроландшафтных районов и эвентуальном расширении линейки возделываемых сельскохозяйственных культур (экологический аспект) и анализе среднесрочных данных урожайности зерновых (инвариантных) с целью диверсификации земледелия и усиления доли участия высокодоходных технических культур – льна-кудряша и рапса (экономический аспект). Подобная экологическая аксиоматика призвана не только упорядочить пространственно-временную организацию земледелия, но и добиться максимального экономического плодородия пашни.

Почвенный покров Северного Казахстана, его генезис, развитие, географическое распространение,

солевой состав и плодородие изучались многими российскими и советскими учеными-почвоведомы, причем подавляющая часть доцелинных территориальных почвенных исследований охватывала исключительно зону распространения черноземов [Докучаев, 1882; Горшенин, 1921; Афанасьева, 1946].

Важнейшее место в пространственно-временной организации земледелия Северного Казахстана занимает Северо-Казахстанская область (далее – область) – старейший район богарного земледелия с максимальным потенциальным и эффективным плодородием черноземных почв, что конвертировалось в крупнейшее в стране производство продукции земледелия (в стоимостном выражении) [Пашков, Носонов, 2019]. Территория области располагается в зоне сочленения Западно-Сибирской равнины и Казахского мелкосопочника, что обуславливает гетерогенный характер рельефа и литогенной основы, с колебаниями абсолютных высот от 130–135 м на севере (Ишимская плоская, местами гривистая равнина) до 748 м на юге области (Кокчетавская сопочно-увалистая возвышенность с холмогорьями).

Методическая сторона исследования основывалась, прежде всего, на статистическом и геоинформационно-картографическом анализе пространственного размещения почвенных выделов и массивов земледелия и пространственно-временной динамики продуктивности агроландшафтов региона, определяющих ее факторов и процессов экологической деградации (прежде всего дегумификации) в разных природных условиях и сменявших друг друга системах земледелия, с применением геоинформационного картографирования и моделирования, в том числе с широким привлечением данных дистанционного зондирования.

Дополнительно использована система следующих методов: экологической оптимизации аграрных ландшафтов, расчетного, ландшафтного картографирования и сравнительно-географического. Данные методы позволили наиболее полно провести эколого-ландшафтное планирование земледелия с целью экологической эффективности трансформации сельскохозяйственных угодий, особенно пространственно-временной динамики категории «пашня». Одновременно агроклиматическая актуализация дифференцированной агроландшафтной организации территории послужит росту продуктивности и производительности агрикультурного пространства.

Краткий обзор опыта предыдущих исследований

Первым картографическим произведением, содержащим комплексные данные экспедиционных обследований почв Северного Казахстана, был Атлас Азиатской России [Атлас Азиатской России, 1914], изданный по итогам работы Переселенческо-

го управления. В советский доцелинный период, по результатам почвенно-географических исследований были созданы разноплановые картографические произведения – обзорные почвенные карты Казахстана в масштабах 1 : 2 000 000 (1934) и 1 : 2 500 000 (1948). По ним и осуществлялся подсчет площади почв и пахотнопригодных земель КазССР по областям в разрезе административных районов при подготовке к целинной распашке. Непосредственно в период самой кампании были созданы почвенные карты всех областей района в масштабе 1 : 300 000 с подробным описанием основных зональных почв, от типов до родов, и их агрохозяйственной оценкой.

Важной вехой в физико-географическом районировании Северного Казахстана, приобретшего в целинную кампанию сугубо утилитарный характер и впервые включившего при дифференциации ландшафтов всю иерархию региональных таксонов – от стран до районов, стало использование его автором, В.А. Николаевым, картографо-математического анализа ландшафтного устройства района [Николаев, 1999]. В результате этого в основу были положены не столько отраслевые, сколько ландшафтные исследования. Успешная реализация полимасштабного подхода при сельскохозяйственном районировании позволила ученому учесть локальные единицы ранга урочища [Атлас Целинного края, 1964]. Помимо этого, были задействованы математико-статистические показатели пространственной связности, контрастности и неоднородности степных ландшафтных структур, на основе его же (В.А. Николаева. – *Прим. авт.*) структурно-генетической классификации ландшафтов, предложенной ранее. В результате В.А. Николаевым и И.И. Мамай создана карта сельскохозяйственной оценки ландшафтов Целинного края (масштаб 1 : 3 000 000) с дифференциацией 45 природно-земледельческих районов. Забегая вперед, отметим: актуализация вышеуказанного районирования, с акцентом на агроклиматическом потенциале, является одной из детерминант современного развития адаптивно-ландшафтного земледелия в области.

Вскоре, после официального завершения освоения целинных и залежных земель, Институтом почвоведения АН КазССР была разработана классификация агропроизводственных группировок почв. Постцелинные картографические произведения, включающие верифицированную часть многочисленных обследований пахотных земель, отражали уже не только пространственный состав, но и степень пахотнопригодности и бонитировочную оценку основных почв района, в том числе при районировании КазССР в разрезе административных областей [Федорин, 1960; Николенко, 1964; Половицкий, Гончаренко, 1964; Бонитировка неорошаемых почв..., 1976; Дурасов, Тазабеков, 1981]. В результа-

те участия географического факультета МГУ в работе Целинной экспедиции (1961–1963 гг.), в ходе маршрутных и стационарных обследований почв учеными выделены пять бонитировочных классов пахотных земель Северного Казахстана. В их основу легли признаки плодородия почв: запасы перегноя (в слое 0–50 см) и основных биогенов, механический состав почв, их солонцеватость и карбонатность (осложненность), доля участия солонцов в массивах пахотных земель, подверженность почв эрозии и другие признаки. В качестве дополнительных факторов учитывались физико-географические условия местности: рельеф (суммарная расчлененность территории), залесенность, заозеренность и агроклиматические показатели.

Итогом принципиально нового районирования территории стала оценочно-синтетическая карта бонитировки (качественной оценки) земель Северного Казахстана [География производительных сил..., 1972], позднее актуализированная и модифицированная в экономическом аспекте [Антропов, Каражанов, 1987]. В связи с переходом и доминированием зонального земледелия, долгое время общепринятым для района являлось природно-сельскохозяйственное районирование СССР, предложенное А.Н. Каштановым [Природно-сельскохозяйственное районирование..., 1983]. Из последних работ оригинальной методикой отличается агроландшафтное районирование черноземной зоны Казахстана, в основу которого авторами положены следующие факторы-предикторы: снегоотложение (см), рельеф (градусы), гумус (%) и урожайность (ц/га) [Джаланкузов, 2011], а также агроэкологическая типология земель для проектирования адаптивно-ландшафтных систем земледелия в разрезе отдельных хозяйств, в составлении технологической карты существующих участков и полевой инфраструктуры под конкретные сельскохозяйственные культуры и проектируемые севообороты [Алманова, 2017]. Заслуживающими внимания и дальнейшего изучения являются попытки агроландшафтного районирования на основе спутникового мониторинга земель сельскохозяйственного назначения, когда на основе двух факторов-предикторов – минимальное расстояние до открытой воды и вегетационный индекс MODIS/WDVI – проведено районирование залежей Северного Казахстана [Терехов и др., 2010].

Земледелие на рассматриваемой территории ведет свою историю с 1752 г., когда в связи с закладкой крепостей (Новоошимская оборонительная линия) на границе с Казахским ханством сюда начали переселяться крестьяне из южных уездов Тобольской губернии, рецептируя принципы сибирского земледелия. Первые свидетельства о потенциале и характере местного земледелия мы находим у П. Словцова: «...в Кривосуне (нынешняя Кривозерка. – *Прим. авт.*), что в 8 верстах

от крепости (Св. Петра – нынешний Петропавловск. – *Прим. авт.*), при начале V периода (освоения Сибири, 1766 г. – *П. Словоцов*) ...засеваются пшеницей, рожью, овсом, ячменем, редко гречкою и просом. В огородах: капуста, лук, чеснок, горох, бобы, морковь, репа, огурцы, тыквы, арбузы. Лен родится худо». Там же автор объясняет отсутствие крупной запашки вблизи линии «...сухостию или солоностию почвы» и косвенно свидетельствует о переложной системе земледелия, когда земля после 2–3 лет распашки истощается и забрасывается на длительный период [Словоцов, 2006, с. 413–414].

Именно солонцеватость почв, на наш взгляд, при любой системе земледелия является важнейшим лимитирующим фактором организации и пространственного развития земледелия территории области. В наибольшей степени это проявилось в ходе освоения целинных и залежных земель. Несмотря на предостережения ученых, земли III и IV категорий пахотнопригодности (с включением до 25 % и свыше 25 % солонцов соответственно) оказались вовлеченными в оборот уже на втором году кампании, однако первыми же, как наименее ценные, были выведены в результате экономического кризиса в начале 1990-х гг. Рестарт земледелия на малопродуктивных почвах степных районов датируется посткризисными 2000–2004 гг., а окончательно данные земли (более 600 тыс. га) переведены в разряд пастбищ и залежей в 2014–2016 гг. по итогам ревизии и оптимизации сельскохозяйственных угодий области.

Одним из первых отечественных ученых, указавших на необходимость дифференцированного подхода к обработке почв, был В.В. Докучаев. Великий российский почвовед, анализируя причины неурожая вследствие сильнейшей засухи, охватившей в 1891 г. Центральное Черноземье, и обозначив основные направления в борьбе с засухой и эрозией почв на основе знаний конкретных черт рельефа и других природных и агрогенных факторов, квинтэсировал: «...каждый участок местности должен иметь свою программу развития» [Докучаев, 1892]. Докучаев уже тогда предвосхитил и метафорически фундировал целеполагание точного (прецизионного) земледелия с его внутриволевой дифференциацией плодородия рабочих участков.

Сделав, пусть и поверхностные, выводы из неудач целинного земледелия, начиная с 1960-х гг. в Советском Союзе для всех регионов, в том числе и для аграриев области, разрабатывались (актуализируя каждые 5 лет) научно-практические рекомендации «Система ведения сельского хозяйства» (с приложением «Агроклиматический справочник») с выделением подраздела по системам ведения земледелия. С 1980-х гг. вектор развития смещается с почвозащитной в сторону набирающей популярность зональной системы земледелия, не несшей в себе каких-либо кардинально отличительных принципов формирования региональных систем земледелия с

учетом особенностей ландшафтов, почв и т.д. Рекомендации по ней (зональной системе – *Прим. авт.*) дифференцировались не на уровне природных зон, а административных областей, гораздо реже (при наличии весьма существенных агроклиматических различий) – районов [Кененбаев, Иорганский, 2020]. Все это усугублялось господствовавшей плановой экономикой с ее командно-административным стилем управления, соцсоревнованиями и обязательным для того времени взятием повышенных обязательств, отчаянно-безнадежно пытаясь подобной «социалистической сверхэксплуатацией аграрного труда» катализировать рост урожайности и валового сбора зерновых. Для области данные справочники выпускались (скорее, по инерции) вплоть до 2003 г., однако ничего принципиально нового в себе не несли, и до последнего упор в них делался на зерновые севообороты и характерную для зонального земледелия химико-техногенную интенсификацию растениеводства [Система ведения сельского..., 2003]. Об эффективности и утилитарности вышеназванных опусов агрономического культуртрегерства, не говоря уже об их элементарной экологической (не)целесообразности, красноречивей всего свидетельствуют данные среднесезонной урожайности зерновых тех лет (табл. 1).

Принципиально новая система земледелия – ландшафтная (адаптивно-ландшафтная, ландшафтно-экологическая, эколого-ландшафтная,) – начала разрабатываться и внедряться в СССР с 1980-х гг. преимущественно в Центральном Черноземье, получив концептуальное развитие в идеях и трудах А.А. Жученко, А.Н. Каштанова, В.И. Кирюшина, О.Г. Котляровой, Ф.Н. Лисецкого, М.И. Лопырева и других, постепенно сменяя господствующее зональное земледелие, агрономическими догмами которого являлись почвозащитные и противозерозионные мероприятия.

При этом совершенно упускался из вида такой важнейший элемент экологической устойчивости землепользования, как положительный баланс гумуса и биогенов. В бытность СССР расширенное воспроизводство плодородия обеспечивалось массивным, пусть и нередко шаблонными (унифицированными) дозами, внесением минеральных (дистрибуция в хозяйства по фиксированным ценам) и органических удобрений, благо существовавшее в хозяйствах поголовье крупного рогатого скота обеспечивало пашню необходимыми объемами навоза. Однако уже в постсоветский период зональная система земледелия по всем статьям уступала агроландшафтной: в первой учитывались лишь почвенно-климатические условия при холистической организации земледелия, с доминированием почвозащитного приема «обработка пашенного выдела поперек склона», тогда как в агроландшафтной при обработке принимались во внимание почвенные различия в пределах конкретного поля, естественное плодородие почв и биоресурсный потенциал.

Среднегодовья урожайность зерновых культур в Северо-Казахстанской области, ц/га
(составлено по: [Средняя урожайность зерновых..., 2020])

Average long-term crop yields in North Kazakhstan region, c/ha
(compiled according to: [Average crop yield..., 2020])

Годы	Агроландшафты лесостепной зоны	Агроландшафты степной зоны
1961–1970	10,3	7,5
1971–1979	14,0	11,9
1980–1989	12,4	10,7
1990–2003	14,7	11,0

В начале 2000-х гг., в результате смены общественно-экономической формации и технологического апгрейда отрасли, концептуальное переосмысление системы и способов организации земледелия выразилось в пейоративной оценке дискредитировавшей себя зональной системы целинного зернового хозяйства, показавшей свою крайнюю несостоятельность в условиях засушливого степного климата.

Для области, как и для Северного Казахстана в целом, в советский период как при почвозащитной, так и сменившей ее зональной системах, несмотря на фактически неограниченные объемы внесения минеральных удобрений, сложилась исключительная зависимость растениеводства от метеорологических условий, играющих основную (но не определяющую) роль при экстенсивном земледелии. В ходе проведенного нами корреляционно-регрессивного анализа за 1961–1979 гг. (период почвозащитного земледелия с нелимитированным внесением минеральных удобрений) определено, что наиболее значимые прямые корреляционные связи обнаружены между урожайностью зерновых культур и суммой осадков за май и июнь месяцы для агроландшафтов как лесостепной ($r = 0,72$), так и степной ($r = 0,78$) зон (рис. 1).

Как уже было отмечено, химико-техногенная интенсификация зональной системы земледелия хотя большей частью и компенсировала истощение естественного плодородия, однако подавляла биологическую активность почв и усиливала минерализацию гумуса. В 1990-х гг., как следствие кризисных явлений и падения вплоть до нулевых значений внесения всех видов удобрений, отрицательный баланс гумуса в специализированных зерновых севооборотах составлял 1,58–1,65 т/га [Белецкая и др., 1994]. Для староосвоенных районов области с их экологически необоснованно высокой долей яровой пшеницы – монозерновым инвариантом – всегда была характерна чрезмерная консервативность существующих систем земледелия с присущей ей высокой материало- и энергозатратностью, активными деградационными процессами и низкой экологической устойчивостью пахотных почв.

В настоящее время поля сельхозформирований (подчас, одного района) представляют собой своеобразный эволюционный ряд систем земледелия староосвоенных районов, когда зональная еще окончательно не вытеснена адаптивно-ландшафтной, но в это же время, некоторые хозяйства степной зоны (преимущественно, Г. Мусрепова и Тайыншинского районов) с крупными пашенными выделами под экспортными масличными культурами уже полностью освоили точную (прецизионную) систему. Казахстан один из первых в СНГ полностью оцифровал пашню, создал реестр полей, что потребовало проведения типизации и районирования земель с помощью ГИС-картографирования и материалов аэрофотосъемки, с дифференциацией территории областей от сельскохозяйственных провинций до рабочих участков полей. Все большее распространение у областных аграриев получают технологические карты полей для оперативного управления посевами на основе применения беспилотных летательных аппаратов. Данные аэрофотосъемки являются важным источником пространственной информации, позволяющие моделировать и прогнозировать агрогенную трансформацию исходных (природных) ландшафтов [Мажитова и др., 2020].

Еще одним свидетельством дигрессивного развития пахотных земель в период зонального земледелия является их дегумификация. По данным Министерства сельского хозяйства Казахстана, за период с 1990 по 2015 г. площадь пахотных земель с высоким содержанием гумуса ($\geq 6\%$) сократилась в стране более чем в 6 раз – с 1600 до 255,5 тыс. га, из которых 46% (117 тыс. га) расположено в области. Подобное сужение плодородной пашни объясняется падением внесения минеральных удобрений, когда лишь за 1990–2000 гг. объемы использования обвалились в 61 раз, до 0,71 кг.д.в./га, увеличившись к 2015 г. лишь до 4,75 кг.д.в./га [Астана..., 2020]. В области лишь за постцелинный период дегумификация (основной и побочный урожай + вынос с продуктами эрозии) основных типов пахотных почв – черноземов обыкновенных и лугово-черноземных – превысила 40% [Toktar et al., 2019; Пашков, Шаяхметова, 2020].

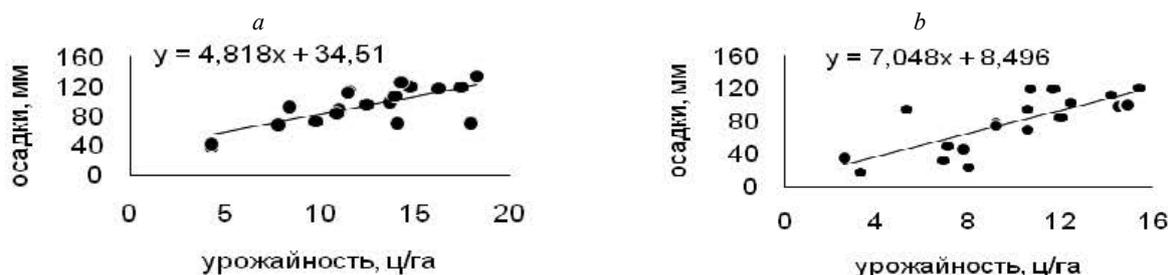


Рис. 1. Линии регрессии между урожайностью зерновых культур и суммой осадков (за май и июнь) агроландшафтов лесостепной (а) и степной (б) зон Северо-Казакстанской области (за 1961–1979 гг.)
Составлено по данным: [Средняя урожайность зерновых..., 2020; Фактические данные метеостанций..., 2020]

Fig. 1. Regression lines between the yield of grain crops and the sum of precipitation (for May and June) of the agrolandscapes of the forest and steppe (a) and steppe (b) zones of the North Kazakhstan region (for 1961–1979)
Compiled according to the data: [Average crop yield..., 2020; Actual data of..., 2020]

Залогом экологической устойчивости любой системы земледелия является подбор культур и севооборотов, максимальной их урожайности при данном уровне фактического плодородия и конструировании плодосмен с отсутствием чистых паров (для предотвращения биологического «сжигания» гумуса). В условиях земледелия области это осложняется набором высокодоходных возделываемых культур, одновременно являющихся весьма почвоистощающими и требующих модернизации технологии возделывания. Интенсификация растениеводства возможна лишь при решении двух испокон веков антагонистических задач – увеличении урожайности возделываемых культур и сохранении положительного баланса гумуса и биогенов (расширенном воспроизводстве плодородия).

Согласно зональным принципам позднесоветского природно-сельскохозяйственного районирования [Природно-сельскохозяйственное районирование..., 1983], территория области была полностью отнесена к *Казахстанской степной провинции*, засушливой, средне и ниже среднего обеспеченной теплом, с преобладанием среднемощных черноземов, местами солонцеватых. В ее пределах авторами выделены округа: Североказахстанский плоскоравнинный и равнинно-волнистый, обыкновенно- и солонцевато-черноземный (преобладающая часть области) и Кокчетавский возвышенный, увалисто-холмистый, мелкосопочный, суглинистый южночерноземный, солонцевато- и обыкновенно-черноземный (юго-восточные и юго-западные районы). Данное районирование хотя и было ориентировано на зональную систему земледелия, но совершенно не коррелировало с дифференциацией видов лесостепных и степных ландшафтов, являющихся исходными для сельскохозяйственных модификаций природных комплексов. Сведение лесостепных и степных агроландшафтов области в одну провинцию фундирова-

лось лишь по принципу примерной схожести рельефа и агроклиматических показателей, хотя и здесь налицо значительные различия: крайний юго-восток области (восточнее оз. Силетытениз), находясь в дождевой тени, получает лишь 50 % от среднего по области количества осадков. Помимо этого, совершенно игнорировались типы использования земель и сельскохозяйственная продуктивность, весьма вариативные в пределах даже одного типа агроландшафтов. Унификация проводилась на уровне административных районов, несмотря на то, что в области находились районы, полностью расположенные в зоне лесостепи: Бишкульский, Булаевский, Ленинский, Мамлютский, Пресновский, Соколовский, Советский (названия указаны на 1983 г. – *Прим. авт.*).

Первое постсоветское природно-мелиоративное районирование равнинного Казахстана проведено Институтом географии Республики Казахстан [Национальный Атлас Республики..., 2010], согласно которому территория области отнесена к двум зонам:

1. *Степная зона вместе с лесостепной с черноземами обыкновенными и южными, лугово-черноземными почвами* (степная и сухостепная область Западно-Сибирской низменности, Северо-Казахстанская озерно-равнинная и гривноложбинная степная подобласть).

2. *Сухостепная зона с темнокаштановыми, среднекаштановыми почвами и солонцами* (степная, сухостепная, полупустынная и пустынная область Центрально-Казахстанского мелкосопочника, Кокшетауская низкогорная и мелкосопочная лесостепная подобласть с прилегающими степными денудационными с прилегающими делювиально-пролювиальными равнинами).

Данное районирование хотя обособляет лесостепную зону, пусть и не самостоятельной единицей, тем не менее калькирует предыдущее с его почвенно-зональным принципом, фундируя дифференци-

цию территории области лишь двумя факторами-предикторами: агроклиматические показатели и почвенный покров, игнорируя при этом ландшафтный фактор.

Результаты и их обсуждение

Проанализировав вышеизложенные исследования, нами предпринята попытка районирования сельскохозяйственных земель Северо-Казахстанской области, методология которого базировалась, в том числе, на основополагающих трудах российских и зарубежных ученых по ландшафтному планированию земледелия [Steinitz, 1995; Steiner, 2000; Хорошев и др., 2019].

Для агроландшафтного районирования территории области нами были проанализированы разноматематические картографические материалы и репрезентативные данные 14 местных метеостанций за 85-летний период [Фактические данные метеостанций..., 2020]. Анализ современных агроклиматических условий территории области [Агроклиматические ресурсы Северо-Казахстанской..., 2017] и их сравнение с аналогичными данными доцелинного [Колосков, 1947], целинного [Агроклиматические и водные..., 1955; Агроклиматический справочник..., 1958] и позднесоветского периодов [Природно-сельскохозяйственное районирование..., 1983] показали значительные расхождения значений и инициировали их актуализацию. Это обосновывается усилением колебаний климатических характеристик, что соответствует новейшим литературным данным

[Киреева-Гененко и др., 2017] и подтверждается проведенным нами анализом многолетних данных и количественной оценкой климатических изменений за период 1935–2019 гг. (табл. 2).

Дифференциация сельскохозяйственных земель обусловила выделение нами пяти ландшафтных районов и 11 агроландшафтных типов земель, характеристика которых представлена в табл. 3.

В физико-географическом отношении территория области представлена лесостепной и степной зонами, совмещение которых с литолого-геоморфологическими, почвенными и агроклиматическими условиями (с учетом принципов адаптивно-ландшафтного земледелия) позволило провести полноценное агроландшафтное районирование (см. рис. 2).

Впервые детерминирующими факторами-предикторами для зонального обособления агроландшафтных типов земель, при относительной однородности агроклиматических показателей в пределах конкретного ландшафтного района, выступили литология, рельеф и типы почв, определяющие, в итоге, контур рабочего поля пашенных выделов. В сравнении с природно-сельскохозяйственным районированием В.И. Кирюшина на административной основе, в предложенном нами агроландшафтном районировании, являющимся сугубо утилитарным, средний размер контура пашни уменьшился для всех агроландшафтных типов земель за счет вывода комплексных (с солонцами) и (или) эродированных почв из оборота, а также увеличения доли участия в структуре агроландшафтов средостабилизирующих угодий.

Таблица 2

Актуализация основных агроклиматических показателей Северо-Казахстанской области

Table 2

Updating of main agroclimatic indicators in North Kazakhstan region

Показатель*	1983 год*	2019 год**
Континентальность климата (индекс Горчинского)	58,4	57
$\sum t > 10^\circ\text{C}$	2 000–2 400	2 100–2 500
Основной период вегетации с $t > 10^\circ\text{C}$, дней	126–143	132–142
Температура самого теплого месяца	+18,6...+20,7	+18,7...+20,8
Температура самого холодного месяца	–16,5...–20,0	–16,2...–20,8
Количество осадков, мм	250–350	300–400
Увлажнение (коэффициент Высоцкого–Иванова)	0,9	1,1
Высота снежного покрова, см	30–45	20–40
Биологическая продуктивность, балл	63–95	86–113

Примечание. * Показатели и значения за 1983 г. взяты из: [Природно-сельскохозяйственное районирование..., 1983].

** Значения за 2019 г. рассчитаны автором по [Агроклиматические ресурсы Северо-Казахстанской..., 2017; Фактические данные метеостанций..., 2020].

Note. *Indicators and meaning for 1983 are taken from [Natural and agricultural..., 1983].

**Meaning for 2019 are calculated by authors according to [Agroclimatic resources..., 2017; Actual data..., 2020].

Таблица 3

Агрорландшафтная типология земель Северо-Казакстанской области

Table 3

Agrolandscape typology of lands in North Kazakhstan region

Ландшафтный район	Агроклиматическая характеристика	Агрорландшафтный тип земель
I. Ишимский лесостепной равнинный	Осадки: 350–400 мм Осадки ($t > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$): 200–250 мм $\Sigma (t > 10\text{ }^{\circ}\text{C})$: 2 100–2 300 ГТК: 1,1–0,8 Средняя продолжительность безморозного периода: 132–138 дней	а. Суглинистых древнеозерных низменных равнин с черноземами обыкновенными среднегумусными часто в комплексе с лугово-степными солодами, крупноконтурный
		б. Супесчано-суглинистых гривистых древнеозоловых равнин с черноземами обыкновенными среднегумусными солонцеватыми, крупноконтурный
		в. Суглинистых древнеозерных равнин с черноземами обыкновенными среднегумусными местами солонцеватыми и солодами, солонцами и солончаками, среднеконтурный
II. Кокчетавский лесостепной возвышенно-равнинный и мелкосопочно-холмогорный	Осадки: 400–450 мм Осадки ($t > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$): 200–250 мм $\Sigma (t > 10\text{ }^{\circ}\text{C})$: 2 000–2 200 ГТК: 1,1–0,8 Средняя продолжительность безморозного периода: 127–137 дней	а. Суглинистых возвышенных цокольных равнин с черноземами обыкновенными среднегумусными и солодами и гранитных гор, холмогорий и сглаженных мелкосопочников с малоразвитыми дерново-подзолистыми и серыми лесными почвами, крупноконтурный
		б. Суглинистых цокольных равнин с черноземами обыкновенными среднегумусными, крупноконтурный
III. Тоболо-Ишимский степной равнинный	Осадки: 300–350 мм Осадки ($t > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$): 120–180 мм $\Sigma (t > 10\text{ }^{\circ}\text{C})$: 2 200–2 400 ГТК: 0,8–0,5 Средняя продолжительность безморозного периода: 136–142 дней	а. Древнеозерных равнин с черноземами обыкновенными среднегумусными солонцеватыми, крупноконтурный
		б. Суглинистых цокольных равнин с черноземами южными малогумусными карбонатными, среднеконтурный
IV. Теке-Шагалалытенизский степной низменно-равнинный	Осадки: 250–300 мм Осадки ($t > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$): 120–180 мм $\Sigma (t > 10\text{ }^{\circ}\text{C})$: 2 200–2 400 ГТК: 0,8–0,5 Средняя продолжительность безморозного периода: 137–141 дней	а. Древнеозерных равнин с черноземами обыкновенными среднегумусными местами солонцеватыми, среднеконтурный
		б. Суглинистых цокольных равнин с черноземами южными малогумусными солонцеватыми в комплексе со степными солонцами, среднеконтурный
V. Селытенизский сухостепной равнинный	Осадки: 200–250 мм Осадки ($t > 10\text{ }^{\circ}\text{C}$): 100–150 мм $\Sigma (t > 10\text{ }^{\circ}\text{C})$: 2 400–2 500 ГТК: 0,5–0,4 Средняя продолжительность безморозного периода: 138–145 дней	а. Мелкосопочника с темно-каштановыми солонцеватыми малоразвитыми почвами в комплексе с пустынно-степными солонцами, мелкоконтурный
		б. Суглинистых супесчаных речных и озерных террас с комплексом пустынно-степных солонцов, каштановых солонцеватых и лугово-каштановых почв, мелкоконтурный

Предложенное районирование в полной мере отвечает современным запросам растениеводства области на принципиально новое эколого-ландшафтное планирование при размещении высокопродуктивных культур в свете отхода от целинного монозернового инварианта и холистического принципа организации земледелия.

Заключение

За без малого 270-летнюю историю растениеводства области прошло эволюционный путь инкорпоративного развития систем земледелия: переложная → паровая → пропашная → почвозащитная → зональная → агрорландшафтная → адаптивно-ландшафтная → точная. Директивная целинная распашка малопродук-

тивных земель с комплексами солонцов обусловила последующее экстенсивное пространственное развитие агрорландшафтов, особенно степных районов области. Еще до официального завершения целинной кампании агросфера области уже представляла собой серьезно разбалансированную агроэкосистему и с экологической, и с экономической точек зрения. Недавний вывод «токсичной» (малопродуктивной) пашни умеренно-засушливой и сухой степи, а также перевод земледелия на почвенно-типологическую основу не только значительно улучшили среднестатистические показатели урожайности степных агрорландшафтов, экономическую привлекательность земледелия, но и способствовали экологической устойчивости землепользования, увеличив долю средостабилизирующих угодий в виде залежей и пастбищ.

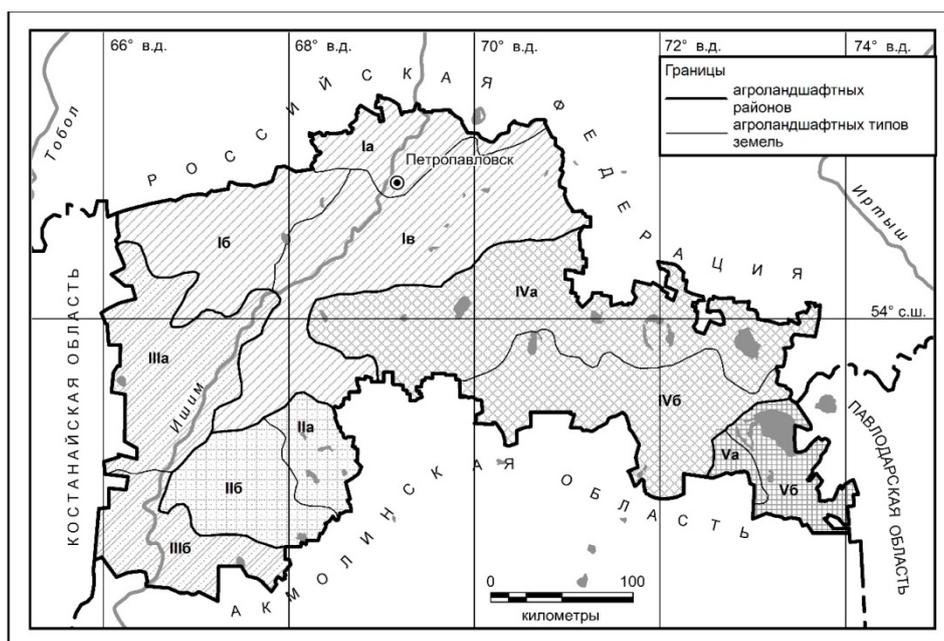


Рис. 2. Агрولандшафтное районирование Северо-Казахстанской области

Авторы: С.В. Пашков, М.В. Присич

Fig. 2. Agrolandscape division of the North Kazakhstan region

Authors: S.V. Pashkov, M.V. Prisich

Опираясь на физико-географическое районирование и его частные виды, проведено авторское районирование территории области на типологической агрولандшафтной основе. Пространственная дифференциация потенциально пригодных пахотных земель с выделением пяти ландшафтных районов и 11 агрولандшафтных типов земель вкуче с актуализированными агроклиматическими показателями и создания нового агроклиматического районирования сельскохозяйственных культур являются основой для формирующейся адаптивно-ландшафтной системы земледелия в условиях гетерогенного почвенного покрова и вариативности линейки возделываемых культур.

Анализ новейших данных показал значительные изменения агроклиматических показателей: существенно выросли сумма активных температур, количество осадков, коэффициент увлажнения, и отсюда – биологическая продуктивность. Конвертация результатов районирования в земледельческую практику обусловит не только повышение эффективности и рентабельности отрасли от пространственной дифференциации пахотных земель по агроэкологическому потенциалу и размещения возде-

лываемых культур, но гарантирует действенную защиту пахотных почв агрولандшафтов от деградации в рамках экологизации агрохозяйственной деятельности и перехода страны к «зеленой экономике».

Следующим этапом развития агрикультурного пространства области станет повышение производительности агрولандшафтов в виде роста урожайности, а также экологический эффект оптимизации соотношения посевов зерновых, технических (масличных), кормовых культур и многолетних трав. Синергия вышеизложенных мер послужит базисом для окончательного перехода от зональной системы с ее химико-техногенной интенсификацией, с ярко выраженным паллиативным характером и не дающей долговременного положительного биоэкологического эффекта, на биологическую, адаптивно-ландшафтную земледелия. Закономерным итогом экологического апгрейда агросферы области станет ее переформатирование в биосфероподобную систему – агроэкосистему со сконструированными и аутентично функционирующими круговоротами вещества и энергии, максимально соответствующими природным (биосферным).

ЛИТЕРАТУРА

Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель / Под ред. Ф.Ф. Давитая. Л.: Гидрометеиздат, 1955. 465 с.

Агроклиматические ресурсы Северо-Казахстанской области: научно-прикладной справочник / под ред. С.С. Байшолонова. Астана, 2017. 125 с.

- Агроклиматический справочник** по Северо-Казахстанской области. Л. : Гидрометеиздат, 1958. 127 с.
- Алманова Ж.С.** Агроэкологическая типология земель для проектирования адаптивно-ландшафтных систем земледелия в Северном Казахстане // Вестник Курской государственной сельскохозяйственной академии. 2017. № 9. С. 22–24.
- Антропов В.Н., Каражанов К.Д.** Бонитировка и экономическая оценка земель. Алма-Ата : Наука, 1987, 125 с.
- Атлас Азиатской России** / под ред. Г.В. Глинки. СПб. : Изд-во переселенч. гл. упр. землеустройства и земледелия, 1914. 147 с.
- Атлас Целинного края.** М. : ГУГК, 1964. 49 с.
- Афанасьева Е.А.** К вопросу о происхождении и эволюции черноземных почв // Почвоведение. 1946. № 6. С. 379–385.
- Белецкая Н.П., Волкодав И.Н., Дисембаев Р.Н., Дробовцев В.И., Тесленок С.А., Зверьяченко В.М., Тайжанова М.М., Фельк Л.Г., Шатных А.В., Сахаров Н.К.** Экологические проблемы Северо-Казахстанской области. Петропавловск : Поиск, 1994. 51 с.
- Бонитировка** неорошаемых почв Казахстана. Алма-Ата : Наука, 1976. 231 с.
- Астана.** 31 марта 2015 г. Kazakhstan Today. В Казахстане за 25 лет площадь пахотных земель с высоким содержанием гумуса уменьшилась до 255,5 тыс. гектаров. URL: http://www.kt.kz/rus/economy/v_kazahstane_za_25_let_ploshhadj_pahotnih_zemelj_s_visokim_soderzhaniem_gumusa_umenjshilasj_do_255_5_tis_gektarov_1153601777.html (дата обращения: 01.07.2020).
- География** производительных сил Северного Казахстана. Природные условия и ресурсы. М. : Изд-во Моск. ун-та, 1972. 369 с.
- Горшенин К.П.** К вопросу об эволюции почвенного покрова Западно-Сибирской низменности // Научный сборник Сибирского института сельского озяйства и промышленности. 1921. С. 39–47.
- Горшенин К.П.** Почвы южной части Сибири (от Урала до Байкала). М. : Изд-во АН СССР, 1955. 590 с.
- Джаланкузов Т.Д.** Современное состояние плодородия земель черноземной зоны Казахстана // Почвоведение и агрохимия. 2011. № 4. С. 73–80.
- Докучаев В.В.** К вопросу о сибирском черноземе. СПб. : Тип. т-ва «Обществ. польза», 1882. 33 с.
- Докучаев В.В.** Наши степи прежде и теперь. СПб. : Тип. Е. Евдокимова, 1892. 128 с.
- Дурасов А.М., Тазабеков Т.Т.** Почвы Казахстана. Алма-Ата : Кайнар, 1981. 152 с.
- Каверин А.В., Василькина Д.Н., Резаков Г.Р., Вдовин Е.С., Гераськин М.М.** Сельскохозяйственная экология и опыт ее применения в практике земельного ландшафтного планирования в Республике Мордовия // Проблемы региональной экологии. 2018. № 5. С. 180–186.
- Кененбаев С.Б., Иорганский А.И.** Ландшафтное земледелие в Казахстане. URL: <https://agrosektor.kz/agricultural-science/landshaftnoe-zemledelie-v-kazahstane.html> (дата обращения: 01.07.2020).
- Киреева-Гененко И.А., Новикова Е.П., Чумейкина А.С.** Анализ и индекс континентальности климата в Центрально-Черноземном районе за последние 30 лет // Успехи современного естествознания. 2017. № 7. С. 76–80.
- Колосков П.И.** Агроклиматическое районирование Казахстана. М. : Изд-во АН СССР, 1947. 267 с.
- Мажитова Г.З., Пашков С.В., Крыцкий С.В.** Совершенствование методики крупномасштабного агроландшафтного картографирования на основе применения беспилотных летательных аппаратов // Региональные геосистемы. 2020. Т. 44, № 1. С. 64–74.
- Национальный атлас** Республики Казахстан. Т. 2: Социально-экономическое развитие. Алматы, 2010. 164 с.
- Николаев В.А.** Ландшафты азиатских степей. М. : МГУ, 1999. 288 с.
- Николенко Г.С.** Экономическая оценка земли. Алма-Ата : Казгоссельхозгиз, 1964. 155 с.
- Освоение целины** в Казахстане. URL: <http://svetich.info/publikacii/apk-respublika-kazahstan/osvoenie-celiny-v-kazahstane.html> (дата обращения: 01.07.2020).
- Пашков С.В., Носонов А.М.** Экономическая устойчивость сельскохозяйственного землепользования в Северо-Казахстанской области // Геополитика и экогеодинамика регионов. 2019. Т. 5, № 4. С. 148–157.
- Пашков С.В., Шаяхметова А.С.** Постцелинная дегумификация пахотных почв Северо-Казахстанской области // Геополитика и экогеодинамика регионов. 2020. Т. 6, № 1. С. 145–156.
- Половицкий И.Я., Гончаренко М.Т.** О бонитировке почв Целинного края // Труды Целиноградского СХИ. 1964. Т. 3, вып. 2. С. 3–9.
- Природно-сельскохозяйственное районирование** и использование земельного фонда в СССР / под ред. А.Н. Каштанова. М. : Колос, 1983. 336 с.
- Система** ведения сельского хозяйства Северо-Казахстанской области. Петропавловск : СКГУ, 2003. 244 с.
- Словцов П.А.** История Сибири: от Ермака до Екатерины II (переизд. труда «Историческое обозрение Сибири» П. Словцова). М. : Вече, 2006. 508 с.
- Средняя урожайность** зерновых культур в Северо-Казахстанской области за 1961–2003 гг. Справка Управления сельского хозяйства акимата Северо-Казахстанской области. Петропавловск, 2020.
- Терехов А.Г., Витковская И.С., Батырбаева М.Ж., Спивак Л.Ф.** Принципы агроландшафтного районирования Северного Казахстана по данным LANDSAT и MODIS // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7, № 3. С. 292–304.
- Фактические** данные метеостанций Северо-Казахстанской области за 1935–2019 гг. Справка РГП «Казгидромет». Петропавловск, 2020.
- Федорин Ю.В.** Почвы Северо-Казахстанской области. Почвы Казахской ССР. Вып. 1. Алма-Ата : Изд-во АН КазССР, 1960. 175 с.
- Хорошев А.В., Авессаломова И.А., Дьяконов К.Н., Иванов А.Н., Калуцков В.Н., Матасов В.М., Низовцев В.А., Сысуюв В.В., Харитонов Т.И., Чиждова В.П., Эрман Н.М., Лощинская Е.С.** Теория и методология ландшафтного планирования. М. : Тов-во научных изданий КМК, 2019. 444 с.
- Steiner F.** The living landscape: an ecological approach to landscape planning. 2nd ed. New York : McGraw-Hill, 2000. 477 p.
- Steinitz C.** A framework for planning practice and education. Ecological and scapeplanning. 1995. P. 42–54.
- Toktar M., Koshen B.M., Shayakhmetova A.S., Kushenov B.M., Nurgaziev R.** Dehumification of soils in the Northern Kazakhstan region // 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM. 2019. P. 109–116.

Автор:

Пашков Сергей Владимирович, кандидат географических наук, декан факультета математики и естественных наук, Северо-Казахстанский государственный университет им. М. Козыбаева, Петропавловск, Казахстан.

Geosphere Research, 2021, 2, 92–103. DOI: 10.17223/25421379/20/7

S.V. Pashkov

M. Kozybayev North Kazakhstan State University, Petropavlovsk, Kazakhstan

AGROLANDSCAPE DIVISION OF NORTH KAZAKHSTAN REGION: ECONOLOGICAL PREMISES

On the basis and in connection with the analysis of geoinformation and cartographic massifs, taking into account environmental and economic (ecological) premises, agrolandscape zoning of the territory of the North Kazakhstan region, the oldest region of bogharic agriculture of Kazakhstan, was carried out. The methodological side of the research was based on statistical and geographic information analysis, as well as landscape, landscape mapping and comparative geographical methods were used. The heterogeneous characteristic of region's relief (flat north and low hill south) predetermined the landscape heterogeneity of the territory, and fertile black soils and relatively favorable agroclimatic resources determined the total plowing of the territory. The share of arable land (about 50 % of the region's territory) reached an absolute maximum after virgin land development due to frontal plowing, including low-productive land – soils complex with alkali soils. In the post-virgin period, despite the excessive interest in soil protection and anti-erosion measures, the chollistic principle field farming organizing and ignoring the fertility of soil differences within a specific arable allocation, predetermined the further extensification of agriculture. This led to the exclusive dependence of the dominant crop yield, spring wheat, on meteorological conditions (primarily precipitation), the greatest direct correlation was found for steppe agrolandscapes ($r = 0.78$). The need for such zoning is dictated by the transition from a purely extensive zonal system of agriculture, with its inherent chemical and technological intensification, to landscape agriculture. In addition, the comparison of agroclimatic indicators of the region's territory with data for late Soviet period given by V.I. Kiryushin, showed significant changes, mainly favorable to agricultural activities: for example, biological productivity increased from 1983 by 16–27 %. With the help of predictor factors, determining the direction and nature of agricultural use of land, agrolandscape zoning of the territory of the region was carried out with allocation of 5 landscape areas and 11 agrolandscape types of land, based on updated agroclimatic indicators. The determining factors for the allocation of agrolandscape land types under condition of the relative homogeneity of agroclimatic indicators within the landscape area were lithology, relief and soil types, which ultimately determine the contour of the working field of arable allotments. The introduction of zoning results into agronomic practice will increase the economic stability of agriculture, creating the necessary premises for the transition to adaptive landscape agriculture.

Keywords: *agroclimatic indicators, adaptive landscape agriculture, zonal system of agriculture predictor factors, North Kazakhstan region*

References

- Agroklimaticheskie i vodnye resursy rajonov osvoenija celinnyh i zaleznyh zemel'* [Agroclimatic and water resources in areas of development of virgin lands and deposits] / Pod red. F.F. Davitaja. Leningrad: Gidrometeoizdat. 1955. 465 p. In Russian
- Agroklimaticheskie resursy Severo-Kazahstanskoj oblasti: nauchno-prikladnoj spravocnik* [Agroclimatic resources of North Kazakhstan region: scientific and applied directory] / Pod red. S.S. Bajsholanova. Astana. 2017. 125 p. In Russian
- Agroklimaticheskij spravocnik po Severo-Kazahstanskoj oblasti* [Agroclimatic directory of North Kazakhstan region]. Leningrad: Gidrometeoizdat. 1958. 127 p. In Russian
- Almanova Zh.S. *Agroekologicheskaja tipologija zemel' dlja proektirovanija adaptivno-landshaftnyh sistem zemledelija v Severnom Kazahstane* [Agroecological typology of land for design of adaptation and landscape farming systems in North Kazakhstan] // *Vestnik Kurskoj gosudarstvennoj sel'skohozjajstvennoj akademii*. 2017. No 9. pp. 22–24. In Russian
- Antropov V.N., Karazhanov K.D. *Bonitirovka i jekonomicheskaja ocenka zemel'* [Land bonitation and economic valuation]. Alma-Ata: Nauka. 1987. 125 p. In Russian
- Atlas Aziatskoj Rossii* [Atlas of Asian Russia] / Pod red. G.V. Glinki. St. Petersburg: Pereselench. gl. upr. zemleustrojstva i zemledelija. 1914. 147 p. In Russian
- Atlas Celinnogo kraja* [Atlas of the Virgin lands region]. Moscow: GUGK. 1964. 49 p. In Russian
- Afanas'eva E.A. *K voprosu o proishozhdenii i jevoljucii chernozemnyh pochv* [To the question on the origin and evolution of black soils] // *Pochvovedenie*. 1946. No 6. pp. 379–385. In Russian
- Beleckaja N.P., Volkodav I.N., Disembaev R.N., Drobovcev V.I., Teslenok S.A., Zverjachenko V.M., Tajzhanova M.M., Fel'k L.G., Shatnyh A.V., Saharov N.K. *Jekologicheskie problemy Severo-Kazahstanskoj oblasti* [Environmental problems of North Kazakhstan region]. Petropavlovsk: Poisk. 1994. 51 p. In Russian
- Bonitirovka neoroshhaemyh pochv Kazahstana* [Bonitation of non-irrigated soils of Kazakhstan]. Alma-Ata: Nauka. 1976. 231 p. In Russian
- Astana. March 31, 2015 *Kazakhstan Today V Kazahstane za 25 let ploshhad' pahotnyh zemel' s vysokim sodержaniem gumusa umen'shilas' do 255,5 tys. gektarov* [In Kazakhstan, the area of arable land with high humus content has decreased to 255.5 thousand hectares in 25 years]. URL: http://www.kt.kz/rus/economy/v_kazahstane_za_25_let_ploshhadj_pahotnih_zemelj_s_vysokim_soderzhaniem_gumusa_umenjshilasj_do_255_5_tis_gektarov_1153601777.html (Date of accessed: 01.07.2020). In Russian
- Geografija proizvoditel'nyh sil Severnogo Kazahstana. Prirodnye uslovija i resursy* [Geography productive forces of North Kazakhstan. Natural conditions and resources]. Moscow: Moskovskij universitet. 1972. 369 p. In Russian
- Orshenin K.P. *K voprosu ob jevoljucii pochvennogo pokrova Zapadno-Sibirskoj nizmennosti* [To the question of the evolution of the land cover on the West Siberian lowland] // *Nauch. sb. Sib. in-ta s.-h. i prom.* 1921. pp. 39–47. In Russian

- Gorshenin K.P. *Pochvy juzhnoj chasti Sibiri (ot Urala do Bajkala)* [Soils of the southern part of Siberia (from the Urals to Baikal)]. Moscow: AN SSSR, 1955. 590 p. In Russian
- Dzhalankuzov T.D. *Sovremennoe sostojanie plodorodija zemel' chernozemnoj zony Kazahstana* [Modern state of land fertility of black-soils zone in Kazakhstan] // *Pochvovedenie i agrohimiya*. 2011. No 4. pp. 73–80. In Russian
- Dokuchaev V.V. *K voprosu o sibirskom chernozeme* [To the question of Siberian black soils]. St. Petersburg: Tip. t-va «Obshhestv. pol'za», 1882. 33 p. In Russian
- Dokuchaev V.V. *Nashi stepi prezhde i teper'* [Our steppes before and now]. St. Petersburg: Tip. E. Evdokimova. 1892. 128 p. In Russian
- Durasov A.M., Tazabekov T.T. *Pochvy Kazahstana* [Soils of Kazakhstan]. Alma-Ata: Kainar. 1981. 152 p. In Russian
- Kaverin A.V., Vasil'kina D.N., Rezakov G.R., Vdovin E.S., Geras'kin M.M. *Sel'skohozjajstvennaja jekonologija i opyt ee primenenija v praktike zemel'nogo landshaftnogo planirovanija v Respublike Mordovija* [Agricultural ecology and the experience of its application in the practice of land landscape planning in the Republic of Mordovia] // *Problemy regional'noj jekologii*. 2018. No 5. pp. 180–186. In Russian
- Kenenbaev S.B., Iorganskij A.I. *Landshaftnoe zemledelie v Kazahstane* [Landscape farming in Kazakhstan]. URL: <https://agrosektor.kz/agricultural-science/landshaftnoe-zemledelie-v-kazahstane.html> (Date of accessed 01.07.2020). In Russian
- Kireeva-Genenko I.A., Novikova E.P., Chumejkina A.S. *Analiz i indeks kontinental'nosti klimata v Central'no-Chernozemnom rajone za poslednie 30 let* [Analysis and index of continental climate in the Central Black Soils region for the last 30 years] // *Uspehi sovremennogo estestvoznaniya*. 2017. No 7. pp. 76–80. In Russian
- Koloskov P.I. *Agroklimaticheskoe rajonirovanie Kazahstana* [Agroclimatic division of Kazakhstan]. Moscow: AN SSSR. 1947. 267 p. In Russian
- Mazhitova G.Z. Pashkov S.V., Kryckij S.V. *Sovershenstvovanie metodiki krupnomasshtabnogo agrolandshaftnogo kartografirovanija na osnove primenenija bespilotnyh letatel'nyh apparatov* [Improvement of large-scale agrolandscape mapping by using unmanned aerial vehicles] // *Regional'nye geosistemy*. 2020. V. 44. No 1. pp. 64–74. In Russian
- Nacional'nyj atlas Respubliki Kazahstan. T. 2. Social'no-jekonomicheskoe razvitie* [National Atlas of the Republic of Kazakhstan. Vol.2. Social and economical development]. Almaty. 2010. 164 p. In Russian
- Nikolaev V.A. *Landshafty aziatskih stepej* [Landscapes of Asian steppes]. Moscow: MGU. 1999. 288 p. In Russian
- Nikolenko G.S. *Jekonomicheskaja ocenka zemli* [Economical assessment of the soil]. Alma-Ata: Kazgossel'hozgiz. 1964. 155 p. In Russian
- Osvoenie celiny v Kazahstane* [Development of virgin lands in Kazakhstan]. URL: <http://svetich.info/publikacii/apk-respublika-kazahstan/osvoenie-celiny-v-kazahstane.html> (Date of accessed: 01.07.2020). In Russian
- Pashkov S.V., Nosonov A.M. *Jekonomicheskaja ustojchivost' sel'skohozjajstvennogo zemlepol'zovanija v Severo-Kazahstanskoj oblasti* [Economic stability of agricultural land use in the North Kazakhstan region] // *Geopolitics and Ecogeodynamics of regions*. 2019. V. 5. No 4. pp. 148–157. In Russian
- Pashkov S.V., Shajahmetova A.S. *Postcelinnaja degumifikacija pahotnyh pochv Severo-Kazahstanskoj oblasti* [Post-virgin dehumification of arable soils in North Kazakhstan region] // *Geopolitics and Ecogeodynamics of regions*. 2020. V. 6. No 1. pp. 145–156. In Russian
- Polovickij I.Ja., Goncharenko M.T. *O bonitirovke pochv Celinnogo kraja* [About Soils Bonitation in the Virgin Lands Region] // *Trudy Celinogradskogo SHI*. 1964. V. 3. No 2. pp. 3–9. In Russian
- Prirодно-sel'skohozjajstvennoe rajonirovanie i ispol'zovanie zemel'nogo fonda v SSSR* [Natural and agricultural zoning and use of land fund in the USSR] / Pod red. A.N. Kashtanova. Moscow: Kolos. 1983. 336 p. In Russian
- Sistema vedenija sel'skogo hozjajstva Severo-Kazahstanskoj oblasti* [Agriculture system of North Kazakhstan region]. Petropavlovsk: SKGU, 2003. 244 p. In Russian
- Slovcov P.A. *Istorija Sibiri: ot Ermaka do Ekateriny II (perezid. truda «Istoricheskoe obozrenie Sibiri» P. Slovtsova)* [History of Siberia: From Yermak to Ekaterina II (republication of work “Historical observation of Siberia by P. Slovtsov)]. Moscow: Veche. 2006. 508 p. In Russian
- Srednjaja urozhajnost' zernovyh kul'tur v Severo-Kazahstanskoj oblasti za 1961–2003 gg.* [Average crop yield in North Kazakhstan region for 1961–2003] / Spravka Upravlenija sel'skogo hozjajstva akimata Severo-Kazahstanskoj oblasti. Petropavlovsk. 2020. In Russian
- Terehov A.G., Vitkovskaja I.S., Batyrbaeva M.Zh., Spivak L.F. *Principy agrolandshaftnogo rajonirovanija Severnogo Kazahstana po dannym LANDSAT i MODIS* [Principles of agrolandscape zoning of arable land of the Northern Kazakhstan with using of LANDSAT and MODIS]. *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2010. V. 7. No 3. pp. 292–304. In Russian
- Fakticheskie dannye meteostancij Severo-Kazahstanskoj oblasti za 1935–2019 gg.* [Actual data of weather stations of the North Kazakhstan region for 1935–2019]. Spravka RGP «Kazgidromet». Petropavlovsk. 2020. In Russian
- Fedorin Ju.V. *Pochvy Severo-Kazahstanskoj oblasti. Pochvy Kazahskoj SSR* [Soils of the North Kazakhstan area. Soils of Kazakh SSR]. No 1. Alma-Ata: AN KazSSR. 1960. 175 p. In Russian
- Horoshev A.V., Avessalomova I.A., D'jakonov K.N., Ivanov A.N., Kaluckov V.N., Matasov V.M., Nizovcev V.A., Sysuev V.V., Haritonova T.I., Chizhova V.P., Jerman N.M., Loshhinskaja E.S. *Teorija i metodologija landshaftnogo planirovanija* [Landscape planning theory and methodology]. Moscow: Tov-vo nauchnyh izdanij KMK. 2019. 444 p. In Russian
- Steiner F. *The living landscape: an ecological approach to landscape planning*. 2nd ed. New York: McGraw-Hill. 2000. 477 p.
- Steinitz C. *A framework for planning practice and education. Ecological and scapeplanning*. 1995. pp. 42–54.
- Toktar M., Koshen B.M., Shayakhmetova A.S., Kushenov B.M., Nurgaziev R. *Dehumification of soils in the Northern Kazakhstan region* // 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM. 2019 pp. 109–116.

Author:

Pashkov Sergey V., Cand. Sci. (Geography), Dean of the faculty of mathematics and natural Sciences, M. Kozybayev North Kazakhstan State University, Petropavlovsk, Kazakhstan.

E-mail: sergp2001@mail.ru

УДК 504.4

К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ ПОСЛЕДСТВИЙ КАТАСТРОФ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА В СИСТЕМЕ «ПРИРОДА – ОБЩЕСТВО – ЧЕЛОВЕК»



Е.Ф. Шамаева^{1,2}, Р.В. Кнауб³

¹ Государственный университет «Дубна», Дубна, Россия

² Институт социально-экономических проблем народонаселения ФНИСЦ РАН, Москва, Россия

³ Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

Рассмотрены законы сохранения и изменения в развитии природных процессов. Представлена классификация равновесных и неравновесных систем в природе и обществе. На основе представленных данных рассмотрена эволюция катастроф различного генезиса в системе «природа – общество – человек». Проанализирован баланс катастроф различного генезиса и пределы существования системы «природа – общество – человек». Антропогенная нагрузка, оказывающая воздействие на природу и общество, с учетом мощностной нагрузкой катастроф, не должна превышать 70 кВт/км². За период с 2009 по 2019 г. проведена оценка устойчивости развития субъектов Сибирского федерального округа под действием катастроф различного генезиса. Установлено, что в значительной части субъектов СФО антропогенная нагрузка превышает допустимые пределы.

Ключевые слова: катастрофы, устойчивое развитие, неустойчивость биосферы, антропогенная нагрузка

Введение

Человечество подошло к такому рубежу, когда требуется особая ответственность, разум в решениях и действиях, учет не только национальных интересов, но и потребностей мирового сообщества. Необходимо создать условия на подлинно научных, разумных основах.

В последние десятилетия Организацией Объединенных Наций был выдвинут ряд новых концепций и программ глобального регионального и национального развития. Для них показательна попытка рассмотрения процесса всеобщего развития в единстве всех его сторон – экономической, социальной и природной. Практика выявила необходимость в интеграции огромного многообразия представлений о сущности, формах, путях и закономерностях развития глобальной системы. Они по-разному интерпретируются различными группами и силами. Однако заинтересованность в интеграции концепций развития огромна, поскольку от них в определенной мере зависит прогресс и благополучие будущих поколений.

В ряде случаев обращается внимание на недостаточную проработанность фундаментальных естественно-исторических закономерностей, которые лежат в основе устойчивого развития. Без такого рассмотрения трудно обосновать объективность выбранных критериев [Большаков, Гапонов, 2019].

На устойчивое развитие территорий оказывают влияние различные риски, угрозы, катастрофы. При этом нет обоснованных критериев как для оценки последствий катастроф различного генезиса, так и для оценки устойчивого развития территорий.

В этой связи в данной работе ставится вопрос о необходимости разработки методологии оценки последствий катастроф различного генезиса и их влияние на устойчивое развитие территорий на основе обоснованных естественно-исторических закономерностей, лежащих в основе устойчивого развития.

Постановка проблемы

Согласно учению В.И. Вернадского о биосфере [Вернадский, 1926], ноосфера – естественно-исторический процесс, породивший «живое» и его высшую форму – человека и общество, ориентирована на перестройку биосферы в качественно новое состояние – ноосферу – планетарную систему устойчивого развития природных и общественных процессов.

Каким образом осуществляется эта перестройка? Каков ее механизм? Существует только один способ ответить на эти вопросы – через познание *общих законов*.

За последние четыреста лет естественными и общественными науками открыто множество законов, вскрывающих сущность естественно-исторического процесса движения природы и общества. Это, прежде всего, **законы сохранения**: небесной механики (Н. Коперник, Г. Галилей, П. Кеплер 1600–1619 гг.), всемирного тяготения (И. Ньютон, 1686 г.), сохранения импульса и момента количества движения (П. Лаплас, 1800 г.), сохранения энергии (первый закон термодинамики, Р. Майер, 1855 г.), законы сохранения Эйнштейна (начало XX в.), связывающие

массу с энергией, обобщение открытых законов сохранения с пространственно-временными характеристиками (Э. Нэтер, Б. Браун, 1930–1940-е гг.), пространственно-временная система возможных законов сохранения Бартини–Кузнецова, позволяющая предсказать новые законы сохранения (1965–1974 гг.) и др. Открытие законов сохранения привело к выводу о том, что они характеризуют системы, которые не изменяются во времени – равновесные системы.

Кроме законов сохранения естественными науками открыт ряд **законов изменения**, характеризующих эволюцию систем живой и неживой природы в ходе естественно-исторического процесса. Прежде всего, это закон роста энтропии или уменьшения потока свободной энергии, открытый В. Томсоном в 1851 г. – единственный физический закон, характеризующий направление изменений «косной» природы в целом в сторону диссипации (рассеяния) энергии, в сторону меньшей упорядоченности, в сторону беспорядка (хаоса). Открытие этого закона явилось революционным моментом в науках о неживой природе, показавшим, что изменение косной материи характеризует неравновесные системы, стремящиеся к состоянию равновесия.

Естественными науками открыты законы движения систем живой природы в целом. Это прежде всего «закон естественного отбора» Ч. Дарвина (1859 г.), получивший физическое развитие в принципе Э. Бауэра (принцип «устойчивой неравновесности», 1935 г.), это первый и второй биогеохимические принципы В.И. Вернадского (1936–1945 гг.). Это антиэнтропийные принципы Н. Винера и Шредингера. Открытие вышеперечисленных законов также явилось революционным моментом в истории науки, определившим направление эволюции живой природы в целом в сторону порядка (гармонии). Эти великие открытия показали, что живая природа также характеризует неравновесные системы, которые, однако, не стремятся к равновесию, а, наоборот, удаляются от него.

Таким образом, открытие законов изменения привело к тому, что эти законы характеризуют системы, изменяющиеся во времени – неравновесные системы. Однако эти изменения для «косной» материи (неживой природы) и живой природы протекают в противоположных направлениях.

Классификация систем

Все системы окружающего мира можно разделить на **равновесные и неравновесные** [Большаков, 1990; Большаков, Гапонов, 2019]. Известно, что если система находится в состоянии равновесия, то все внешние обобщенные силы уравновешены внутренними обобщенными силами, поэтому равновесная система не может совершать внешней работы.

Существует другой класс систем, не находящихся в равновесии с окружающей средой. Неравновесные системы обладают свойствами эволюционировать во времени, т.е. с течением времени могут совершать внешнюю работу. В этом случае внешние обобщенные силы не уравновешены внутренними.

Можно определить «равновесие» как противоположность и равенство двух потоков энергии. Всякое изменение противоположных потоков будет сопровождаться явлением, результат которого можно отождествить с «действием обобщенной силы». Всякий результат действия «обобщенных сил» можно рассматривать как переход энергии из одной части в другую.

Если мы выберем измерительный прибор и будем регистрировать какую-нибудь величину (объем, массу, энергию и т.д.) в системах указанных классов, то в равновесных системах при достаточно длинных промежутках времени численное значение измеряемого параметра остается неизменным. Наоборот, в неравновесных системах регистрируемая величина будет изменяться со временем, причем так, что можно обнаружить устойчивую тенденцию ее стремления к определенному пределу.

Неизменность сохранения измеряемой величины, выражающей сущность системы, является основным требованием к равновесным системам. Наоборот, устойчивая тенденция изменения во времени регистрируемой величины – основное требование к неравновесным системам. Отсюда следует, что принципы-требования к равновесным и неравновесным системам могут быть разделены на два класса: принципы сохранения и принципы изменения. Указанным принципам соответствуют два класса законов: законы сохранения и законы изменения (сохранения устойчивой тенденции изменения).

Известные в науке **принципы-законы сохранения** выражают то, что некоторая величина в некотором классе систем материального мира остается постоянной, являясь инвариантом этого класса систем. К их числу можно отнести планетарные законы Кеплера, законы Ньютона, Лапласа, закон сохранения энергии Майера, закон сохранения мощности Максвелла и др. Законы сохранения выражают сущность неэволюционирующих – равновесных систем. Однако в наиболее общем виде сущность «равновесия» определяется принципом-законом сохранения энергии.

Рассмотрим свойства равновесных систем в наиболее простой форме [Большаков, 1990].

Пусть E – полная энергия какой-либо системы окружающего мира, равная сумме свободной и связанной энергии:

$$E = B + A, \quad (1)$$

где B – свободная энергия (эксергия), представляющая собой превратимую часть полной энергии системы, которая может преобразовываться из одной

формы в другую. При конкретных условиях это может быть свободная энергия Гельмгольца, свободная энергия Гиббса, свободная энергия Бауэра и т.д.; A – связанная энергия (анергия), представляющая собой непревратимую часть полной энергии системы, которая неспособна к дальнейшим преобразованиям, т.е.:

$$A = T \times S,$$

где T – температура системы, S – энтропия системы.

Из закона сохранения энергии следует, что сущность равновесных систем определяется следующими свойствами: 1) полная энергия равновесных систем постоянна (система не эволюционирует); 2) поток свободной энергии равен нулю (система не обладает способностью совершать внешнюю работу); 3) энтропия максимальна; 4) свободная энергия минимальна; 5) система замкнута.

Сущностью **неравновесных систем** являются их удаленность от равновесия и эволюция во времени и пространстве. Эволюция проявляется в не сохранении, изменении полной энергии системы, а удаленность от равновесия – в способности совершать внешнюю работу, мерой которой является свободная энергия (эксергия) системы.

Существуют разные варианты изменения величины, характеризующей неравновесные системы:

- 1) *величина может устойчиво убывать во времени,*
- 2) *величина может устойчиво не убывать во времени.*

Сочетание (смешение) этих инвариантов приводит к колебательным (волновым) изменениям неравновесных систем. Сущность неравновесных систем может быть определена следующими свойствами [Берг, 1922; Бауэр, 1935; Бродянский и др., 1988; Большаков, Кузнецов, 2012]:

- 1) полная энергия неравновесных систем непостоянна (система эволюционирует);
- 2) поток свободной энергии (эксергии) отличен от нуля (система обладает способностью совершить внешнюю работу);
- 3) свободная энергия (эксергия) неминимальна;
- 4) энтропия не максимальна;
- 5) система открыта (имеет место обмен материально-энергетическими потоками с внешней средой).

Неравновесные системы делятся на два класса (рис. 1):

- 1) *системы, эволюционирующие к состоянию равновесия;*
- 2) *системы, эволюционирующие от состояния равновесия.*

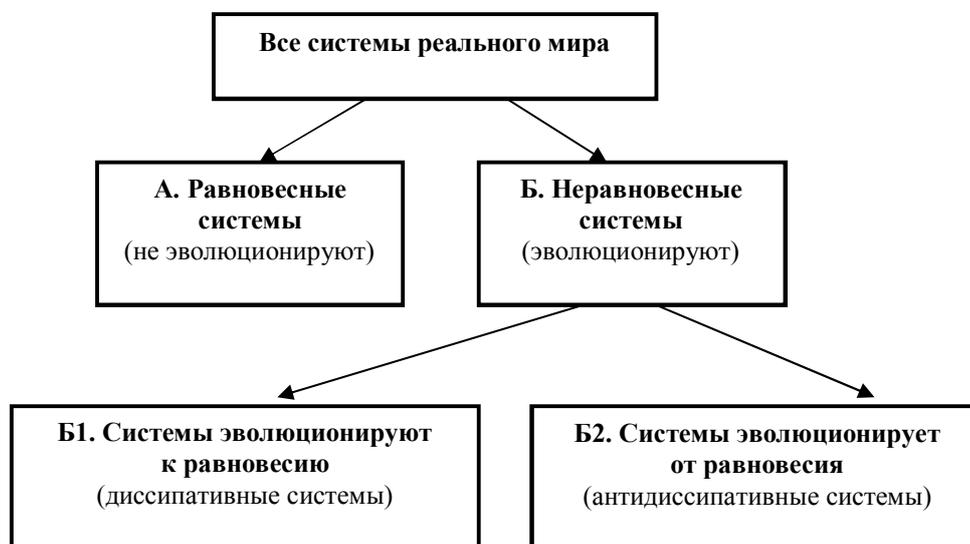


Рис. 1. Классификация неравновесных систем [Большаков, 1990]

Fig. 1. Classes of nonequilibrium systems [Bol'shakov, 1990]

Сущность *первого класса* неравновесных систем определяется вторым принципом – законом термодинамики – законом возрастания энтропии. Согласно этому закону, эволюция неравновесной системы осуществляется в направлении, при котором способность системы к совершению внешней работы с течением времени уменьшается. Из этого закона сле-

дуют основные свойства неравновесных систем, эволюционирующих к равновесию:

- 1) полный поток энергии монотонно убывает;
- 2) поток свободной энергии (эксергии) убывает (уменьшается способность совершать внешнюю работу);
- 3) поток энергии возрастает.

К этому классу неравновесных систем относятся диссипативные (рассеивающие энергию) процессы. Системы хорошо описаны в литературе [Гиббс, 1950; Пригожин, 1964; Вернадский, 1987; Большаков, 2011; Кузнецов, 2016].

Сущность *второго класса* неравновесных систем определяется принципом устойчивой неравновесности, известным в науке под именем закона Бауэра–Вернадского [Вернадский, 1926; Бауэр, 1935; Большаков, Черкасов, 1986; Большаков, 1990; Кузнецов и др., 2000; Большаков, Кузнецов, 2012]. Согласно этому закону, эволюция указанного типа систем осуществляется в направлении, при котором способность системы совершать внешнюю работу не убывает во времени.

Из этого закона следуют основные свойства неравновесных систем, эволюционирующих от состояния равновесия: 1) полный поток энергии не убывает во времени; 2) поток свободной энергии (эксергии) не убывает во времени; 3) поток энергии не возрастает.

Ко второму типу неравновесных систем относятся все системы с накоплением энергии, наиболее ярким представителем которых является живое вещество как открытая планетарная система всех живых организмов (по определению В.И. Вернадского).

Проявление законов в эволюции биосферы. Основное различие живого и косного вещества заключается в противоположном направлении их эволюции: природные процессы живого вещества в их отражении в биосфере увеличивают свободную энергию среды (биосферы).

Следствием первого биогеохимического принципа [Вернадский, 1926] является необратимость процесса эволюции живого вещества. Взаимодействие живого и косного вещества под действием потока лучистой энергии обеспечивает планетарный кругооборот материально-энергетических потоков, его геологическую вечность.

Живые системы при неизменном обмене с окружающей средой не должны находиться в равновесии, т.е. они должны быть способными производить внешнюю работу. Мерой удаленности от равновесия является ее свободная энергия.

При каком-либо воздействии извне система должна производить работу, которая влияла бы на изменение состояния, вызванное этим внешним воздействием, и изменяла бы его. Свойство «раздражимости», «возбудимости». Работа в живых системах всегда должна состоять в изменении коэффициента полезного действия (КПД) структуры самих систем. Следует отметить, что эти требования никоим образом не противоречат законам термодинамики, так как наступающее состояние равновесия однозначно определено тогда, когда не предполагается никаких механизмов внутри системы, связанных каким-либо

образом с изменением состояния системы и окружающей среды.

Согласно Бауэру, фундаментальное отличие живой материи от неживой характеризуется принципом устойчивого неравновесия. Этот принцип гласит: «Все и только живые системы никогда не бывают в равновесии и исполняют за счет своей свободной энергии постоянную работу против равновесия, требуемого законами физики и химии при существующих внешних условиях» [Бауэр, 1935, с. 36]. Затем Бауэр в качестве следствий из этого принципа «выводит» основные направления жизни – обмен веществ, рост, размножение.

Физически нормальная система эволюционирует так, что ее энтропия с течением времени *увеличивается*, т.е. увеличивается рассеянная энергия, или диссипация. У аномальной системы энтропия с течением времени уменьшается, т.е. увеличивается ее свободная энергия, и в этом смысле имеет место *антидиссипативный процесс*. В данном классе систем мы имеем дело не с противоречием второму закону термодинамики, а с другим законом-принципом устойчивой неравновесности. Для него существенно то, что разрешаемое вторым законом термодинамики увеличение энтропии не наблюдается в течение 4 млрд лет направленной эволюции живого вещества. Данная закономерность направленного эволюционного развития нашла отражение в концепции Номогенеза, развитой Л.С. Бергом [Берг, 1922].

Согласно Бауэру, «для живых систем характерно именно то, что они за счет своей свободной энергии производят работу, против ожидаемого равновесия и таким образом мы имеем дело не с противоречием законам термодинамики, а с другими законам, состоящими, между прочим, в том, что разрешаемое термодинамикой закономерно не наступает» [Бауэр, 1935].

Принцип устойчивого неравновесия является своеобразным антиэнтропийным постулатом. Однако в соответствии со вторым началом существует только один вид энергетического процесса, когда энергия от тела с большим потенциалом переходит к телу с меньшим, что приводит к равновесию системы. Мера этого явления – энтропия, таким образом, может только увеличиваться, т.е. ее знак всегда положителен. Но в живой системе процесс противоположный, и это связано с усложнением структуры, т.е. с ростом информации.

Теперь не трудно понять, что Э. Бауэр не стал прибегать к величине энтропии, а выбрал новую существенную переменную, которую назвал «внешняя работа». Несложно установить связь этой переменной со свободной энергией Гельмгольца и со свободной энергией Гиббса, а отсюда и с *эксергией* и их потоками.

Классическая термодинамическая равновесная система замкнута и не эволюционирует, т.е. не обладает способностью совершать внешнюю работу. Наша система – биосфера – не замкнута и обладает способностью совершать внешнюю работу, т.е. она обладает возможностью эволюционировать. Весь вопрос в том, в каком направлении система будет изменяться. Логически возможны три варианта: 1. *От неустойчивого равновесия к устойчивому равновесию.* 2. *От неустойчивого равновесия к устойчивому неравновесию.* 3. *Колебательный процесс.*

Первый вариант означает эволюцию с преобладанием диссипативных процессов. Второй – эволюцию с преобладанием антидиссипативных процессов. Третий вариант представляет «смесь» первых двух.

Рождение биосферы можно рассматривать как планетарно-космическую «особую точку-2» (в терминологии Тейяра де Шардена) – качественный скачок, до которого на поверхности Земли преобладали диссипативные процессы неживой природы, а после него – антидиссипативные процессы живой природы. Под воздействием лучистой энергии возникает и необратимо развивается органическая жизнь. При этом если в неживой природе лучистая энергия является шлаком, своеобразным отбросом дифференции вещества, то по отношению к явлениям органической жизни она становится причиной, движущей силой, обуславливающей возникновение и развитие живой природы (рис. 2).

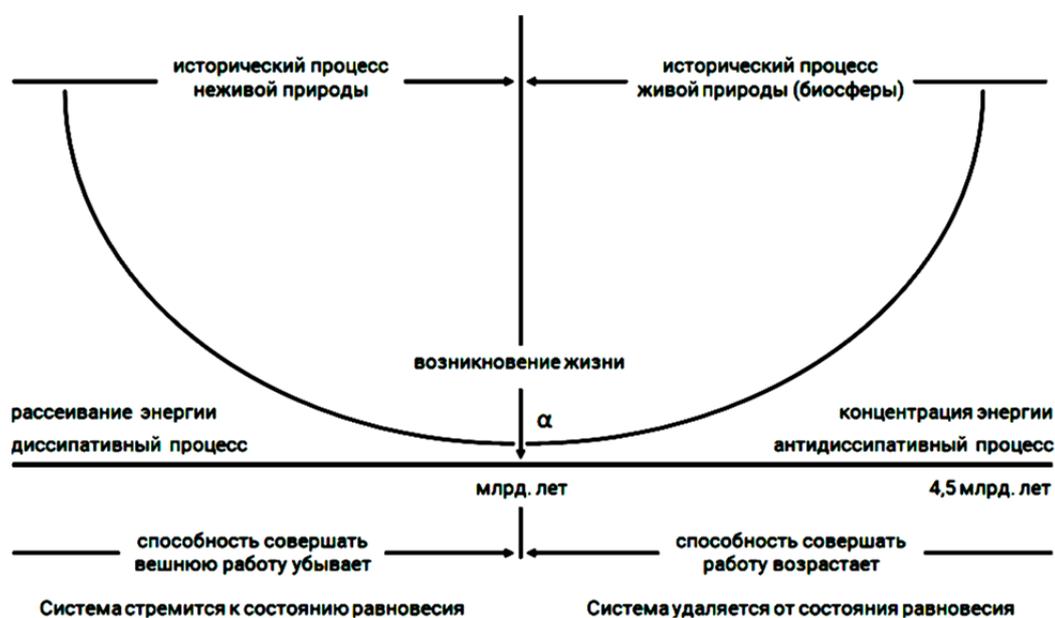


Рис. 2. Глобальный исторический процесс, протекающий на нашей планете [Большаков, 1990]

Fig. 2. The global historical process taking place on our planet [Bolshakov, 1990]

Проявление законов в развитии человечества.

В 1920-х гг. В.И. Вернадский и А. Лотка [Sharpe, Lotka, 1911], а в 1960-х П.Г. Кузнецов [Кузнецов и др., 2000; Кузнецов, 2016] показали, что поток потребляемой обществом энергии, т.е. его полная мощность, является мерой его потенциальных возможностей на определенное время. В поток потребляемой обществом энергии входят:

1. Все виды топлива и энергоносителей ресурсов для машин, механизмов и технологических процессов.
2. Продукты питания для людей.
3. Корм для скота.

Поток потребляемой энергии может быть выражен в единицах мощности (киловаттах, кВт), что позволяет вычислить потенциальные возможности любого социального объекта в стране, страны в целом, группы стран мирового сообщества. При этом

не нужно прибегать к субъективным, в том числе стоимостным оценкам, которые могут существенно исказить картину, особенно в кризисных ситуациях, порождая иллюзию роста и развития.

Полная мощность, находящаяся в распоряжении общества, является не единственным фактором, определяющим возможности общества. Она определяет потенциальные возможности. В то же время полная мощность может использоваться с разной эффективностью, влияя на реальные возможности общественной системы. Как измерить эффективность использования полной мощности?

Эффективность определяется произведением двух факторов:

- 1) качеством научно-технической развитости, определяемым обобщенным КПД машин, механизмов, технологических процессов;

2) качеством управления, определяемым согласованностью скорости выпуска общественного продукта со скоростью его потребления.

Отсюда следует, что реальные возможности (или просто возможности) общества определяются произведением полной мощности, находящейся в распоряжении общества, на эффективность ее использования.

Введение понятия возможности общества позволяет определить развитость человечества $\pi(t)$ для определенного времени t как отношение его реальных возможностей $\pi(t)$ к численности населения $M(t)$. Отсюда естественно-историческая закономерность развития общества записывается так [Большаков, 2011]:

$$\frac{d\pi(t)}{dM(t)} \geq 0. \quad (2)$$

Данная формулировка означает, что с течением исторического времени величина развитости человечества не убывает [Большаков, 2011].

Заканчивая данный раздел, мы ставим задачу рассмотрения законов развития катастроф различного генезиса и их влияние на развитие природы, общества и человека. В работе под *катастрофами различного генезиса* понимается проявление последствий природных, техногенных и социальных катастроф в системе «природа – общество – человек».

При этом возникают две главные проблемы. Первая – отсутствие обоснованной единицы измерения катастроф и устойчивого развития территорий и вторая – отсутствие эталона, в отношении которого должно осуществляться сравнение измеряемой величины с эталоном измерения.

Решить эту проблему возможно только с помощью специальной научно-методической системы, лежащей в основе информационно-аналитического обеспечения анализа риска катастроф различного генезиса.

Проявление катастроф различного генезиса. Катастрофами называются скачкообразные изменения, возникшие в виде спонтанного ответа системы на плавные изменения внешних условий [Арнольд, 1990].

Для определения энергоэкологических пределов существования регионов, в том числе и при воздействии чрезвычайных ситуаций (ЧС) различного генезиса, используется специальный параметр «плотность полной мощности», или антропогенная нагрузка, выраженная в единицах мощности. Плотность полной мощности определяется отношением годового суммарного энергопотребления (N) к площади региона (S) с единицей измерения – киловатт на квадратный километр [Большаков, 2011]. Другим важным показателем для представленной методики является показатель неустойчивости биосферы – это отношение плотности полной мощности (антропогенной нагрузки) к константе А.П. Федотова [Федотов, 2008], средние значения которой составляют 15–70 кВт/км².

С учетом плотности мощности катастроф, формула расчета неустойчивости биосферы будет иметь следующий вид:

$$N_{\text{биос}} = P + K_{\text{чс}}/K_{\text{ф}}, \quad (3)$$

где $N_{\text{биос}}$ – неустойчивость биосферы; P – плотность полной мощности или антропогенная нагрузка; $K_{\text{чс}}$ – плотность мощности катастроф или коэффициент мощностной нагрузки катастроф; $K_{\text{ф}}$ – константа Федотова (15–70 кВт/км²).

Антропогенная нагрузка определялась как величина суммарного потребления ресурсов, разделенная на площадь региона, а плотность мощности катастроф – как величина суммарного ущерба от катастроф, разделенная на площадь региона [Большаков и др., 2018].

Для определения пределов существования регионов с учетом воздействия мощности катастроф авторами учитывались следующие значения нагрузки мощности на биосферу региона:

- 1) до 15 кВт/км² – нагрузка в пределах нормы;
- 2) от 15 до 70 кВт/км² – допустимая нагрузка;
- 3) от 70 до 125 кВт/км² – нагрузка значительная;
- 4) более 125 кВт на км² – экологическая катастрофа.

Баланс катастроф в лице ЧС различного генезиса представлен на рис. 3.

Суть, отображенная на схеме жизнедеятельности Общества во взаимодействии с природой и учетом воздействия ЧС различного генезиса А. путь деградации или биосферной неустойчивости (рис. 3, А), заключается в следующем:

1) источником техногенных ЧС является общество, человек, в свою очередь возникшие ЧС техногенного характера оказывают влияние на общество и природу;

2) источником природных ЧС является природа, в свою очередь возникшие ЧС природного характера оказывают влияние на общество и техносферу;

3) техногенные и природные ЧС оказывают влияние друг на друга – природные могут явиться причиной возникновения техногенных ЧС и, наоборот, техногенные вызвать природные ЧС;

4) антропогенная нагрузка, оказывающая воздействие на природу и общество, с учетом мощностной нагрузкой ЧС, не должна превышать 70 кВт/км² [Федотов, 2008]. В случае, отображенном на рис. 3, антропогенная нагрузка с учетом мощности ЧС различного генезиса превышает значения 70 кВт/км², соответственно, энергоэкологический баланс ЧС нарушается и сохраняется путь деградации и биосферной неустойчивости природы и общества.

В случае воздействия ЧС различного генезиса (путь устойчивого развития) (см. рис. 3), антропогенная нагрузка, оказывающая воздействие на природу и общество, с учетом мощностной нагрузкой ЧС, не превышает 70 кВт/км², соответственно, энергоэкологический баланс ЧС не нарушается и сохраняется путь устойчивого развития природы и общества.

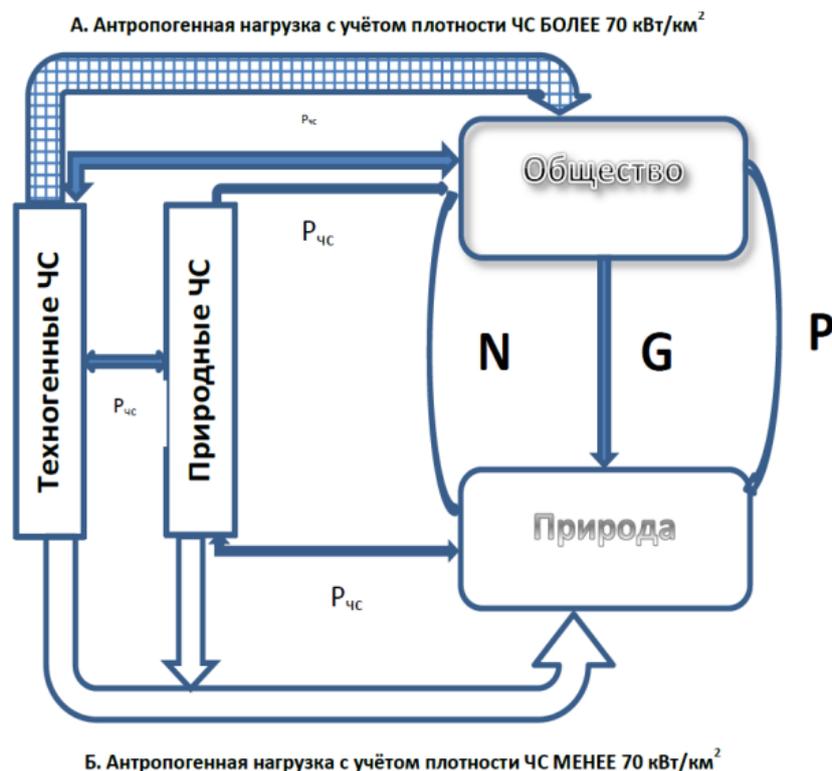


Рис. 3. Схема жизнедеятельности Общества во взаимодействии с природой и учетом воздействия ЧС различного генезиса (А – путь деградации или биосферной неустойчивости; Б – путь устойчивого развития)
 N – полная мощность; P – полезная мощность; G – мощность потерь; P_{чс} – мощность ЧС природного или техногенного происхождения

Fig. 3. The scheme of the Society's life in interaction with Nature and taking into account the impact of emergencies of various genesis (A – path of degradation or biosphere instability; B – path of sustainable development)
 N is the apparent power; P is the net power; G is the power of losses; Res - emergency capacity of natural or man-made origin

Таблица 1

Коэффициент мощностной нагрузки катастроф, кВт/км²

Table 1

Power load factor of catastrophes, kW / km²

Субъект РФ	Год										
	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019
Республика Алтай	0,002	0	0,06	0,6	0	0,6	0	0	0,07	0	0
Республика Тыва	0,0004	0,0002	0,003	0,04	0	0,04	0	0,000002	0	0,002	0
Республика Хакасия	0,001	0	0,001	0,006	0	0	2,3	0	0	0,003	0,000002
Алтайский край	0,0003	0,07	0,026	0,07	0	0,001	0	0,0003	0,002	0,02	0
Красноярский край	0,00004	0,00002	0,0004	0,002	0,0008	0,0003	0,00001	0,002	0,002	0,000003	0,0001
Иркутская область	0	0,00001	0,001	0,004	0	0,0004	0	0,001	0,004	0,006	0,00005
Кемеровская область	0,0007	0	0,007	0,1	0	0,1	0,003	0,00005	0,00001	0,0001	0,001
Новосибирская область	0,00007	0,00007	0,0005	0,002	0	0,001	0	0	0	0	0
Омская область	0,002	0,006	0,01	0,05	0	0	0,02	0,04	0,02	0,0002	0
Томская область	0	0,01	0,002	0,01	0	0,007	0	0	0	0	0
Республика Бурятия	0,0001	0,002	0,03	0,2	0	0,14	0	0	0	0	0
Забайкальский край	0,008	0,004	0,007	0,02	0,0004	0,0004	0,02	0,002	0,004	0,03	0

Таблица 2

Антропогенная нагрузка субъектов Сибирского федерального округа с 2009 по 2019 г., ГВт

Table 2

Anthropogenic load of the subjects of the Siberian Federal District from 2009 to 2019, GW

Субъект РФ	Год										
	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019
Республика Алтай	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6
Республика Тыва	0,8	0,9	1	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5	1,7	2,01	1,9
Республика Хакасия	2,2	2,7	3,1	3,6	3,9	4,4	4,7	5,4	5,7	6,5	6,8
Алтайский край	7,4	8,4	9,2	10,2	11,5	12,4	13,5	13,9	14,3	15,3	15,8
Красноярский край	20,1	28,3	31,4	31,7	33,7	37,6	44,7	46,8	50,9	61,2	62,2
Иркутская область	12,7	15,1	17,6	20,5	22,4	25,4	27,8	29,6	33,2	38,7	39,8
Кемеровская область	13,7	16,7	20,1	19,2	17,8	20,1	22,5	23,1	28,3	33,2	26,8
Новосибирская область	11,5	13,1	16,2	19,7	22,1	24,7	27,7	28,4	31,1	33,9	34,9
Омская область	9,1	10,3	12,2	13,3	14,9	16,3	16,7	16,8	17,6	18,4	19,7
Томская область	6,6	7,6	8,9	9,9	10,8	11,5	12,7	12,9	13,7	15,5	16,3
Республика Бурятия	3,3	3,6	4,1	4,5	4,8	5,08	5,5	5,4	5,5	6,2	–
Забайкальский край	4,02	4,5	5,5	6,06	6,2	6,4	6,7	7,5	8,1	8,8	–

Таблица 3

Неустойчивость биосферы $N_{\text{биос}}$ с учетом мощности катастроф, кВт/км²

Table 3

Instability of the biosphere, taking into account the power of catastrophes, kW / km²

Субъект РФ	Год										
	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019
Республика Алтай	4,3	0	97,4	1156,7	0	1156,8	0	0	126,5	0	0
Республика Тыва	0,4	1,6	28,1	349,1	0	349,0	0	0,21	0	15,7	0
Республика Хакасия	3,5	0	3,4	18,2	0	0	0,1	0	0	7,8	0,1
Алтайский край	2,5	555,2	125,3	593,2	0	10,3	0	2,6	18,04	195,7	0
Красноярский край	5,1	2,8	50,3	276,8	1,03	40,2	1,7	258,7	276,8	0,3	13,0
Иркутская область	0	0,5	42,3	134,7	0	16,6	0	44,6	133,9	211,6	1,9
Кемеровская область	3,6	0	35,4	443,1	0	443,1	11,9	0,2	0,1	0,4	5,9
Новосибирская область	0,6	0,6	4,1	18,1	0	12,3	0	0	0	0	0
Омская область	13,1	41,0	95,3	369,9	0	0	161,8	276,3	127,4	1,9	0
Томская область	0	219,7	37,3	219,7	0	118,1	0	0	0	0	0
Республика Бурятия	2,1	47,1	564,7	3916	0	2420	0	0	0	0	0
Забайкальский край	186,3	100,5	154,8	383,1	7,7	7,7	383,1	39,5	75,1	609	0

Оценка устойчивости развития субъектов Сибирского федерального округа под действием катастроф различного генезиса

Коэффициент мощностной нагрузки катастроф субъектов Сибирского федерального округа (СФО) за период с 2009 по 2019 г. представлен в табл. 1. По данным табл. 1 следует, что коэффициент мощностной нагрузки для всех субъектов СФО изменяется от нулевых значений до $0,6 \text{ кВт/км}^2$. Нулевые значения мощностной нагрузки катастроф объясняются отсутствием проявления природных или техногенных катастроф в конкретный рассматриваемый год.

Значения антропогенной нагрузки по субъектам СФО представлены в табл. 2. Анализ табл. 2 показывает, что для всех субъектов СФО характерен рост антропогенной нагрузки за рассматриваемый период времени. В целом рост антропогенной нагрузки субъектов СФО свидетельствует о не поступательном устойчивом развитии в отношении данного показателя.

В табл. 3 представлены данные о неустойчивости биосферы субъектов СФО за период с 2009 по 2019 г. Из табл. 3 следует, что количественные значения неустойчивости биосферы с учетом плотности катастроф изменяются от околонулевых значений до $1156,8 \text{ кВт/км}^2$.

Нагрузка в пределах нормы (до 15 кВт/км^2) отмечалась всего лишь у двух субъектов – Новосибирской области и Республики Хакасия. Допустимая нагрузка (от 15 до 70 кВт/км^2) отмечалась у Томских и Иркутских областей и республики Тыва. Нагрузка значительная (от 70 до 125 кВт/км^2) отмечалась у Омской области и Красноярского края. Значения более 125 кВт/км^2 отмечались в Алтайском и Забайкальских краях, республиках Бурятия и Алтай.

Следует отметить, что основной вклад в неустойчивость биосферы вносит антропогенная нагрузка. Процент роли катастроф в данном случае минимален.

Источниками информации при расчете энергоэкологических последствий катастроф по странам мира могут использоваться специализированные базы данных CRED, официальная статистика ООН [EM-DAT..., 2020].

Обсуждение

За последние годы в научной печати появилось много интересных работ по ноосферной тематике, развивающих учение В.И. Вернадского. Все они вместе с учением В.И. Вернадского дают возможность говорить о наличии теоретических предпосылок для исследования обсуждаемого вопроса, прекрасно осознавая сложность его изучения.

Система «природа – общество – человек» – это взаимодействие естественных (природа), социальных (общество) и духовных (человек) процессов в

пространстве и времени [Большаков, 2002, с. 15–18; 2011]. Можно согласиться с исследованиями С.С. Хромова по поводу сделанных им замечаний относительно понятия «окружающая среда». Он показывает, что некоторые авторы используют термин «окружающая среда» в основном как понятие «природная среда». При этом они дают такую формулировку, как «взаимодействие общества и окружающей среды», что «отражает совершенно неправильное понимание сути понятия, поскольку общество является неотъемлемой частью окружающей человека среды, ее социальной составляющей» [Хромов, 1984, с. 74].

Круговорот вещества и энергии, как космопланетарный механизм, обеспечивает динамическое равновесие и сохранение биосферы. Неубывающий рост свободной энергии живого вещества – устойчивость развития планетарной жизни.

Для того чтобы сохранить планетарную жизнь, система должна обеспечить: 1) создание условий, способствующих сохранению жизни; 2) устранение причин, препятствующих сохранению жизни.

Одним из таких препятствий являются природные и техногенные катастрофы. Дело в том, что элементом, связующим человека и природу, является сфера техники, или техносфера. С помощью технических средств, используемых в трудовом процессе, осуществляется обмен веществом и энергией между природой и обществом, обеспечивается прогресс общества.

Определение величин антропогенной нагрузки с учетом мощности катастроф является важным моментом в объяснении устойчивости развития любых территорий. При этом специалистам надо понимать, что устойчивость в основном зависит от антропогенной нагрузки на регион, и для большинства регионов она составляет большую долю. Но это не означает, что если в будущем резко увеличатся количество катастроф и последствия от них, устойчивость регионов и территорий будет определяться исключительно антропогенной нагрузкой.

Выводы

1. Отсутствие корректного формализованного описания оценки последствий катастроф, согласованного с требованиями и принципами устойчивого развития и дающего соразмерять и соизмерять объект и предмет проектирования, приводит к ошибочным решениям, накоплению субъективной информации, делает невозможным определить вклад катастроф в устойчивость развития социально-экономических систем.

2. Введение меры «мощность» в проектирование устойчивого развития с учетом воздействия катастроф позволяет установить физически измеримую связь между потребностями и возможностями и сформулировать требования к формализации задач энергоэкологических последствий катастроф различного генезиса.

3. Использование методологии энергоэкологии катастроф позволяет определить устойчивость и устойчивое развитие социально-экономических систем. При этом устойчивость социально-экономических систем определяется масштабами и последствиями катастроф, приводящих либо к полной, либо к частичной деградации территорий.

Устойчивое развитие территорий определяется требованием неуклонно сокращающегося и непрерывного во времени сокращения мощности катастроф.

4. Количественные значения неустойчивости биосферы с учетом плотности катастроф для регионов СФО изменяются от околонулевых значений до 1156,8 кВт/км².

ЛИТЕРАТУРА

- Арнольд В.И.** Теория катастроф. М. : Наука, 1990. 128 с.
- Бауэр Е.С.** Теоретическая биология. Л. : ВИЕМ, 1935. 256 с.
- Берг Л.С.** Номогенез, или Эволюция на основе закономерностей. СПб. : Государственный издательский дом, 1922. 306 с.
- Большаков Б.Е.** Законы сохранения и изменения в биосфере – ноосфере: Препринт. М. : ВНИИСИ, 1990. 72 с.
- Большаков Б.Е.** Наука устойчивого развития. М. : РАЕН, 2011. 270 с.
- Большаков Б.Е., Кузнецов О.Л.** Инженерия устойчивого развития. М. : РАЕН, 2012. 507 с.
- Большаков Б.Е., Черкасов В.Е.** Некоторые из проблем создания нооэлектронных систем // Кибернетика, ноосфера и проблемы мира. М. : Наука, 1986. С. 26–31.
- Большаков Б.Е.** Закон Природы, или Как работает Пространство-Время. М. : МУПОЧ, 2002. 265 с.
- Большаков Б.Е., Гапонов А.А.** Общая цель развития человечества и биосферы. Научные основы проектирования будущего. Дубна, 2019. 103 с.
- Большаков Б.Е., Кнауб Р.В., Шамаева Е.Ф., Игнатъева А.В.** Энергоэкология катастроф как новое направление в науке устойчивого развития // Устойчивое инновационное развитие: проектирование и управление. 2018. Т. 14, № 1 (38). Ст. 1. URL: http://www.gyravlenie.ru/wp-content/uploads/2018/05/01-Bolshakov_et_al.pdf (дата обращения: 10.02.2020).
- Бродянский В.М., Фратшер В., Михалек К.** Эксергетический метод и его приложения. М. : Энергоатомиздат, 1988. 286 с.
- Вернадский В.И.** Биосфера. Л. : НХТИ, 1926. 146 с.
- Вернадский В.И.** Научная мысль как планетарное явление. М. : Наука, 1987. 340 с.
- Гиббс Дж.** Термодинамические работы. М. : Гостехиздат, 1950. 492 с.
- Кузнецов О.Л., Кузнецов П.Г., Большаков Б.Е.** Система природа – общество – человек: устойчивое развитие. М. : Дубна: Ноосфера, 2000. 392 с.
- Кузнецов П.Г.** Наука развития Жизни: сборник научных трудов : в 3 т. / науч. ред. Б.Е. Большаков. М. : Русское Космическое Общество, 2016.
- Пригожин И.Р.** Неравновесная статистическая механика. М. : Мир, 1964. 314 с.
- Федотов А.П.** Развитие глобальной модели планеты Земля. Концентрированный доклад Римскому Клубу. М. : Аспект Пресс, 2008. 64 с.
- Хромов С.С.** Проблема окружающей среды в деятельности ООН. М. : Наука, 1984. 191 с.
- EM-DAT:** The Emergency Events Database – Université catholique de Louvain (UCL) – CRED, D. Guha-Sapir. URL: www.emdat.be (дата обращения: 01.02.2020).
- Centre for Research on the Epidemiology of Disasters.** URL: <http://www.cred.be> (дата обращения: 03.03.2020).
- Sharpe F.R., Lotka A.A.** Problem in age-distribution // Philosophical Magazine. 1911. V. 21, № 124. P. 435–438.

Авторы:

Шамаева Екатерина Федоровна, кандидат технических наук, доцент, Государственный университет «Дубна», наукоград Дубна, Россия; Институт социально-экономических проблем народонаселения ФНИСЦ РАН, Москва, Россия.
E-mail: shamef-kate@yandex.ru

Кнауб Роман Викторович, кандидат географических наук, доцент, кафедра природопользования, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.
E-mail: knaybrv@mail.ru

Geosphere Research, 2021, 2, 104–114. DOI: 10.17223/25421379/20/8

E.F. Shamaeva^{1,2}, R.V. Knaub³

¹ *Dubna State University, Dubna, Russia*

² *Institute of Socio-Economic Population Problems of the Federal Research Sociological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

³ *National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia*

TO THE QUESTION OF ASSESSMENT OF THE CONSEQUENCES OF DISASTERS OF VARIOUS GENESIS IN THE SYSTEM "NATURE – SOCIETY – MAN"

The article discusses the laws of conservation and change in the development of natural processes. The classification of equilibrium and nonequilibrium systems in nature and society is presented. It is known that if the system is in a state of equilibrium, then internal generalized forces balance all external generalized forces. Therefore, an equilibrium system cannot perform external work. Nonequilibrium systems have the ability to evolve over time, i.e. over time they can do external work. In this case, external generalized forces are not balanced by internal ones. There are different options for changing the value characterizing nonequilibrium systems: 1) the value can stably decrease in time, 2) the value can stably not decrease in time. The combination (mixing) of these invariants leads to oscillatory (wave) changes in nonequilibrium systems.

Based on the presented data, the evolution of catastrophes of various genesis in the nature-society-man system is considered. The balance of catastrophes of various genesis and the limits of the existence of the system “nature – society – man” are considered. The anthropogenic load affecting nature and society, taking into account the power load of catastrophes, should not exceed 70 kW/km². If the anthropogenic load, taking into account the power of catastrophes of various genesis, exceeds 70 kW/km², respectively, the energy-ecological balance of catastrophes is violated and the path of degradation and biosphere instability of nature and society is maintained. Sustainable development conditions are maintained if the anthropogenic load affecting nature and society, taking into account the power load of catastrophes, does not exceed 70 kW/km².

A methodology for assessing disasters of various genesis based on basis indicators of sustainable development is proposed. Based on the presented methodology, it becomes possible to conduct a comprehensive assessment of the consequences of disasters of various genesis in the territory of any region. This makes it possible to establish the degree of influence of the consequences of disasters on the sustainability of the development of the regional environmental social and natural environment, including its economy, ecology, and social environment. Moreover, the sustainability of natural and socio-economic systems is determined by the scale and consequences of disasters, leading either to complete or partial degradation of territories. Sustainable development of territories is determined by the requirement of non-decreasing and continuous in time reduction of the power of disasters.

Formalization of the consequences of disasters makes it possible to increase the effectiveness of managing sustainable development of territories in the face of the increasing impact of disasters of various genesis.

Keywords: *disasters, sustainable development, instability of the biosphere, anthropogenic load*

References

- Arnold V.I. *Teoriya katastrof* [Catastrophe theory]. Moscow: Nauka. 1990. 128 p. In Russian
- Bauer E. S. *Teoreticheskaya biologiya* [Theoretical biology]. Leningrad: WIEM. 1935. 256 p. In Russian
- Berg L. S. *Nomogenez, ili e'voluciya na osnove zakonmernostej* [Nomogenesis, or evolution based on patterns]. St. Petersburg: State Publishing House. 1922. 306 p. In Russian
- Bolshakov B.E. *Zakony` soxraneniya i izmeneniya v biosfere – noosfere: Preprint* [Laws of conservation and change in the biosphere – noosphere: Preprint]. Moscow: VNIISI. 1990. 272 p. In Russian
- Bolshakov B.E. *Nauka ustojchivogo razvitiya* [The science of sustainable development]. Moscow: RANS. 2011. 270 p. In Russian
- Bolshakov B.E., Kuznetsov O.L. *Inzheneriya ustojchivogo razvitiya* [Engineering for sustainable development]. Moscow: RANS. 2012. 507 p. In Russian
- Bolshakov B.E., Cherkasov V.E. *Nekotory'e iz problem sozdaniya nooe'lektronny'x sistem* [Some of the problems of creating noo-electronic systems] // *Cybernetics, noosphere and problems of the world*. Moscow: Nauka. 1986. pp. 26–31. In Russian
- Bolshakov B.E. *Zakon Prirody`, ili Kak rabotaet Prostranstvo-Vremya* [The Law of Nature, or How Space-Time Works]. Moscow: MUPOCH. 2002. 265 p. In Russian
- Bolshakov B.E., Gaponov A.A. *Obshhaya cel` razvitiya chelovechestva i biosfery`. Nauchny'e osnovy` proektirovaniya budushhego* [The common goal of the development of mankind and the biosphere. The scientific basis for designing the future]. Monograph. Dubna. 2019. 103 p. In Russian
- Bolshakov B.E., Knaub R.V., Shamaeva E.F., Ignatieva A.V. *E'nergoe'kologiya katastrof kak novoe napravlenie v nauke ustojchivogo razvitiya* [Energy ecology of disasters as a new direction in the science of sustainable development] // *Electronic scientific publication "Sustainable innovative development: design and management"*. V. 14. No 1 (38), 2018, art. 1 [Electronic resource], URL: http://www.rpravlenie.ru/wp-content/uploads/2018/05/01-Bolshakov_et_al.pdf (Date of accessed: 02.10.2020). In Russian
- Brodyansky V.M., Fratsher V., Mikhalek K. *E'ksergeticheskij metod i ego prilozheniya* [Exergetic method and its applications]. Moscow: Energoatomizdat. 1988. 286 p. In Russian
- Vernadsky V.I. *Biosfera* [Biosphere]. Leningrad: NHTI. 1926. 146 p. In Russian
- Vernadsky V.I. *Nauchnaya my`sl` kak planetarnoe yavlenie* [Scientific thought as a planetary phenomenon]. Moscow: Nauka. 1987. 340 p. In Russian
- Gibbs J. *Termodinamicheskie raboty`* [Thermodynamic work]. Moscow: Gostekhizdat. 1950. 492 p. In Russian
- Kuznetsov O.L., Kuznetsov P.G., Bolshakov B.E. *Sistema priroda-obshhestvo-chelovek: ustojchivoe razvitie* [System nature-society-man: sustainable development]. Moscow: Dubna: Noosphere. 2000. 392 p. In Russian
- Kuznetsov P.G. *Nauka razvitiya Zhizni: sbornik nauchny'x trudov: v 3-x tomakh* [Life development science: collection of scientific works: in 3 volumes] // Scientific editor B.E. Bolshakov. Moscow: Russian Space Society. 2016. In Russian
- Prigogine I.R. *Neravnovesnaya statisticheskaya mexanika* [Nonequilibrium statistical mechanics]. Moscow: Mir. 1964. 314 p.
- Fedotov A.P. *Razvitie global'noj modeli planety` Zemlya. Koncentrirovanny'j doklad Rimskomu Klubu* [The development of the global model of planet Earth. Concentrated report to the Club of Rome]. Moscow: Aspect Press. 2008. 64 p. In Russian
- Khromov S.S. *Problema okruzhayushhej sredy` v deyatel'nosti OON* [The problem of the environment in the activities of the UN]. Moscow: Nauka. 1984. 191 p. In Russian
- EM-DAT: The Emergency Events Database – Université catholique de Louvain (UCL) - CRED, D. Guha-Sapir [Electronic resource]. URL: www.emdat.be (accessed date: 02.01.2020). In Russian
- Center for Research on the Epidemiology of Disasters [Electronic resource]. URL: <http://www.cred.be> (Date of accessed: 03.03.2020).
- Sharpe F.R., Lotka A.A. Problem in age-distribution // *Philosophical Magazine*. 1911. V. 21. No. 124. pp. 435–438.

Author's:

Shamaeva Ekaterina F., Cand. Sci. (Technique), Associate Professor, Dubna State University, Dubna, Russia; Institute of Socio-Economic Population Problems of the Federal Research Sociological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.

E-mail: shamef-kate@yandex.ru

Knaub Roman V., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Nature Management, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: knaybrv@mail.ru

МЕТЕОРОЛОГИЯ, КЛИМАТОЛОГИЯ

UDC 551.583

THE SPATIO-TEMPORAL DISTRIBUTION OF MESOSCALE CONVECTIVE COMPLEXES OVER SOUTHEASTERN WESTERN SIBERIA

T.S. Koshikova¹, K.N. Pustovalov^{1,2}, V.A. Zhukova¹, I.V. Kuzhevskaya², P.M. Nagorskiy¹



¹ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

² National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

The temporal variability of mesoscale convective complexes (MCCs) formed over southern Western Siberia for the period 2010–2019 has been assessed. During the period of study a total of 279 cases of MCCs were recorded, and two centers having the highest occurrence of MCC were identified. The first repeatability maximum is observed over the northwestern slopes of the Altai Mountains, the Salair Range and the Baraba Lowland, and the second is located over the southern Omsk Region. It was found that higher MCC repeatability over the northwestern Altai Mountains is represented by the air mass genetic type, whereas the MCCs, occurring over the Salair ridge and the Baraba lowland, are related to the frontal type. When evaluating the characteristics of the MCC, it was revealed that the areas of the air mass MCCs are smaller than for the frontal ones, but their cloud top height and the cloud effective radius is higher than for the frontal ones.

Keywords: mesoscale convective system (MCS), mesoscale convective complex (MCC), MODIS spectroradiometer

Introduction

In the second half of the 20th century and the beginning of the 21st century, in the regions of Northern Eurasia, an increase in the proportion of convective clouds was noted [Chernokulsky et al., 2011]. The continuation of present trends could lead to an increase in frequency of associated hazardous phenomena such as hail, intense showers, squalls, etc. Mesoscale convective systems (MCS), and especially the subtype termed “mesoscale convective complexes” (MCCs) [Vel'tishchev, Stepanenko, 2006] are a severe manifestation of convective cloudiness. The MCC is a complex of cumulonimbus clouds united by a common quasi-oval anvil [Maddox, 1980; Houze, 2004, 2014].

Infrared images of MCCs have the following characteristics: the area of more or less continuous cloud cover with the upper boundary temperature below $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$ is not less than 10^5 km^2 , and the area of the inner region with upper boundary temperature below $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$ is not less than $5 \times 10^4\text{ km}^2$. The specified dimensions are retained for 6 hours or more. The lifetime of the MCC is about 16 hours, but in some cases can last more than a day. Most MCCs exhibit a nocturnal life cycle that begins in mid to late midday, reaches its peak after midnight, and ends shortly after dawn [Laing, Fritsch, 1997]. Known for its production of severe weather and copious rainfall [Maddox, 1980; Fritsch et al., 1986; McAnelly, Cotton, 1989], a MCC typically forms in association with a weak mid-tropospheric short-wave trough and a weak surface front or outflow boundary. Its environment often exhibits pronounced low-level temperature and moisture advection in association with a well-

defined low-level jet [Cotton, 1989; Augustine, Howard, 1991].

MCCs can be found in different geographic regions [Maddox, 1980; Velasco, Fritsch, 1987; Augustine, Howard, 1991; Laing, Fritsch, 1997; Houze, 2004, 2014], including in Western Siberia [Kuzhevskaya et al., 2018; Zhukova et al., 2019]. However, in temperate latitudes, their sizes may be significantly smaller than those described for tropical regions. MCCs are known for generating hazardous weather conditions and heavy rainfall [Maddox, 1980; Fritsch et al., 1986; McAnelly, 1989]. It is widely known that MCCs significantly change the environment in which they develop [Fritsch, Maddox, 1981; Wetzell et al., 1983; Augustine, Zipser, 1987; Johnson, Bartels, 1992], and that they play an important role in initiating subsequent convective weather events [Fritsch et al., 1994]. MCC studies over the temperate latitudes of the United States [Maddox, 1980; Augustine, Howard, 1991; Houze, 2004] revealed a tendency for their formation from the anticyclonic side of a wide and relatively weak frontal zone. It is also known that the presence of synoptic heterogeneity is necessary to ensure the convergence of air flows and the inflow of a large amount of moisture into the lower atmosphere. For North America, such conditions are easily achievable due to the proximity of the Atlantic Ocean.

The territory of the south of Western Siberia is characterized by a complex terrain, which influences the development and evolution of convective clouds, as well as the nature of the associated hazardous phenomena. However, this complexity makes it difficult to predict atmospheric convection. Earlier studies analyzed the temporal and spa-

tial dynamics of atmospheric instability characteristics over the territory of Western Siberia in the presence of registered hazardous convective phenomena such as thunderstorms and hail [Gorbatenko et al., 2020; Gorbatenko, Konstantinova, 2011], and also for thunderstorms in the cold season [Zhokhova et al., 2018]. Studies of the height of cumulonimbus clouds were carried out in the presence of extensive thunderstorms, hail, and squalls [Gorbatenko et al., 2020; Ananova et al., 2007].

It has been noticed that over the last decade, the boundary of active convection, assessed by the temperature and humidity characteristics of the atmosphere, has shifted to the north. There has also been an increase in the duration of the thunderstorm season and the number of days with prolonged hail and large diameter hail [Gorbatenko et al., 2020; Kuzhevskaya et al., 2019]. Using information from meteorological satellites, the cloudiness was measured diagnosed during the periods of heavy precipitation [Kuzhevskaya et al., 2018] and approaches to the numerical modeling of the spatial localization of convective cells were developed [Nechepurenko et al., 2016].

The synoptic situations favorable to MCC formation and the production of hazardous phenomena were determined; the state of the atmosphere was assessed using the instability indices KIND and LIFT. It was noted that the MCC is formed during periods of both average and low degree of atmospheric instability [Zhukova et al., 2019]. In addition, estimates were obtained of the influence of powerful convective clouds, including MCC, as well as associated adverse and hazardous phenomena on the electrical state of the atmospheric surface layer in southern Western Siberia [Nagorskiy et al., 2014; Pustovalov, Nagorskiy, 2016, 2018a, 2018b; Nagorskiy et al., 2019].

The present study is aimed at assessing the spatio-temporal distribution and typical characteristics of the MCCs in southeastern Western Siberia. The assessment of the repeatability and characteristics of the MCCs was carried out for all recognized cases and also separately for the MCCs of frontal and air mass origin. This separate analysis is important because of significant differences in the conditions of formation, structure and form of MCCs of these two genetic types [Maddox, 1983; Houze, 2004; Zhukova et al., 2019].

Description of the study area

The study was carried out for an area in southern Western Siberia, located in the central part of Eurasia, far from any oceanic coastline. The study area is mainly represented by flat terrain – the Vasyugan, Ket-Tymkaya, Ishim and Kulundinskaya plains and the Barabinskaya lowland (Fig. 1). The exception is the southeastern part of the territory, which is characterized by the mountainous Salair Ridge, Kuznetsk Alatau, as well as the northern part of the Altai Mountains and the western part of the Western Sayan. The northern part of the study area is heavily swampy and includes the largest swamp system in the northern hemisphere – the Vasyugan Swamp [Gorbatenko, Tunaev et al., 2020]. According to the authors [Tunaev, Gorbatenko, 2018], the Vasyugan Swamp plays a significant role in the formation and development of young cyclones, and the maximum contribution of swamps is noticeable in the summer. Above the Vasyugan Swamps, there is a so-called energy “recharge” and a significant increase in the moisture content and convective potential of the atmosphere.

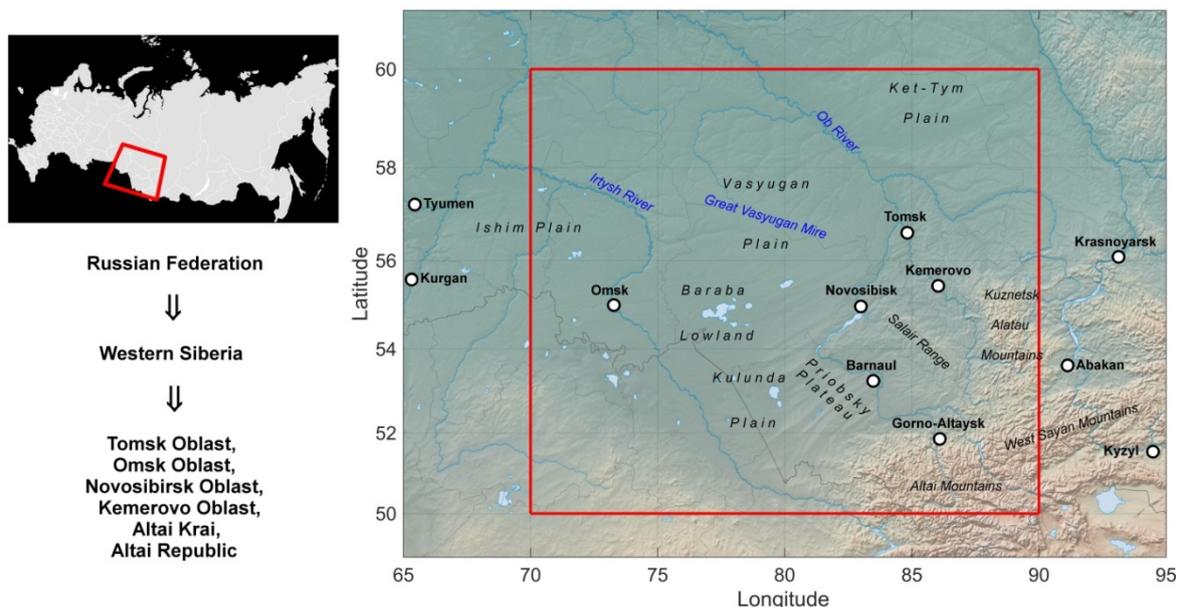


Fig. 1. Location of the study area

Рис. 1. Расположение территории исследования

The main part of the study area is occupied by a unique landscape zone – the forest-bog zone of Western Siberia, with swamp systems covering about 40 %, and in some areas, up to 90 % of the area. To the south of the forest-bog zone, there is a forest-steppe zone, which is also characterized by high (up to 25 %) boggy terrain and a large number of lakes. The influx of a large amount of moisture into the atmosphere in this region occurs with the arrival of transformed air masses of southern Mediterranean cyclones, but could also be due to evaporation directly from the underlying boggy (water-rich) surface.

Based on the classical ideas about the climate pattern in Southern Siberia in summer, cyclonic circulation should dominate here. Observations of the last two decades have revealed features in the summer circulation over the regions of Siberia. An increase in the frequency of occurrence of meridional southerly flows in summer over Western Siberia is noted [Kononova, 2015; Podnebesnykh, Ippolitov, 2019]. Such synoptic situations contribute to the formation of abnormally warm air over vast areas, which, given the existing synoptic heterogeneity, contribute to the development of powerful cumulonimbus clouds and even MCCs.

Data used and research methodology

RGB images of clouds [<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>] and second-level processing products MODATML2 and MYDATML2 (resolution 5×5 km) [<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/>], obtained from the MODIS spectroradiometer data, were selected. The MODIS spectroradiometer (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) is one of the key instruments on the Terra and Aqua spacecraft [Qu et al., 2006]. Additionally, the synoptic charts with frontal analysis [<https://meteoinfo.ru/mapsynop>] were used.

The first stage of the study was based on satellite images, and a visual interpretation of MCSs of an asymmetric type was carried out [Vel'tishchev, Stepanenko, 2006; Houze, 2014], these have a quasi-oval shape and a cross section of at least 50 km. Over the period from 2010 to 2019, more than 460 such cases were recorded. Based on synoptic maps [<https://meteoinfo.ru/mapsynop>], the noted MCS cases were divided into air mass and frontal genetic types. A distinguishing characteristic of the frontal MCS is the entry into the cloudy band of a warm or cold front, which is detected near the occlusion point from the side of the warm air mass. Air mass MCSs are interpreted as single cloud structures, occurring in clusters of *Cumulonimbus* clouds, in the frontal zones of the cold front and zones of fully occluded cloud systems. The timing of selected MCSs was identified and the coordinates of their centers were determined.

Comparison of selected cases of asymmetric MCS passage in the southeast of Western Siberia (Fig. 2, *a*)

with MCC over different regions of the globe (Fig. 2, *b*, *c*) showed that despite the fact that the selected convective systems, as a rule, do not reach the threshold size established for the MCC [Vel'tishchev, Stepanenko, 2006; Houze, 2014], in terms of their other characteristics and characteristics of the accompanying atmospheric phenomena [Zhukova et al., 2019], they generally correspond to MCCs. Thus, the authors made the assumption that the selected MCS of an asymmetric type in the southeast of Western Siberia, in general, can be considered MCCs, however, due to regional features, their sizes are somewhat inferior to the MCCs in the tropical belt and the threshold sizes described in [Vel'tishchev, Stepanenko, 2006; Houze, 2014], are not fully applicable to the study area. Thus, it is necessary to develop new criteria for identifying MCC in the southeast of Western Siberia.

The second stage of the study involved formalization of the recognized MCS cases and the calculation of their morphological and microphysical characteristics based on the data of MODIS cloud products and according to the methodology developed by the authors (see below). The MODATML2 / MYDATML2 [<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/>] files were selected for the transit date and coordinates of the selected MCS of the asymmetric type, containing two-dimensional data arrays (cells of which are 5 × 5 km in size) with cloud products, the following of which were used in this work: Cloud Optical Thickness (COT); Cloud Effective Radius (CER); Cloud Top Height (CTH); Cloud Water Path (CWP); Cloud Top Pressure (CTP); Cloud Top Temperature (CTT).

Based on MODIS cloud products, a mask was constructed consisting of pixels of 5×5 km, with the following recognized conditions: $CTT \leq 200$ K (−32 °C) [Maddox, 1980], $COT \geq 30$. For each case, the mask area was computed as the sum of all pixels within the mask multiplied by the area of one pixel (25 km²). The lengths of the mask chords along latitude ($l_{lat(i)}$) and longitude ($l_{lon(i)}$) were also calculated as the product of the sum of pixels along the meridian and parallel, respectively, multiplied by the pixel size (5 km). The values l_{lat} and l_{lon} corresponding to the 95th percentile were taken as the lengths of the entire convective complex along latitude and longitude – L_{lat} and L_{lon} . In addition, based on the values of the products CTH , CWP , CER , CTT , CTP in pixels falling inside the mask, the average values of the upper boundary height, integral moisture content, effective particle radius, temperature and pressure at the upper boundary of the MCC were calculated. The scheme for performing these calculations is shown in Figure 3.

To exclude small convective complexes from further consideration, additional filtering of cases was carried out. We eliminated those convective complexes with a mask area less than a certain threshold area (S_{ii}). Two variants of S_{ii} were used:

1) 5,000 km² (1/20 of the threshold area determined for tropical regions [Maddox, 1980]);

2) 10,000 km² (1/10 of the threshold area determined for tropical regions [Maddox, 1980]).

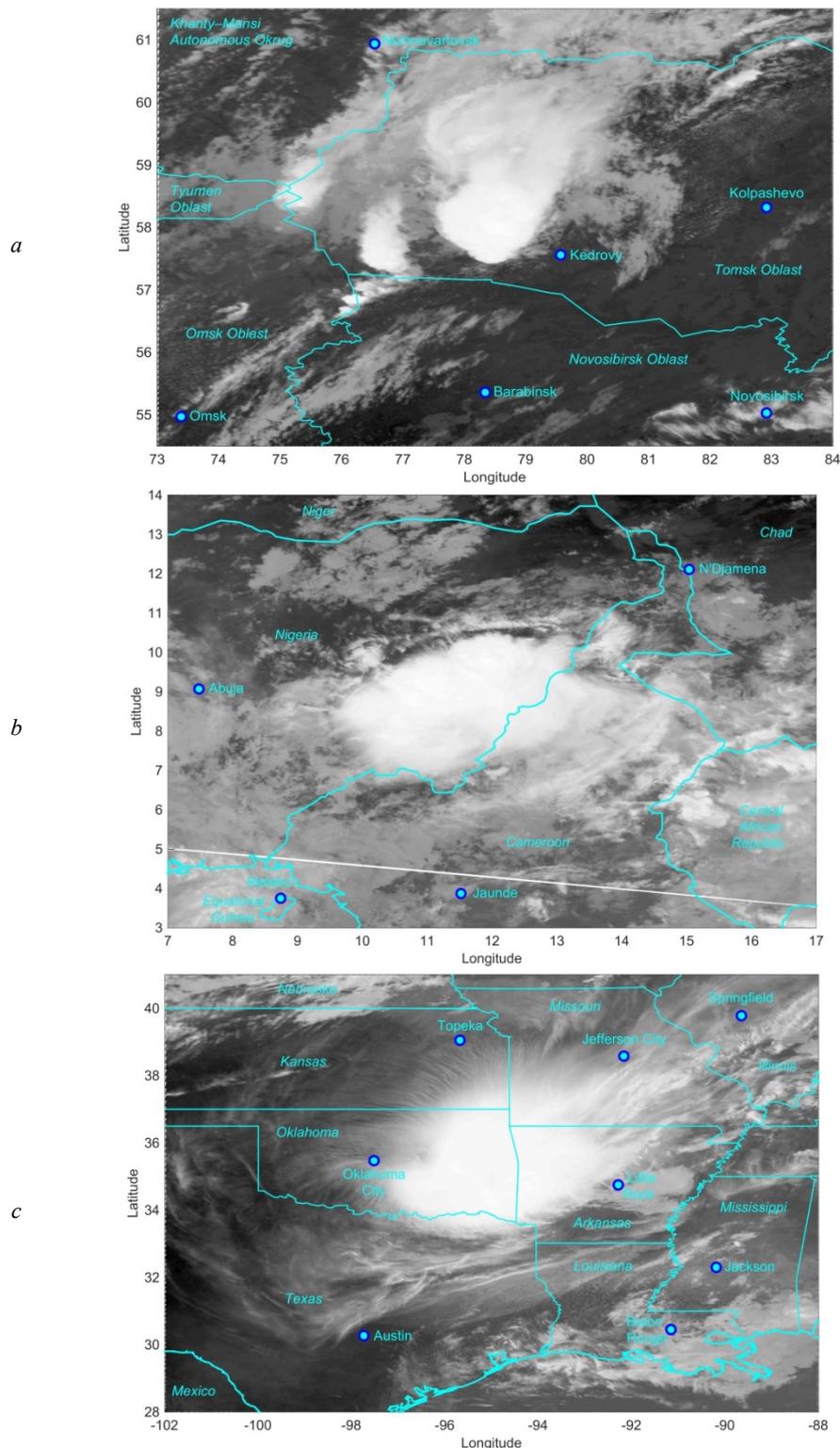


Fig. 2. Examples of asymmetric MCC (mesoscale convective complexes) images in the southeast of Western Siberia (06/29/2017; a), in central Africa (09/19/2019; b) and over the Great Plains of the USA (06/17/2017; c) according to data from 31 channels (10.8–11.3 μm) of the MODIS spectroradiometer (Terra satellite)

Рис. 2. Примеры изображений МКС асимметричного типа (мезомасштабных конвективных комплексов) на юго-востоке Западной Сибири (29.06.2017; a), в центральной Африке (19.09.2019; b) и над Великими Равнинами США (17.06.2017; c) по данным 31 канала (10,8–11,3 мкм) спектро радиометра MODIS (спутник Terra)

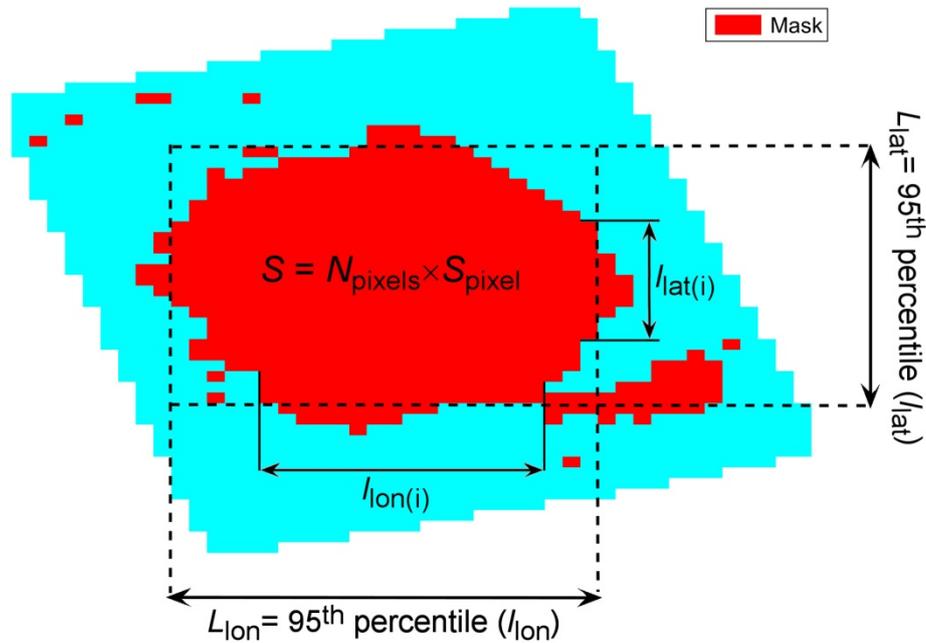


Fig. 3. Scheme for calculating the linear characteristics of the MCC

Рис. 3. Схема расчета линейных характеристик МКК

Each of the categories of the selected MCC cases was subdivided into frontal and air mass. Since the use of $S_{ii} = 10,000 \text{ km}^2$ leads to a strong decrease (by a factor of five) in the number of cases under study, then in the further study, we considered the cases of MCC selected at $S_{ii} = 5,000 \text{ km}^2$.

The third stage of the study assessed the spatio-temporal variability of the MCC over the study area, as well as the typical values and variability of the morphological and microphysical characteristics of the MCC cloudiness. To assess the MCC occurrence frequency over the study area, the number of cases per cells $2 \times 2^\circ$ in latitude and longitude was calculated, both for all cases and separately for frontal and air mass cases. Based on the calculations performed, smoothed frequency distributions (in % of the total) were constructed over the study area of MCCs (Fig. 4).

Results obtained and their analysis

Based on the methodology described above, 279 cases of the MCC were identified in southern Western Siberia for the period from 2010 to 2019. The frequency of MCC recurrence is shown in Figure 4; an average of 27 cases of MCC were noted per year. The maximum frequency of occurrence was recorded in 2017 (42 cases), the minimum in 2019 (13 cases). This minimum can, presumably, be explained by the fact that in 2019 there were strong forest fires in Siberia, smoke plumes from which spread over the study area, creating zones of stable stratification. There is

cyclicality of MCC occurrence with a period of ~ 5 years. So, in 2010, 2015 and 2019, a minimum of recurrence is noted, and in 2011 and 2017, the maximum. This cyclicality is due to the variability of the MCC occurrence frequency of air mass origin. At the same time, in the occurrence frequency of frontal MCCs, it is also possible to trace the cyclicality with a period of 10 years or more. In addition, it can be noted that in 2010–2011 and from 2016 to 2019, air mass MCCs prevailed over frontal ones, and from 2012 to 2015 they were inferior to them.

The highest frequency of MCC is observed in southwestern Western Siberia (Fig. 5), in particular, over the northwestern slopes of the Altai Mountains, the Salair Ridge and the Barabinsk Lowland. A weaker maximum is noted over the southern Omsk Oblast. In addition, it can be noted that above the floodplain of the Ob River and the Ob reservoir, there is a decrease in the frequency of MCCs, and an increase over the southwest of the Tomsk Oblast (the Vasyugan Swamp). The analysis of the occurrence frequency of frontal and air mass types of MCCs separately (Fig. 5, *b*, *c*) showed that the source of the MCC recurrence over the northwest of the Altai Mountains is represented mainly by the air mass type, and the sources over the Salair Ridge and the Baraba Lowland are of the frontal type.

Next, we consider the characteristics of the MCC over southwestern Western Siberia. Table 1 shows the values corresponding to the 5th, 50th and 95th percentiles of some MCC parameters, both for all cases, and separately for those MCC of frontal and air mass origin.

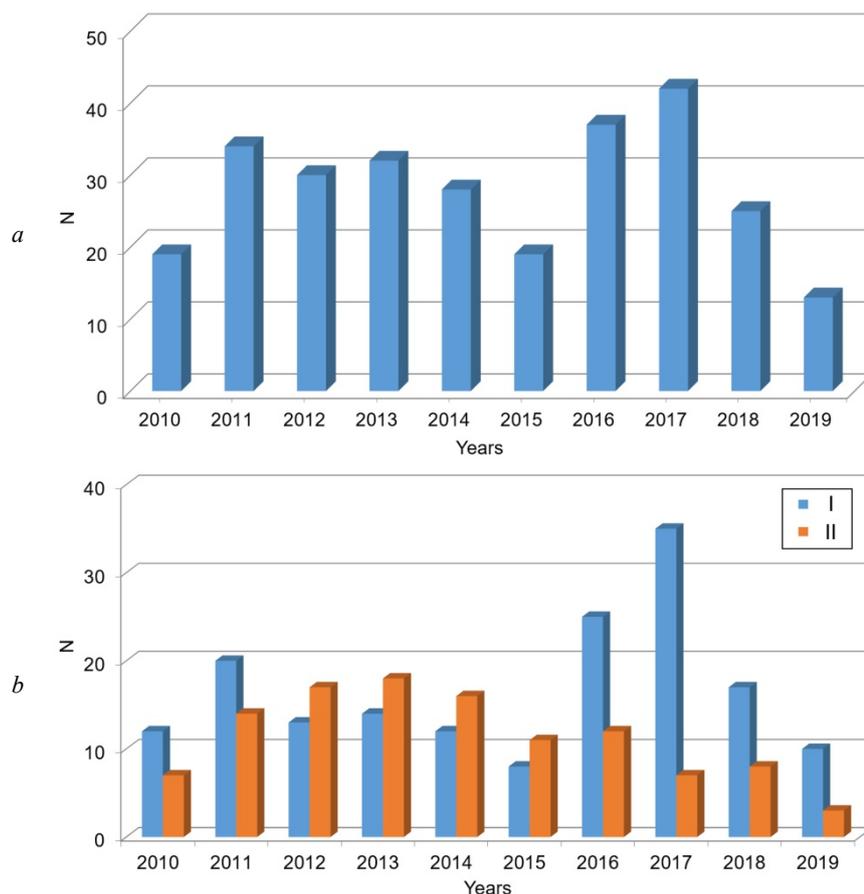


Fig. 4. The frequency of occurrence of MCCs formation in different years (a), of air mass (I) and frontal (II) origin separately (b) for the period 2010–2019

Рис. 4. Временной ход повторяемости МКК различного генезиса (а), а также отдельно внутримассового фронтального происхождения (b) за период 2010–2019 гг.

Table 1
Values corresponding to the 5th, 50th, and 95th percentiles of some parameters of the MCC various genesis

Таблица 1
Значения, соответствующие 5-, 50- и 95-процентилем, некоторых параметров МКК различного генезиса

Parametr / Параметр	$S, \times 10^3 \text{ km}^2$	$CTH, \text{ km}$	$CWP, \text{ kg/m}^2$	$CER, \mu\text{m}$
All cases with MCC	5,2/8,3/17,1	9,2/10,6/12,1	1,0/1,3/1,5	23/26/29
Frontal MCC	5,3/9,2/18,4	9,3/10,6/12,0	1,0/1,3/1,5	22/26/29
Air mass MCC	5,2/7,9/15,9	9,0/10,7/12,1	1,0/1,3/1,5	23/27/29

In general, for all studied cases, the median value of the MCC area is $8.3 \times 10^3 \text{ km}^2$, and its minimum and maximum values (at a confidence level of 95 %) are 5.2×10^3 and $17.1 \times 10^3 \text{ km}^2$, respectively (Table 1). The height of the MCC, as a rule, varies from 9.2 to 12.1 km, and its median value is 10.6 km. The cloud water path for MCC in the south of Western Siberia averages 1.3 kg/m^2 and varies from 1 to 1.5 kg/m^2 . The median, minimum, and maximum (with a confidence level of 95 %) of the cloud effective radius in the MCC are 23, 26, and 29 μm , respectively. Comparison of the characteristics of MCCs of frontal and air mass genesis shows that air mass MCCs are much smaller in area than frontal ones,

but their cloud top height and cloud effective radius are, in general, larger than those of frontal ones.

Conclusion

Assessment of temporal variability of the MCC for the period 2010–2019 was carried out. On average, there were 27 cases of MCC per year in the southern part of Western Siberia. The maximum frequency of MCC was observed in 2017 – 42 cases and the minimum was observed in 2019 – 13 cases.

A total of 279 cases of MCC were recorded during the study period. During the study period, a cyclic recur-

rence of the MCC (period ~ 5 years) was observed in the southwestern Siberia. In 2010–2011 and 2016–2019, air mass MCCs prevailed over frontal ones, and was less in 2012–2015.

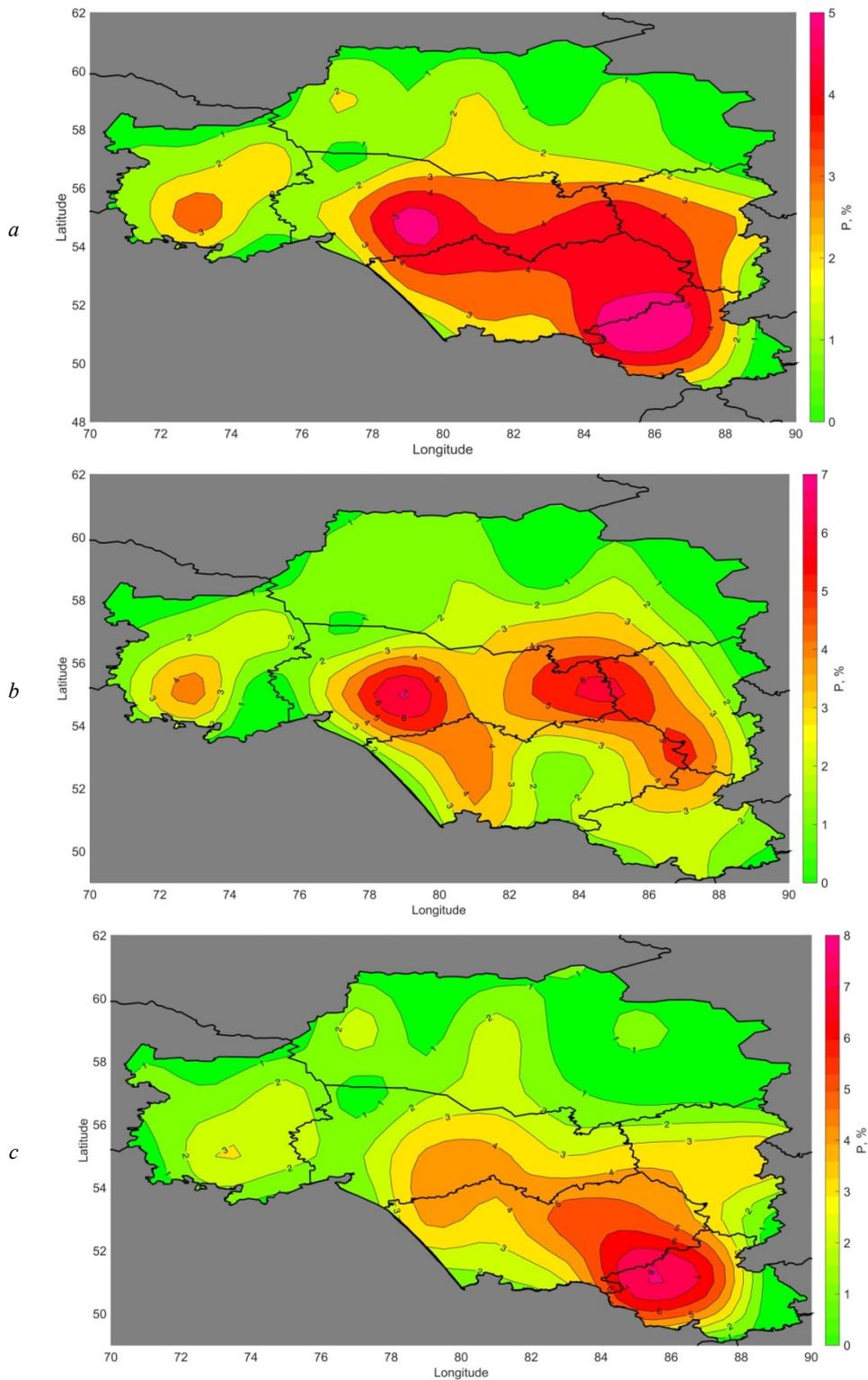


Fig. 5. Smoothed distribution of the occurrence frequency for all selected cases of MCC (a), distribution of the occurrence frequency separately for MCC of frontal (b) and air mass (c) origin in southeastern Western Siberia

Рис. 5. Сглаженное распределение повторяемости всех отобранных случаев МКК (а), а также распределение повторяемости отдельно МКК фронтального (b) и внутримассового (с) происхождения на юго-востоке Западной Сибири

When assessing the spatial heterogeneity of the MCC, it was found that the highest frequency of the MCC was observed over the northwest slopes of the Altai Mountains, Salair Ridge and Baraba Lowland.

A lower maximum is observed over southern Omsk Oblast. The location of the centers of high MCC frequency over the peripheral parts of Altai and the Salair Ridge can be explained by the intensification of convective processes when the air flow enters the windward slopes of these mountain massifs. The centers of high frequency of MCC over the Barabinskaya lowland and the southern part of the Omsk region are associated with intense daytime heating of large volumes of air over the plain territory, mainly covered with meadow-steppe and bog vegetation with low albedo. In addition, the source of moisture for the formation of MCCs is reservoirs and lakes located in the Baraba lowland. A decrease in the frequency of MCC is observed above the Ob river floodplain and the Ob reservoir, while an increase is noted over the Vasyugan Swamp. Analysis of the occurrence frequency of MCCs of frontal and air mass origin separately, showed that the MCCs over the

north-western Altai Mountains are mainly belong to the air mass genetic type, and the centers over the Salair Ridge and the Baraba Lowland belong to the frontal type.

In general, the following parameter values are characteristic for all investigated cases of MCC: area is from 5.2 to 17.1×10^3 km²; the cloud top height is between 9.2 to 12.1 km; cloud water path ranges 1 to 1.5 kg/m²; the cloud effective radius is 26–29 μm. When comparing the obtained characteristics with the characteristics given by the authors [Maddox, 1980; Vel'tishchev, Stepanenko, 2006], for other regions of the study, it can be concluded that MCCs over southeastern Western Siberia are much less frequent, but at the same time, they are no less dangerous for human activities. An assessment of the MCCs characteristics of frontal and air mass origin showed that the areas of air mass MCCs are much smaller than the frontal ones, but they characterized by larger values of the cloud top height and cloud effective radius.

This work was supported by the grant of the President of the Russian Federation (MK-489.2020.5).

References

- Ananova L.G., Gorbatenko V.P., Lukovskaya I.A. Radar characteristics of convective clouds during squalls in the southeastern part of Western Siberia // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2007. V. 32. No 7. pp. 449–452.
- Augustine J.A., Zipser E.J. The use of wind profilers in a mesoscale experiment // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1987. V. 68. pp. 4–17.
- Augustine J.A., Howard K.W. Mesoscale convective complexes over the United States during 1986 and 1987 // *Mon. Weather Rev.* 1991. V. 119. pp. 1575–1589.
- Chernokulsky A.V., Bulygina O.N., Mokhov I.I. Recent variations of cloudiness over Russia from sur-face daytime observations // *Environ. Research Letters*. 2011. V. 6. No 3. pp. 035202.
- Cotton W.R., Lin M.S., McAnelly R.L., Tremback C.J. A composite model of mesoscale convective complexes // *Mon. Weather Rev.* 1989. V. 117. pp. 765–783.
- Fritsch J.M., Maddox R.A. Convectively-driven mesoscale pressure systems aloft, Part I: Observations // *J. Clim. Appl. Meteorol.* 1981. V. 20. pp. 9–19.
- Fritsch J.M., Kane R.J., Chelius C.H. The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm season precipitation in the United States // *J. Clim. Appl. Meteorol.* 1986. V. 25. pp. 1333–1345.
- Fritsch J.M., Murphy J.D., Kain, J.S. Warm core vortex amplification over land // *J. Atmos. Sci.* 1994. V. 51. pp. 1781–1806.
- Gorbatenko V.P., Kuzhevskaya I.V., Pustovalov K.N., Chursin V.V., Konstantinova D.A. Assessment of Atmospheric Convective Potential Variability in Western Siberia in Changing Climate // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2020. V. 45. pp. 360–367. In Russian
- Gorbatenko V.P., Konstantinova D.A. Mesoscale convection and dangerous weather phenomena in southeast of Western Siberia // *Proceedings of 7th Asia-Pacific International Conference on Lightning (November 1–4, 2011, Chengdu, China)*. Beijing: Publishing house Tsinghua University. 2011. pp. 264–279.
- Gorbatenko V.P., Tunaev E.L., Pustovalov K.N., Volkova M.A., Nechepurenko O.E. *Izmeneniya ciklogeneza nad Zapadnoj Sibir'yu v 1976–2017 gg.* [The dynamics of cyclogenesis over Western Siberia in 1976–2017] // *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya* [Fundamental and applied climatology]. 2020. No 2. pp. 35–57. In Russian
- Houze R.A., Jr. Mesoscale convective systems // *Reviews of Geophysics*. 2004. V. 42. P. RG4003.
- Houze R.A., Jr. *Cloud Dynamics*: 2nd ed. Academic Press, In. 2014. 496 p.
- Johnson R.H., Bartels D.L. Circulations associated with a nature-to-decaying mid-latitude mesoscale convective system. Part 11: Upper-level features // *Mon. Weather Rev.* 1992. V. 120. pp. 1301–1320.
- Kononova N.K. *Cirkulyacionnye epohi v sektorah Severnogo polushariya v 1899–2014 g.* [Circulation epochs in the sectors of the Northern Hemisphere in 1899–2014] // *Geopolitics and Ecogeodynamics of regions*. 2015. V. 1 (11). Vyp. 2. pp. 56–66. In Russian
- Kuzhevskaya I.V., Volkova M.A., Nechepurenko O.E., Chursin V.V. A study of hailstorms in the South of Western Siberia // *IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng.* 2019. V. 698. pp. 1–7.
- Kuzhevskaya I.V., Pustovalov K.N., Sharapova A.A. *Harakteristiki konvektivnykh klasterov, vosstanovlennye po dannym instrumentov zondirovaniya ATOVS* [Characteristics of convective clusters reconstructed according to the ATOVS probing tools] // *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya* [Fundamental and applied climatology]. 2018. V. 2. pp. 69–85. In Russian
- Laing A.G., Fritsch J.M. The global population of mesoscale convective complexes // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 1997. V. 123. pp. 389–405.
- Maddox R.A. Mesoscale convective complexes // *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 1980. V. 61. pp. 1374–1387.
- Maddox R.A. Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, mesoscale convective complexes // *Mon. Weather Rev.* 1983. V. 111. pp. 1475–1493.

McAnelly R.L., Cotton W.R. The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the central United States // *Mon. Weather Rev.* 1989. V. 117. pp. 784–808.

Nagorskiy P.M., Smirnov S.V., Pustovalov K.N., Morozov V.N. Electrode layer in the electric field of deep convective cloudiness // *Radiophysics and Quantum Electronics*. 2014. V. 56. No 11–12. pp. 769–777.

Nagorskiy P.M., Morozov V.N., Pustovalov K.N., Oglezneva M.V. Variations of Light Ion Concentrations in The Surface Atmosphere During the Passage of Convective Clouds / 2019 Russian Open Conference on Radio Wave Propagation, RWP 2019 – Proceedings 2019 // IEEE Xplore Digital Library. 2019. № CFP19T36–ART. pp. 584–587.

Nechepurenko O.E., Gorbatenko V.P., Bart A.A., Belikova M.Yu. The forecast of the spatial position of convective cells using a data by global SL-AV NWP model // *Proceedings of SPIE*. 2016. V. 10035. pp. 1–5.

Podnebesnykh N.V., Ippolitov I.I. *Krupnomasshtabnaya atmosferynaya cirkulyaciya nad Sibir'yu v konce hkh – nachale xxi vekov: sravnenie dannyh, poluchennyh na osnove prizemnyh sinopticheskikh kart i reanaliza* [Large-scale atmospheric circulation over Siberia at the end of xx and the beginning of XXI centuries: a comparison of data obtained on the basis of surface synoptic charts and the reanalysis] // *Fundamental'naja i prikladnaja klimatologija* [Fundamental and applied climatology]. 2019. V. 2. pp. 34–44. In Russian

Pustovalov K.N., Nagorskiy P.M. *The main types of electric field variations during the passage of cumulonimbus clouds of different genesis* // *Optika Atmosfery i Okeana*. 2016. V. 29. No 8. pp. 647–653. In Russian

Pustovalov K.N., Nagorskiy P.M. Response in the surface atmospheric electric field to the passage of isolated air mass cumulonimbus clouds // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*. 2018. V. 172. pp. 33–39.

Pustovalov K.N., Nagorskiy P.M. Comparative Analysis of Electric State of Surface Air Layer during Passage of Cumulonimbus Clouds in Warm and Cold Seasons // *Atmospheric and Oceanic Optics*. 2018. V. 31. No 6. pp. 685–689.

Qu J.J., et al. *Earth Science Satellite Remote Sensing*. V. 1: Science and Instruments. Beijing: Tsinghua University Press and Springer-Verlag GmbH Berlin Heidelberg. 2006. 418 p.

Tunaev E.L., Gorbatenko V.P. *Energeticheskie karakteristiki atmosfery pri ciklogeneze nad rajonami Vasyuganskogo Bolota* [Energy characteristics of the atmosphere during cyclogenesis over the regions of the Vasyugan Swamp] // *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy* [Hydrometeorological Research and Forecasting]. 2018. No 4 (370). pp. 48–62. In Russian

Vel'tishchev N.F., Stepanenko V.M. Mesometeorological processes. Moscow: MGU. 2006. 101 p. In Russian

Velasco I., Fritch J.M. Mesoscale convective complexes in the Americas // *J. Geoph. Res.* 1987. V. 93. No. D8. pp. 9561–9613.

Wetzel P.J., Cotton W.R., McAnnelly R.L. A long-lived mesoscale convective complex. Part 11: Evolution and structure of the mature complex // *Mon. Weather Rev.* 1983. V. 111. pp. 1919–1937.

Zhokhova D.A., Kuzhevskaya I.V., Pustovalov K.N., Chursin V.V. *Sluchaj zimnej konvekcii po dannyh ATOVS*. [Cases of winter convection according to ATOVS data] // *Trudy Voenno-kosmicheskoy akademii imeni A.F. Mozhajskogo*. 2018. No 662. pp. 211–214. In Russian

Zhukova V.A., Koshikova T.S., Kuzhevskaya I.V. Assessment of parameters of mesoscale convective systems based on satellite and upper-air sounding database (West Siberia) // *Geosphere Research*. 2019. No 2. pp. 86–97. In Russian

Author's:

Koshikova Tatyana S., Postgraduate Student, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute for Monitoring of Climate and Ecological Systems, Tomsk, Russia.

E-mail: tkoshikova@gmail.com

Pustovalov Konstantin N., Cand. Sci. (Phys.-Math.), Researcher, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute for Monitoring of Climate and Ecological Systems, Tomsk, Russia; Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: const.PV@yandex.ru

Zhukova Vera A., Postgraduate Student, Junior Researcher, Acoustic Research Group, Institute for Monitoring Climate and Ecological Systems, Tomsk, Russia.

E-mail: jukowa.vera2017@yandex.ru

Kuzhevskaya Irina V., Cand. Sci. (Geography), Associate Professor, Department of Meteorology and Climatology, Faculty of Geology and Geography, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia.

E-mail: ivk@ggf.tsu.ru

Nagorskiy Petr M., Dr. Sci. (Phys.-Math.), Chief Researcher, Laboratory of Physics of Climate Systems, Institute of Monitoring of Climate and Ecological Systems, Tomsk, Russia.

E-mail: npm_sta@mail.ru

Geosphere Research, 2021, 2, 115–124. DOI: 10.17223/25421379/20/9

Т.С. Кошикова¹, К.Н. Пустовалов^{1,2}, В.А. Жукова¹, И.В. Кужевская², П.М. Нагорский¹

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

² Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия

МЕЗОМАСШТАБНЫЕ КОНВЕКТИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ИХ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ

Проведена оценка характеристик мезомасштабных конвективных комплексов (МКК) с помощью данных, полученных с искусственных спутников Земли. Отмечено, что прослеживается двухлетняя цикличность изменчивости характеристик МКК на юге Западной Сибири за период 2010–2019 гг. Установлены тренды повышения влагосодержания и размера облачных частиц, что может являться индикатором роста энергетики процессов, следствием чего является увеличение повторяемости опасных явлений погоды.

Ключевые слова: мезомасштабная конвективная система, мезомасштабный конвективный комплекс, спектрорадиометр MODIS

Авторы:

Кошикова Татьяна Сергеевна, аспирант, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем, Томск, Россия.

E-mail: tkoshikova@gmail.com

Пустовалов Константин Николаевич, кандидат физико-математических наук, научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем, Томск, Россия; доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: const.pv@yandex.ru

Жукова Вера Андреевна, аспирант, младший научный сотрудник, группа акустических исследований, Институт мониторинга климатических и экологических систем, Томск, Россия.

E-mail: jukowa.vera2017@yandex.ru

Кужевская Ирина Валерьевна, кандидат географических наук, доцент, кафедра метеорологии и климатологии, геолого-географический факультет, Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия.

E-mail: ivk@ggf.tsu.ru

Нагорский Петр Михайлович, кандидат физико-математических наук, главный научный сотрудник, лаборатория физики климатических систем, Институт мониторинга климатических и экологических систем, Томск, Россия.

E-mail: npm_sta@mail.ru

Научный журнал

ГЕОСФЕРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

GEOSPHERE RESEARCH

2021. № 3

Редактор Ю.П. Готфрид
Оригинал-макет А.И. Лелоюр
Редактор-переводчик С.И. Гертнер
Дизайн обложки Л.Д. Кривцовой

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

Подписано к печати 24.09.2021 г. Формат 60x84¹/₈.
Гарнитура Times. Печ. л. 15,7; усл. печ. л. 14,6.
Тираж 50 экз. Заказ № 4779. Цена свободная.

Дата выхода в свет 29.09.2021 г.

Журнал отпечатан на полиграфическом оборудовании
Издательства 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