СОДЕРЖАНИЕ

Том 499, номер 2, 2021

ГЕОЛОГИЯ

Проявления дегазации в верхней части осадочного разреза Печорского моря и ее связь с тектоникой

С. Ю. Соколов, Е. А. Мороз, Г. Д. Агранов, Е. А. Сухих, Р. А. Ананьев, А. А. Разумовский, О. В. Левченко 91

Прогноз алмазоносности Таймыра

В. Ф. Проскурнин, С. А. Граханов, О. В. Петров, Е. А. Васильев, Е. И. Берзон, А. В. Антонов, Н. В. Соболев 97

Sm–Nd-изотопная систематика кайнозойских песчаных отложений Муйской впадины восточного фланга Байкальской рифтовой зоны

А. Б. Котов, Т. М. Сковитина, В. П. Ковач, С. Д. Великославинский, И. Н. Бучнев, Е. В. Адамская, В. А. Горовой 103

МИНЕРАЛОГИЯ

Происхождение эпигенетического низкомагнезиального оливина в ксенолите лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная (Сибирский кратон)

К. А. Соловьев, А. В. Головин, И. С. Шарыгин, Н. П. Похиленко 107

Проявление палладиевой минерализации на глубинных горизонтах Кольской сверхглубокой скважины

К. В. Лобанов, Т. А. Горностаева, П. М. Карташов, А. В. Мохов, М. В. Чичеров 112

Первые находки самородного иридия в коренных хромит-платиновых рудах и россыпях зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала

С. Ю. Степанов, В. Н. Пучков, Р. С. Паламарчук, Д. А. Варламов, В. В. Шиловских, А. В. Козлов 118

ПЕТРОЛОГИЯ

Тренды рефертилизации литосферы в ксенолитах и ксенокристах из кимберлитовой трубки Удачная (Сибирская платформа)

Н. С. Тычков, А. М. Агашев, Н. П. Похиленко 125

ЛИТОЛОГИЯ

Перекрестное осл- и ^{14}C-датирование молодых субаэральных отложений Самбийского (Калининградского) полуострова

С. В. Шварев, Н. Е. Зарецкая, М. В. Ручкин, Н. Н. Луговой, Э. П. Зазовская, Д. А. Субетто 133

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Палеопасцихниды из чернокаменской свиты верхнего венда Среднего Урала (Пермский край)

В. Д. Десяткин, А. В. Колесников, А. А. Римский, А. О. Сысоева, В. А. Терехова, Н. Б. Кузнецов, А. В. Шацилло, И. В. Латышева, Т. В. Романюк, М. А. Федонкин 138

СЕЙСМОЛОГИЯ

Анализ динамики блоково-разломной структуры в районе землетрясений 2008 и 2020 г. на Южном Байкале методами спутниковой радиоинтерферометрии

В. Г. Бондур, Т. Н. Чимитдоржиев, Ц. А. Тубанов, А. В. Дмитриев, П. Н. Дагуров 144

Механизм формирования разрыва землетрясения Хансин-Авадзи (г. Кобе, Япония) 17.01.1995 M 6.9

В. Н. Морозов, А. И. Маневич 151

Вариации радоновой активности в подземных водах Южного Прибайкалья: эманационный отклик землетрясений

А. К. Семинский, К. Ж. Семинский 159

О возможном механизме вариаций электрического поля приземной атмосферы при сильных удаленных землетрясениях

С. Л. Шалимов, С. А. Рябова 164

Выделение и характеристика зон разломов, кавернозности и трещиноватости путем построения атрибутов сейсмических дифракционных изображений

М. И. Протасов, В. А. Чеверда, В. В. Шиликов 168

ОКЕАНОЛОГИЯ

Рудоносность кобальтоносных железомарганцевых корок гайота Говорова Магеллановых гор Тихого океана

Г. В. Новиков, Т. Е. Седышева, Л. И. Лобковский, Н. В. Лобус, О. Ю. Богданова 174

ГЕОГРАФИЯ

О потенциале поглощения парниковых газов лесами России для снижения углеродного следа экспорта отечественной продукции

А. В. Птичников, Е. А. Шварц, Д. А. Кузнецова 181

Диагностика начала аграрного освоения северо-запада Восточно-Европейской равнины по споро-пыльцевым спектрам

А. А. Тишков, Н. Г. Царевская, Е. Ю. Новенко, Е. А. Белоновская 185

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

Гидрохимический состав воды на взморье и авандельте Дона в условиях маловодья (XX–XXI вв.)

Г. Г. Матишов, К. С. Григоренко 193

Изменение речного стока зимней межени в бассейне реки Урал

Ж. Т. Сивохип, В. М. Павлейчик, А. А. Чибилев 203

CONTENTS

Vol. 499, no. 2, 2021

GEOLOGY

Manifestations of Degassing in the Upper Part of the Section of the Pechora Sea Sediments and Its Link to Tectonics

S. Yu. Sokolov, E. A. Moroz, G. D. Agranov, E. A. Sukhikh, R. A. Ananyev, A. A. Razumovskiy, and O. V. Levchenko 91

Forecast of Taymyr's Diamond Potential

V. F. Proskurnin, S. A. Grakhanov, O. V. Petrov, E. A. Vasiliev, E. I. Berzon, A. V. Antonov, and N. V. Sobolev 97

Sm-Nd Isotope Systematics of the Cenozoic Sand Deposits in the Muya Depression (Eastern Flank of the Baikal Rift Zone)

A. B. Kotov, T. M. Skovitina, V. P. Kovach, S. D. Velikoslavinskii, I. N. Buchnev, E. V. Adamskaya, and V. A. Gorovoy 103

MINERALOGY

Origin of Epigenetic Iron-Rich Olivine in Lherzolite Xenolith from the Udachnaya Kimberlite Pipe

K. A. Solovev, A. V. Golovin, I. S. Sharygin, and N. P. Pokhilenko 107

Occurrence of Palladium Mineralization at the Deep Horizons of the Kola Superdeep Borehole

K. V. Lobanov, T. A. Gornostaeva, P. M. Kartashov, A. V. Mokhov, and M. V. Chicherov 112

First Native Iridium Finds in Lode Chromite-Platinum Ore and Placers of Zonal Clinopyroxenite-Dunite Massifs of the Urals

S. Yu. Stepanov, V. N. Puchkov, R. S. Palamarchuk, D. A. Varlamov, V. V. Shilovskih, and A. V. Kozlov 118

PETROLOGY

Lithospheric Refertilization Trends in Xenoliths and Xeno-Crysts from the Udachnaya Kimberlite (Siberian Craton)

N. S. Tychkov, A. M. Agashev, and N. P. Pokhilenko 125

LITHOLOGY

Cross-Osl and ^{14}C-dating of Young Subaerial Deposits of the Sambia (Kaliningrad) Peninsula

S. V. Shvarev, N. E. Zaretskaya, M. V. Ruchkin, N. N. Lugovoy, E. P. Zazovskaya, and D. A. Subetto 133

PALEONTOLOGY

Palaeopascichnids from the Upper Vendian Chernyi Kamen Formation of the Central Urals (Perm Kray)

V. D. Desiatkin, A. V. Kolesnikov, A. A. Rimsky, A. O. Sysoyeva, V. A. Terekhova, N. B. Kuznetsov, A. V. Shatsillo, I. V. Latysheva, T. V. Romanyuk, and M. A. Fedonkin 138

SEISMOLOGY

Analysis of the Block-Fault Structure Dynamics in the Area Of Earthquakes in 2008 and 2020 on the Southern Lake Baikal by the Methods of Satellite Radiointerferometry

V. G. Bondur, T. N. Chimitdorzhiev, Ts. A. Tubanov, A. V. Dmitriev, and P. N. Dagurov 144

Mechanism of the Hanshin-Awaji Earthquake Rupture Formation (Kobe, Japan) 17.01.1995 M 6.9

V. N. Morozov and A. I. Manevich 151

Variations of Radon Activity in the Groundwater of the Southern Baikal Region: Emanation Response of Earthquakes

A. K. Seminsky and K. Zh. Seminsky 159

About a Possible Mechanism of Variations of the Electric Field of the Surface Atmosphere During Strong Remote Earth-Quakes

S. L. Shalimov, S. A. Riabova 164

Localization and Characterization of Faults, Caverns, and Fractures via Seismic Diffraction Image Attributes

M. I. Protasov, V. A. Cheverda, and V. V. Shilikov 168

OCEANOLOGY

Ore Content of Cobalt-Rich Ferromanganese Crusts of the Govorov Guyot of the Magellanic Mountains of the Pacific Ocean

G. V. Novikov, T. Eu. Sedysheva, L. I. Lobkovsky, N. V. Lobus, and O. Yu. Bogdanova 174

GEOGRAPHY

On the Potential of Greenhouse Gas Absorption by Forests of Russia to Reduce the Carbon Footprint of Domestic Products Export

A. V. Ptichnikov, E. A. Shvarts, and D. A. Kuznetsova 181

Diagnostics of the Beginning of Agrarian Development of the Northwest of the Eastern European Plain by Spore-pollen Spectra

A. A. Tishkov, N. G. Tsarevskaya, E. Yu. Novenko, and E. A. Belonovskaya 185

LAND WATER PROBLEMS

Hydrochemical Composition of Water at the Seashore and Avandelta of the Don in the Conditions of Lack of Water (XX–XXI Centuries)

G. G. Matishov and K. S. Grigorenko 193

Change of River Runoff of Winter Low Water of the Bassin River Ural

Zh. T. Sivokhip, V. M. Pavleychik, and A. A. Chibilev 203

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 91–96

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24+552.578.1

ПРОЯВЛЕНИЯ ДЕГАЗАЦИИ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО РАЗРЕЗА ПЕЧОРСКОГО МОРЯ И ЕЕ СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ

© 2021 г. С. Ю. Соколов[1,*], Е. А. Мороз[1], Г. Д. Агранов[1,3], Е. А. Сухих[1], Р. А. Ананьев[2], А. А. Разумовский[1], О. В. Левченко[2]

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 13.04.2021 г.
Поступило 13.04.2021 г.
После доработки 29.04.2021 г.
Принято к публикации 30.04.2021 г.

Проанализировано пространственное распределение приповерхностных сейсмоакустических аномалий типа “яркое пятно” в Печорском море, являющихся индикаторами скопления свободного газа. Аномалии связаны с разломными зонами, нарушающими палеозойские, и в ряде случаев, мезозойские осадочные комплексы, по которым происходит миграция газонасыщенных флюидов вверх до четвертичных отложений, в которых и наблюдается исследованное явление. При нарушении стабильности приповерхностных скоплений прорывы газа в водную толщу имеют опасные последствия для техногенной деятельности на акватории шельфа. Газонасыщенные области осадков проявлены в пространстве дискретно как по горизонтали, так и по вертикали. Обеспечение безопасной деятельности человека на Арктических шельфах требует детального изучения проявлений дегазации.

Ключевые слова: глубинная дегазация, Печорское море, сейсмоакустические аномалии, “яркое пятно”, тектонические разломы

DOI: 10.31857/S268673972108017X

Исследования сейсмоакустических аномалий, потенциально связанных со скоплениями свободного газа в верхней части разреза осадков Печорского моря, были проведены авторами во время экспедиций Геологического института РАН и Института океанологии РАН в 38-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” в 2018 г. по системе полигонных и маршрутных галсов и продолжены в 41-м (2019 г.) и 49-м (2020 г.) рейсах [8, 9, 14]. Для Печорского моря характерна высокая степень изученности сейсмоакустическими методами. В ходе этих исследований установлены факты газонасыщенности в слабоконсолидированных породах верхней части разреза [5–7, 10]. Скопления свободного газа приурочены преимущественно к зонам мерзлоты в области глубин моря 50–70 метров и мельче. Сопоставление данных сейсмоакустической съемки высокого разрешения с данными глубинной сейсморазведки показало [14], что свободный газ сначала аккумулируется под подошвой глинистых толщ юрского возраста на глубинах от 400 до 700 м, поступая из триасовых комплексов. Локальные нарушения флюидоупора при тектонических смещениях приводят к дальнейшему подъему газа в четвертичные отложения и формированию приповерхностных скоплений, из которых, при деградации мерзлоты и механических процессах нарушения целостности пород, происходят выбросы в водную толщу из приповерхностных скоплений. Эти выбросы обнаруживаются в виде аномалий типа “яркое пятно” на сейсмоакустической записи и звукорассеивающих объектов над дном. Было показано, что эти аномалии часто расположены над разломными зонами. Разгрузка газов в водную толщу из триасовых комплексов также была обнаружена в северном обрамлении Баренцева моря в 25-м рейсе НИС “Академик Николай Страхов” [13] в областях с отсутствием юрского флюидоупора. Газовые скопления на небольшой глубине под дном и их прорыв в водную толщу, в пределах Арктических шельфов России, представляют опасность для инженерной и навигационной деятельности. Систематическое картирование этого явления является необходимым элементом при подготовке района к промышленной эксплуатации. В настоящей статье представлены

[1] *Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Институт океанологии Российской академии наук, Москва, Россия*
[3] *Музей землеведения Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
**E-mail: sysokolov@yandex.ru*

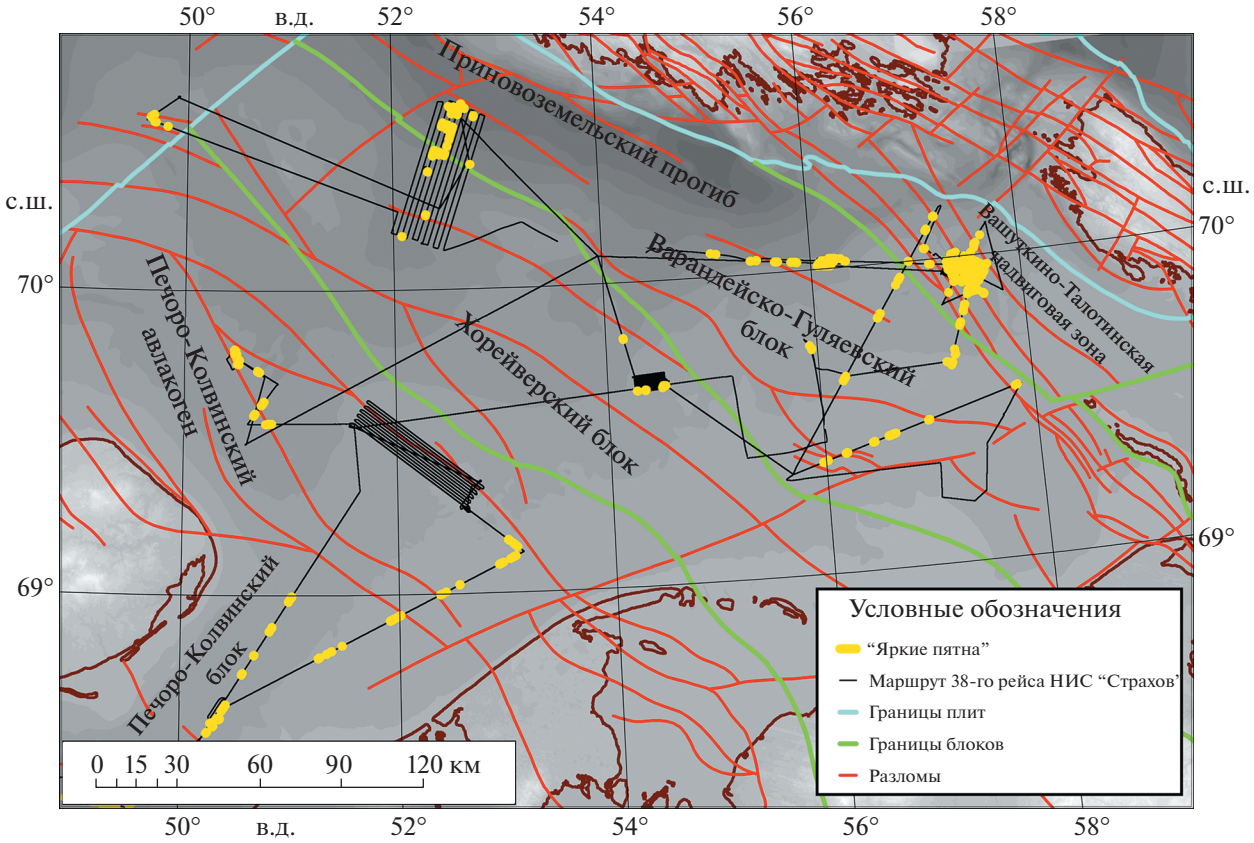

Рис. 1. Пространственное распределение сейсмоакустических аномалий типа "яркое пятно" в Печорском море по данным 38-го рейса НИС "Академик Николай Страхов". Элементы тектоники района показаны по данным [3].

результаты выделения и интерпретации всех аномалий типа "яркое пятно" по данным 38-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" в пределах акватории Печорского моря (рис. 1). Сбор данных был осуществлен профилографом EdgeTech 3300 с сигналом типа CHIRP в диапазоне частот от 2 до 12 кГц.

Пространственное распределение аномалий типа "яркое пятно" в Печорском море показывает наличие нескольких компактных групп, которые расположены в разных структурных блоках в пределах маршрута судна (см. рис. 1). Восточная группа аномалий сосредоточена в Вашуткино-Талотинской надвиговой зоне [14], где по данным [11] к уровню подошвы мезозойских комплексов по разломам могут быть подняты ордовикские соли. В этой зоне существует благоприятная обстановка для миграции флюидов по эшелонированной системе взбросов, которые, при проникновении в верхнюю часть разреза осадков в первые десятки метров под дном моря, формируют скопления, проявленные в разрезах в виде "ярких пятен". Прорывы газа из таких скоплений могут представлять непосредственную опасность [1, 2]. Кроме поступления глубинных газонасыщенных флюидов по разломам, могут существовать и другие источники газов, например приповерхностные биогенные, но в нашей работе мы рассматриваем газопроявления в данных сейсмоакустики только в сравнении с тектоническим фактором.

Варандей-Гуляевский блок, на северо-западе которого расположен Приновоземельский прогиб (см. рис. 1), характеризуется еще одной компактной группой газовых аномалий записи. Практически все маршрутные разрезы между полигонами содержат "яркие пятна". Мощность триасовых комлексов в этом блоке по данным [4] больше, чем на западе Печорского моря. Тектоническая раздробленность блока по данным [3] и разрезы МОВ ОГТ [14], содержащие аномалии записи в подошве мезозойских комплексов, подтверждают связь газовых аномалий в верхней части разреза с глубинными источниками в Варандей-Гуляевском блоке. "Яркие пятна" в Приновоземельском прогибе (рис. 1) могут быть связаны с повышенной трещиноватостью в разрезе из-за близости к фронтальной части надвиговой системы, проявленной взбросами и структурами сжатия [4].

Хорейверский блок отличается наименьшей встречаемостью акустических аномалий (рис. 1).

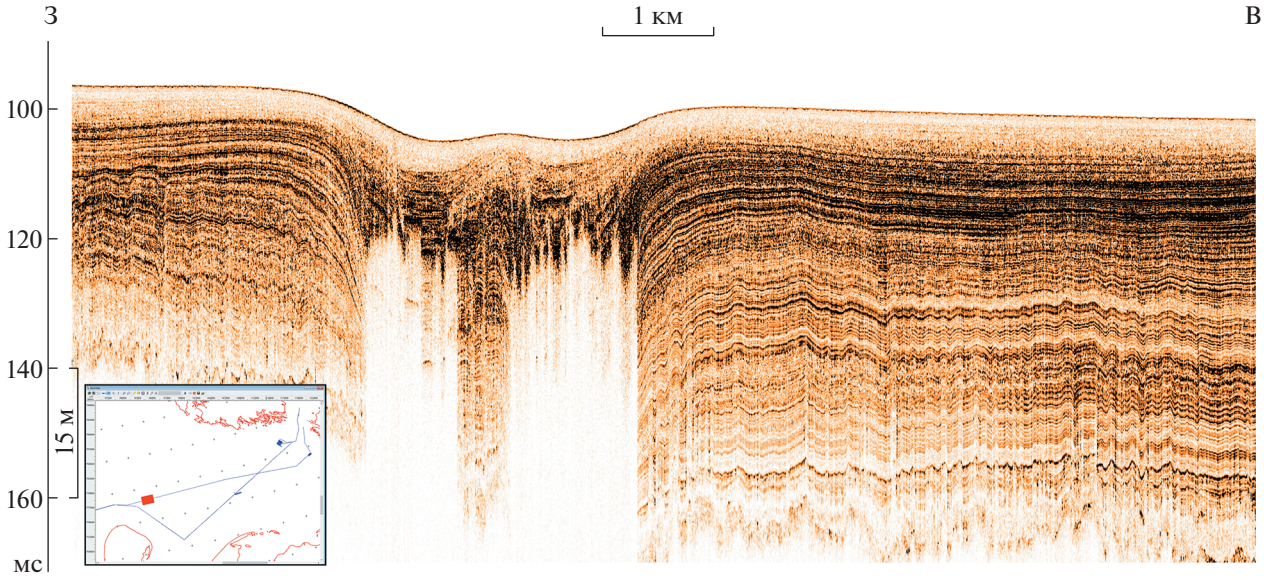

Рис. 2. Субширотный разрез четвертичных осадков в Печоро-Колвинском авлакогене по данным 49-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" (ИО РАН, ГИН РАН, 2020), полученный профилографом с сигналом CHIRP в диапазоне частот 2–12 кГц (положение разреза показано на врезке).

Его фундамент согласно [3, 4] сложен относительно жестким массивом земной коры, являющимся стабильной антиформой древней платформы. Тектоническая раздробленность проявлена меньше всего, что, по всей видимости, является причиной минимального распространения "ярких пятен", маркирующих газовые скопления. По данным [14] в северной части блока на границе с Мурманско-Куренцовским блоком проявлены интенсивные акустические аномалии, расположенные в депрессии амплитудой в первые десятки метров. Они могут быть интерпретированы как скопления свободного газа в отложениях палеорусел [6]. Другим вариантом интерпретации их генезиса является связь с растворением и последующим обрушением (коллапсом) кровли соляного диапира, которое согласно [12] теоретически может иметь место в данном районе, если допустить распространение ордовикских соляных отложений на запад от Варандейско-Гуляевского блока.

К юго-востоку от о. Колгуев в Печоро-Колвинском блоке проявлена плотная группа аномалий (см. рис. 1), связанная с локальными тектоническими нарушениями. В восточной части этой группы аномалии сконцентрированы около разломных зон и субмеридионального Колвинского мегавала. Отдельной группой выделяются аномалии в центральной части Печоро-Колвинского авлакогена, также сконцентрированные около разломной зоны (см. рис. 1). В 49-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" для исследования этой группы были заложены дополнительные галсы. На субширотном разрезе четвертичных осадков, пересекающем разломную зону (рис. 2), выделяется депрессия глубиной до 10 м и шириной до 2 км, имеющая также небольшое центральное поднятие. Морфология дна и характер проседания рефлекторов по краям депрессии аналогичны аномалиям, связанным с процессами над соляными протрузиями [12]. По периферии депрессии наблюдаются широкие вертикальные акустические осветления записи, разделяющиеся в верхней части на так называемые "трубы" шириной около 50 м. Эта форма записи связана с поступающим вверх по разрезу газонасыщенным флюидом, который в приповерхностной части скапливается в небольших локальных ловушках, образуя в волновом поле субгоризонтальные аномалии типа "яркое пятно" с увеличенной по сравнению с окружающими рефлекторами интенсивностью отраженного сигнала. Под эти аномалии высокочастотный сигнал проходит с резкой потерей энергии и практически не позволяет получить отражения в среде с первичной литологической структурой, нарушенной процессами дегазации и флюидопотоком.

Выклинивание рефлекторов на западном фланге депрессии на глубине около 12 м под дном показывает, что выброс газонасыщенного флюида мог проходить в два этапа. Сформированное на первом этапе проседание было засыпано осадочным материалом с несогласным залеганием на бортах депрессии, которая при повторном выносе флюида с осадочным материалом к поверхности просела уже вместе с несогласно залегающим комплексом. На восточном борту такого не наблюдается (см. рис. 2). Это может указывать на то,

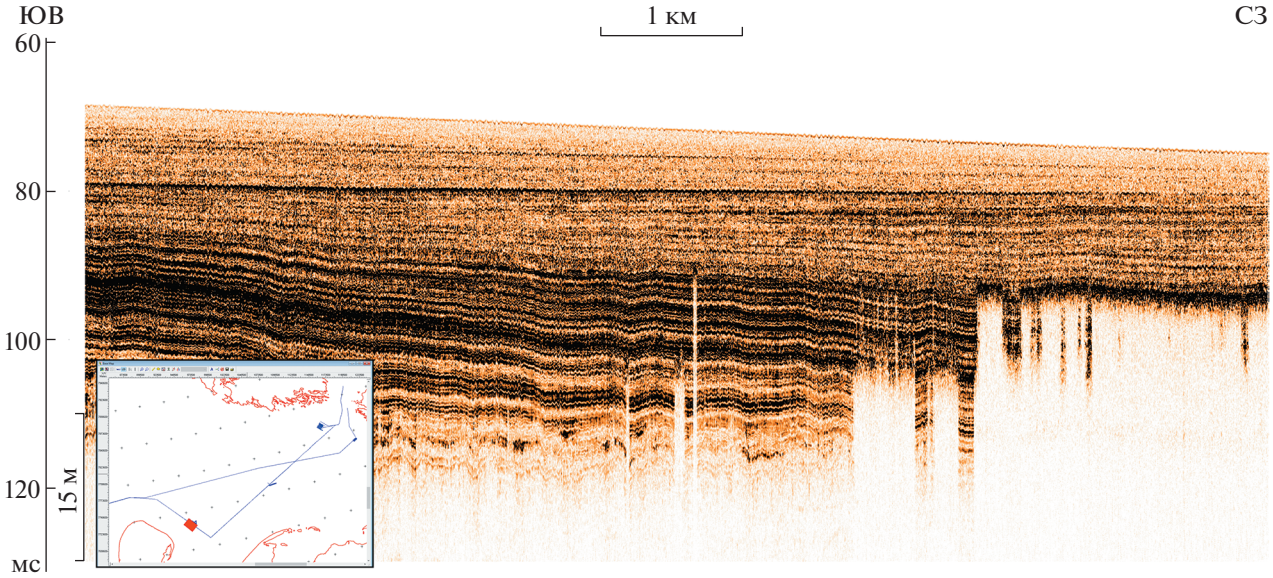

Рис. 3. Субмеридиональный разрез четвертичных осадков в Печоро-Колвинском авлакогене по данным 49-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ИО РАН, ГИН РАН, 2020), полученный профилографом с сигналом CHIRP в диапазоне частот 2–12 кГц (положение разреза показано на врезке).

что повторный выброс проходил в западной части депрессии и таким образом сформировал в ней сложную хаотичную структуру рефлекторов. Положение депрессии над разломом указывает на возможность постоянного притока флюидов вверх по разрезу и вероятность новых выбросов газа в водную толщу. На образцах повторных разрезов над “яркими пятнами” в море Лаптевых по данным [16] видно, что скорость продвижения газовых фронтов, создающих эти аномалии сейсмоакустической записи в приповерхностных слабоконсолидированных осадках, может составлять от 2 до 8 м в год. Эти значения очень велики и указывают на необходимость картирования подобных зон с проведением обязательных повторных промеров на наиболее опасных участках шельфа.

Разрез вдоль разломной зоны Печоро-Колвинского авлакогена (рис. 3) показывает, что вдоль нее существует газовый фронт, выраженный протяженной аномалией “яркое пятно”, становящейся непрерывной по мере приближения разреза к разлому. Отдельные газовые “трубы” шириной от 5 до 50 м около разлома сливаются в единую область акустического осветления записи, продолжающуюся на север авлакогена. Подъем газонасыщенных флюидов в рыхлых осадках носит дискретный характер и стремится к объединению в единый фронт по мере приближения к интенсивному глубинному источнику. Отметим, что головные части “труб” и “яркие пятна”, являющиеся кровлей скоплений газа, в вертикальном измерении также расположены на дискретных глубинах около отметок 90, 100 и 104 мс (см. рис. 3). Это, вероятно, указывает, что горизонты на этих глубинах обладают меньшей проницаемостью для флюидов и способны удерживать накопление газа вплоть до его проникновения далее вверх по разрезу по отдельным механическим нарушениям или под действием архимедовой силы. Очевидной является пространственная связь “ярких пятен” с разломными зонами. Не полностью очевидным является наличие современной активности вдоль этих разломов. По данным [15] в районе имеется несколько слабых событий с магнитудами от 1.5 до 2.5, но по сравнению с северными районами Баренцева моря их число слишком мало для получения надежных выводов.

Сравнение положения группы “ярких пятен” и глубинного сейсмического разреза поперек разломной зоны авлакогена (рис. 4) показывает, что они группируются над разломной зоной, нарушающей комплексы нижнего карбона и более древние [4]. В этой части разреза кроме явного смещения осей синфазности, указывающего на вертикальные тектонические нарушения, наблюдаются локальные проседания фаз (см. рис. 4), которые встречаются при снижении скоростей сейсмических волн из-за наличия низкоскоростных флюидов в толще осадочных пород. Кроме того, там же наблюдаются вертикальная зона потери когерентности сигнала и смена полярности отражений, которые также указывают на присутствие флюидов (рис. 4). Разрез показывает, что наиболее раздробленными являются палеозойские комплексы, но при этом для свободного газа сохраняются пути миграции вверх до современного

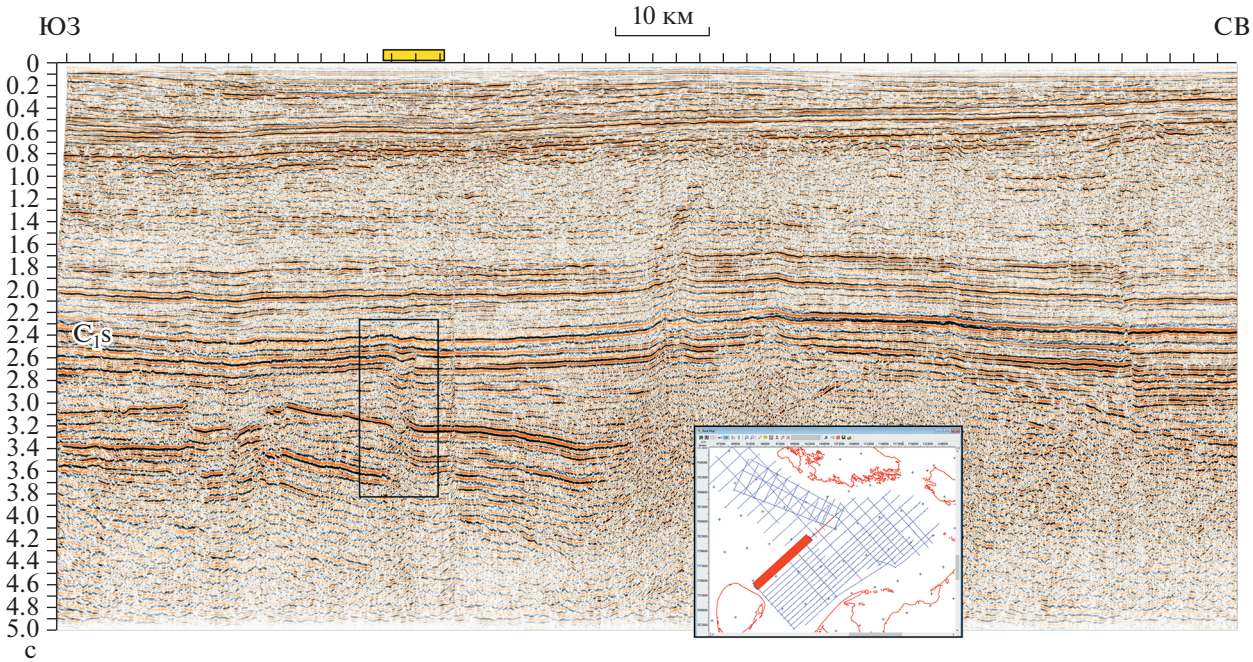

Рис. 4. Фрагмент разреза МОВ ОГТ 078602 (положение разреза показано на врезке). Желтым прямоугольником показано положение скопления “ярких пятен” в Печоро-Колвинском авлакогене, выявляемых по данным высокого разрешения, пересекаемых разрезом ОГТ, но не различимых на низких частотах. Прямоугольником показано положение особенностей волнового поля, описываемых в тексте.

дна Печорского моря, где наблюдаются его скопления и прорывы в водную толщу [14].

Таким образом, пространственное распределение в приповерхностных осадках Печорского моря аномалий типа “яркое пятно”, являющихся индикаторами скопления газа, связано с системой разломных зон, нарушающих палеозойские осадочные комплексы и в ряде случаев мезозойские комплексы, формируя каналы для поступления газа вверх по разрезу. Скопления газа в четвертичных осадках могут быстро мигрировать вверх, вплоть до прорыва в водную толщу, что создает опасные последствия для инженерной и навигационной деятельности на акватории шельфа. Нарушение стабильности приповерхностных скоплений может происходить по многим причинам: механические воздействия, деградация мерзлоты, неотектонические движения и подъем под действием архимедовой силы при ее превышении сопротивления слоев, удерживающих газ. Газонасыщенные области осадков проявлены дискретно как по горизонтали в виде вертикальных зон осветления, сливающихся в единый фронт в зависимости от интенсивности глубинного источника газа, так и по вертикали – в зависимости от степени проницаемости слабоконсолидированных слоев четвертичных осадков. В районе также существует вероятность появления аномалий, связанных с обрушением надсолевых толщ.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны экипажу НИС “Академик Николай Страхов” за самоотверженный труд в тяжелых условиях, сделавший возможным получение полевых материалов. Авторы также выражают благодарность Российскому Федеральному Геологическому Фонду (https://rfgf.ru) за доступ к сейсмическим данным.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Проекта РФФИ № 18-05-70040 “Ресурсы Арктики”, оцифровка положений сейсмоакустических аномалий выполнена в рамках темы госзадания ГИН РАН № 0135-2019-0076 “Геологические опасности в Мировом океане и их связь с рельефом, геодинамическими и тектоническими процессами” и темы госзадания ИО РАН № 0128-2021-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богоявленский В.И.* Выбросы газа и нефти на суше и акваториях Арктики и Мирового океана // Бурение и нефть. 2015. № 6. С. 4–10.
2. *Бондарев В.Н., Рокос С.И., Костин Д.А. и др.* Подмерзлотные скопления газа в верхней части осадочного чехла Печорского моря // Геология и геофизика. 2002. № 43 (7). С. 587–598.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская.

Листы R-39,40 – о. Колгуев – прол. Карские Ворота. Объяснительная записка. (2013). СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 477 с.

4. *Казанин Г.С., Павлов С.П., Шлыкова В.В., и др.* Сейсмо-геологическое строение Печорского и юго-восточной части Баренцева морей на основе интерпретации каркасной сети сейсмических профилей МОВ ОГТ 2Д // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Выпуск 3. М.: ГЕОС, 2011. С. 59–81.
5. *Костин Д.А., Тарасов Г.А.* Четвертичный осадочный чехол Баренцево-Карского бассейна. Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии // Выпуск 3. М.: ГЕОС, 2011. С. 107–130.
6. *Крапивнер Р.Б.* Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. М.: ГЕОС, 2018. 320 с.
7. *Левченко О.В., Мерклин Л.Р.* Сейсмостратиграфия. // В кн. "Печорское море. Системные исследования". (Ред. Е.А. Романкевич, А.П. Лисицин, М.Е. Виноградов). М.: "Море", 2003. С. 321–354.
8. *Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Дмитревский Н.Н. и др.* Исследования в 38-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Николай Страхов" в Баренцевом море // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 885–887. https://doi.org/10.31857/S0030-1574595885-887
9. *Никифоров С.Л., Ананьев Р.А., Дмитревский Н.Н. и др.* Геолого-геофизические исследования в морях Северного Ледовитого океана в 41-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Николай Страхов" в 2019 г. // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 334–336. https://doi.org/10.31857/S0030157420010177
10. *Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А.Г.* Свободный газ и многолетняя мерзлота в осадках верхней части разреза мелководных районов шельфа Печорского и Карского морей // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты: КНЦ РАН, 2001. С. 40–51.
11. *Соборнов К.О.* Раннемезозойские деформации Северной Евразии: геодинамика и нефтегазоносность // Труды Международной геолого-геофизической конференции "ГеоЕвразия–2018. Современные методы изучения и освоения недр Евразии". Тверь: ООО "ПолиПРЕСС", 2018. С. 76–80.
12. *Соборнов К.О., Коротков И.П., Соколов С.Ю.* Соли верхнего ордовика северо-востока Тимано-Печорского бассейна: строение и влияние на нефтегазоносный потенциал // Труды IV Международной геолого-геофизической конференции "ГеоЕвразия-2021. Геологоразведка в современных реалиях" Т. 1. Тверь: ООО "ПолиПРЕСС", 2021. С. 278–281.
13. *Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Абрамова А.С. и др.* Картирование звукорассеивающих объектов в северной части Баренцева моря и их геологическая интерпретация // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 655–662.
14. *Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Сухих Е.А. и др.* Проявления глубинной дегазации в водной толще и верхней части разреза Печорского моря // Георесурсы / Georesources 2019. Т. 21. № 4. С. 68–76. https://doi.org/10.18599/grs.2019.4.68-76
15. NORSAR Reviewed Regional Seismic Bulletin. 2012. Available from http://www.norsardata.no/NDC/bulletins/regional/ (last accessed 15.11.2012)
16. *Shakhova N., Semiletov I., Gustafsson O., et al.* Current Rates and Mechanisms of Subsea Permafrost Degradation in the East Siberian Arctic Shelf // Nature Communications. 2017. V. 8. pp. 1–13. https://doi.org/10.1038/ncomms15872

MANIFESTATIONS OF DEGASSING IN THE UPPER PART OF THE SECTION OF THE PECHORA SEA SEDIMENTS AND ITS LINK TO TECTONICS

S. Yu. Sokolov[a, #], E. A. Moroz[a], G. D. Agranov[a, c], E. A. Sukhikh[a], R. A. Ananyev[b], A. A. Razumovskiy[a], and O. V. Levchenko[b]

[a] *Geological Institute Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b] *Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[c] *Earth Science Museum, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: sysokolov@yandex.ru*

Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev April 13, 2021

The paper analyzes the spatial distribution of subsurface seismoacoustic anomalies of the "bright spot" type in the Pechora Sea, which are indicators of free gas accumulation. Anomalies are associated with deep faults that cuts Paleozoic and, in some cases, Mesozoic sedimentary complexes. Gas-saturated fluids migrate up to Quaternary sediments, in which the studied phenomenon is observed. Gas emissions into the water column have dangerous consequences for man-made activities in the shelf area when the stability of near-surface accumulations is disturbed. Gas-saturated areas in sediments occured in space discretely both horizontally and vertically. Ensuring safe human activity on the Arctic shelves requires a detailed study of degassing manifestations.

Keywords: deep degasation, Pechora sea, seismoacoustic anomalies, "bright spots", tectonic faults

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 97–102

ГЕОЛОГИЯ

УДК [55+553.078]:552.3:552.3:551.76 (571511)

ПРОГНОЗ АЛМАЗОНОСНОСТИ ТАЙМЫРА

© 2021 г. В. Ф. Проскурнин[1], С. А. Граханов[1], член-корреспондент РАН О. В. Петров[1], Е. А. Васильев[2], Е. И. Берзон[1], А. В. Антонов[1], академик РАН Н. В. Соболев[3,*]

Поступило 24.03.2021 г.
После доработки 09.04.2021 г.
Принято к публикации 13.05.2021 г.

Несмотря на то что неопровержимые факты наличия на п-ве Таймыр признаков алмазоносных кимберлитов получены еще в 30-х годах XX века, только в 2020 г. впервые обнаружен на Восточном Таймыре макроалмаз (>1 мм), представленный бесцветным ламинарным кристаллом переходной от октаэдра к ромбододекаэдру формы. По комплексу признаков кристалл является редким и нетипичным для известных коренных и россыпных месторождений Сибирской алмазоносной провинции. Находка алмаза свидетельствует о наличии коренных источников и необходимости проведения среднемасштабных геолого-съемочных и поисковых работ на значительной территории от Анабарского залива (кряж Прончищева) на запад до возвышенностей Киряка-Тас, Тулай-Киряка и на северо-восток до мыса Цветкова.

Ключевые слова: алмаз, кимберлит, лампроит, минералы-индикаторы, Таймыр

DOI: 10.31857/S2686739721080107

Полуостров Таймыр – один из первых регионов России, где прогнозировалась алмазоносность [1, 2]. Основанием этому послужили образцы Н.Н. Урванцева, отобранные из даек в 1929 г. на правобережье р. Верхняя Таймыра, в 17 км выше устья р. Горбиты (сопка Бонато). При их изучении В.С. Соболевым рассматриваемые породы отнесены к альнеитам, близким к сопровождающим кимберлиты мелилитовым базальтам Южной Африки, а Г.Г. Моором в 1941 г. – к слюдяным кимберлитам. Позднее из двух даек слюдистых кимберлитов (альнеитов) геологами НПО "Аэрогеология" было выделено три микроалмаза размером 0.12, 0.15 и 0.3 мм и весом 0.03–0.05 мг (методом термохимического разложения). Кроме алмазов в данных породах установлены пироп, хромдиопсид, пикроильменит и перовскит.

В начале пятидесятых годов прошлого века геологами НИИГА [3, 4] по находкам минералов-индикаторов кимберлитов прогнозировалась россыпная и коренная алмазоносность в бассейне Верхней Таймыры, горах Бырранга, на возвышенности Киряка-Тас. М.Г. Равичем, Л.А. Чайкой [5] впервые для меланократовых сиенитов г. Базовой Западного Таймыра обращено внимание на сходство их химического состава с лампроитами. Позднее широкое распространение лампроитов и лампроитовых трубок взрыва в пределах Горного Таймыра установлено А.П. Романовым [6, 7]. Тем не менее представительного опробования лампроитов и кимберлитов Таймыра на алмазы не проведено.

В 2007 г. [8] на мысе Цветкова в осипайской свите карнийского яруса позднего триаса были найдены неокатанные зерна пиропов, в том числе алмазной ассоциации (по [9]), что указывает на наличие продуктивных коренных источников на Таймыре. Магнезиальность (Mg# [100Mg/(Mg + + Fe)]) 10 зерен пиропов из шлихов колеблется в пределах 79.4–87.7 при содержании Cr_2O_3 (мас. %) от 3.0 до 6.6. Они относятся к лерцолитовому парагенезису. Особый интерес представляет пироп дунит-гарцбургитового парагенезиса, содержащий 7.9 Cr_2O_3 и 2.08 CaO (мас. %), что составляет около 22 мол. % кноррингитового (MgCr) компонента, являющегося индикатором алмазоносности [9]. В 2015 г. на м. Цветкова геологами ВСЕГЕИ [10] в разрезе нижнетриасовых пород установлены флюидоэксплозивные образования предположительно средне-позднетриасового возраста. Наличие в них пиропа, пикроильменита и хромшпинелидов позволяет рассматривать инъ-

[1] *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*
[2] *Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия*
[3] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*
**E-mail: sobolev@igm.nsc.ru*

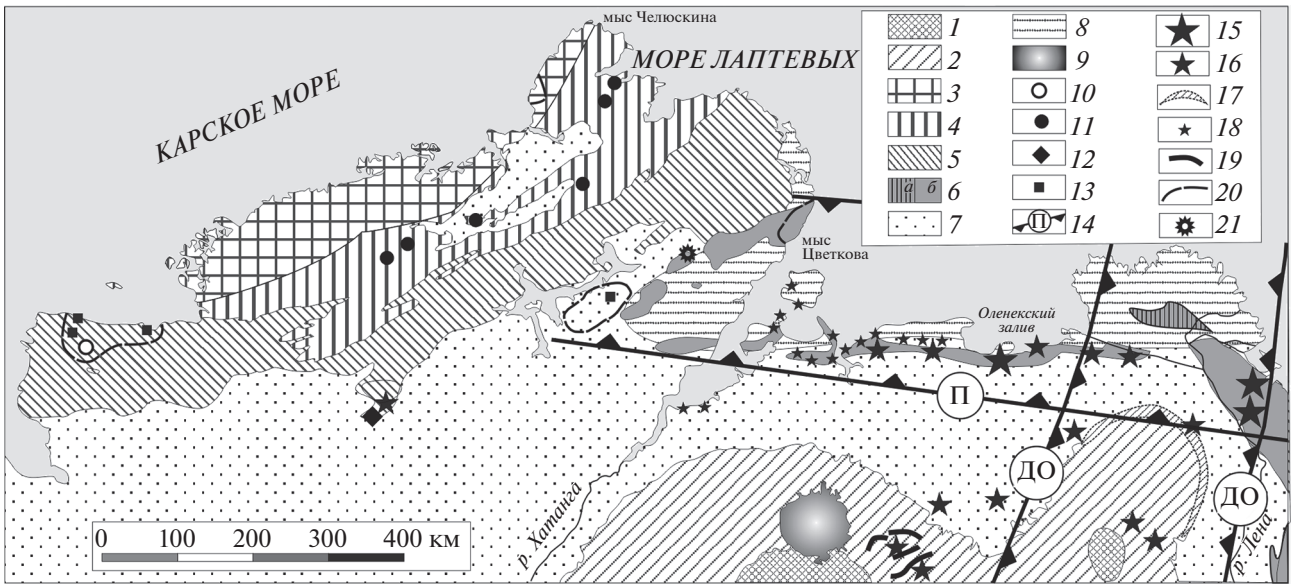

Рис. 1. Схема проявлений алмазоносности северной части Сибирской платформы и Таймыра [6, 8, 10, 11]. *1*, *2* – Сибирская платформа: архейский и раннепротерозойский фундамент (1), рифей – нижнемезозойский чехол (2); *3* – Карский микроконтинент, рифейско-среднеордовикские образования; *4*, *5* – Таймырская складчатая система: протерозойско-среднепалеозойские (*4*), позднепалеозойско-раннемезозойские (*5*) образования; *6* – Восточнотаймырско-Оленекская складчатая зона верхоянид, докембрийские (*а*) и позднепалеозойско-среднемезозойские (*б*) образования; *7* – юрско-меловой плитный комплекс; *8* – мел-палеогеновый плитный комплекс; *9* – Попигайская астроблема; *10*, *11* – трубки взрыва: средне-позднетриасовые лампроитовые (10); позднерифейские щелочно-трахибазальтовые (*11*); *12*, *13* – дайки: алмазоносных альнеитов (*12*), калиевых лампрофиров и лампроитов (*13*); *14* – Минерагенические зоны: П – Приморская, ДО – Далдыно-Оленекская. Проявления алмазоносности: *15* – ураганные содержания алмазов в туфах, туффитах и в туфогенно-осадочных породах карнийского яруса; *16* – находки алмазов в древних промежуточных коллекторах; *17* – площадные россыпные проявления алмазов в базальном горизонте рэтского яруса; *18* – находки алмазов в четвертичных отложениях Хатангского и Анабарского заливов; *19* – четвертичные промышленные россыпи; *20* – ореолы пиропа и хромшпинелидов на Таймыре; *21* – находка алмаза на возвышенности Тулай-Киряка.

екционные брекчии как возможные коренные источники алмазов.

Единственным выявленным к настоящему времени в северном обрамлении Сибирской платформы продуктивным коллектором алмазов является базальный горизонт карнийского яруса верхнего триаса [8, 11], простирающийся от низовьев р. Лена вдоль Оленекской ветки складок до Восточного Таймыра, охватывая возвышенность Тулай-Киряка. Алмазоносные триасовые породы, в зависимости от количества в них пеплового материала и лапиллей, а также присутствия терригенной составляющей, относятся к единой серии, включая вулканические, осадочно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы. Совокупность петрографических и геохимических данных позволяет сделать сугубо предварительный вывод о том, что алмазоносные вулканогенные породы образовались в результате проявления основного-ультраосновного вулканизма щелочного-субщелочного характера [11]. Минеральный состав тяжелой фракции туфогенных пород уникален по широкому спектру цветовых разновидностей пиропов, а также повышенному содержанию хромшпинелидов, пикроильменита и рутила. В цветовом спектре пиропов доминируют индивиды оранжевого цвета. Содержание пиропов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса редко превышает 1–2%. В то же время значительна доля (12.5%) гранатов эклогитового парагенезиса с примесью MnO > 0.5 массовой доли %, что по Н.В. Соболеву [12] характерно для высокоалмазоносных пород. По типоморфным особенностям доминируют округлые алмазы I и V + VII разновидностей (по [13]).

В 2020 г. геологами ВСЕГЕИ (авторами статьи) в небольшом объеме было проведено шлиховое опробование аллювиальных отложений руч. Каньон, который дренирует средне-позднетриасовые и раннеюрские образования возвышенности Тулай-Киряка (рис. 1). В результате в одной из проб, впервые на Восточном Таймыре, были найдены макроалмаз размером 1.3 мм, весом 1.7 мг (рис. 2) и сопровождающие минералы, частично представленные индикаторами кимберлитов.

Алмаз представлен бесцветным ламинарным кристаллом I разновидности [13], переходной формы от октаэдра к ромбододекаэдру (рис. 2а) с занозистой комбинационной штриховкой. Грани октаэдра плоские, без следов травления и раство-

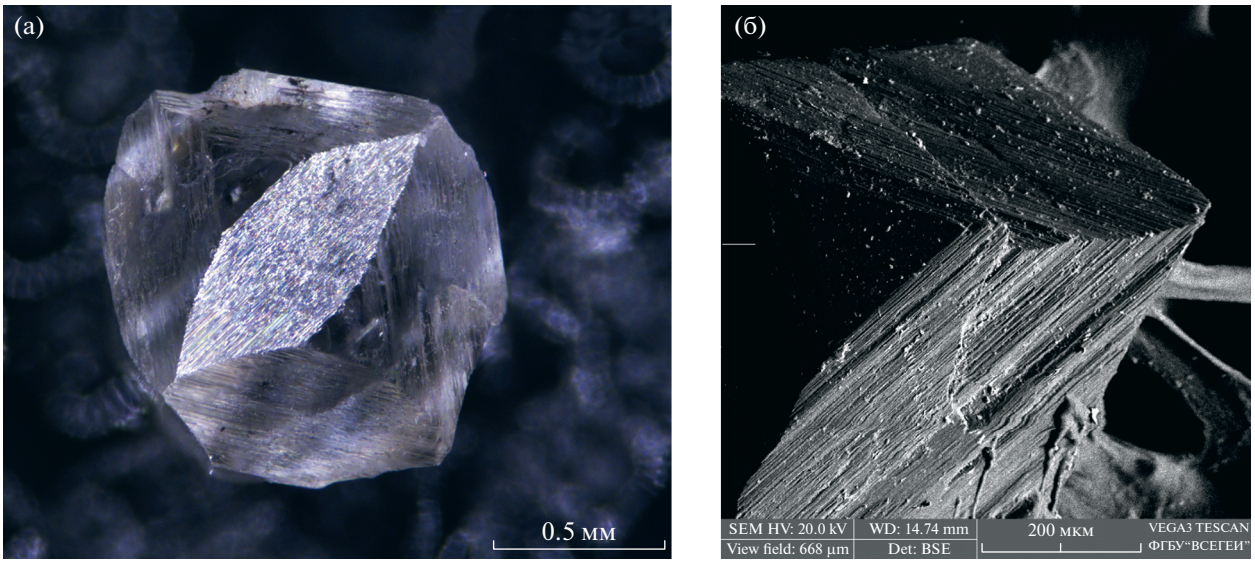

Рис. 2. Общий вид кристалла алмаза (а) и BSE изображение фрагмента поверхности (б).

рения, на ребрах и вершинах отсутствуют признаки износа. Поверхности ромбододекаэдра сложены ростовыми ступеньками {111} и являются псевдогранями (рис. 2б). На кристалле не выявляются радиационные пятна пигментации. Он наполовину пересечен протогенетической трещиной, которая привела к неравномерному развитию граней октаэдра (рис. 2). Кристалл содержит розетковидное включение, ориентированное поперек протогенетической трещины. Общая концентрация азота 40 ppm, доля азота в форме дефектов *B* – 60%, амплитуда линии 3107 см$^{-1}$ водородного центра 1.7 см$^{-1}$. Алмазы с таким низким содержанием азота отличаются от алмазов из россыпей северо-востока Сибирского кратона [14]. В спектре ИК-поглощения регистрируются также полосы с максимумами 800, 1015, 1100, 1261, 2963 см$^{-1}$, которые соответствуют включению. В спектрах фотолюминесценции регистрируются система *N3* низкой интенсивности, интенсивная *H3*, линии 490, 496, 528, 575 нм, широкая полоса с максимумом 720 нм и локальными максимумами в области 610–650 нм набор дублетов 890/900.3, 918/930, 946.5/961.5, 981/994 нм, дублет 883/885 нм ростового никельсодержащего центра.

По габитусу и характеру поверхности, четкости комбинационной штриховки этот кристалл редкий, такие индивиды не типичны для известных коренных источников и россыпей Якутии [13]. Он не претерпел растворения или травления и имеет следы слабой пластической деформации, не проявленные в морфологии, но диагностируемые по ФЛ-спектрам [15]. Концентрация и соотношение азотных дефектов пересчитаны в модельную температуру [16]: для длительности естественного отжига 3 млрд лет ее значение составляет 1520 K.

В шлиховой пробе (табл. 1), кроме алмаза, установлены хромшпинелид, пикроильменит и моноклинный пироксен, не относящийся к кимберлитам. Пикроильменит по повышенному содержанию MgO и примеси Cr_2O_3 идентичен типичным пикроильменитам кимберлитов. Хромшпинелид может рассматриваться в качестве индикатора кимберлита только в ассоциации с пиропом и при сопоставлении содержания примесей. Преобладающая часть хромшпинелидов соответствует составам, свойственным щелочно-ультраосновным породам региона [12]. Минералы пробы изношены, зерно пикроильменита покрыто пленкой анатаза, что свидетельствует о сложной геологической истории формирования шлихового ореола. Небольшая выборка минералов кимберлитов не позволяет сделать корректное сопоставление с таковыми из карнийских алмазоносных пород.

Начиная с 30-х годов прошлого века, получены неопровержимые факты наличия на п-ве Таймыр алмазоносных образований, но до сегодняшнего дня специализированных работ по поискам коренных месторождений алмазов не проводилось. На соседней территории в Республике Саха (Якутия) системные поисковые работы на алмазы ведутся уже более семидесяти лет. В результате исследований последнего десятилетия в южном обрамлении моря Лаптевых выделены высокоалмазоносные (до 13 кар/м^3) лапиллевые туфы и туффиты [11, 17], которые приурочены к кровле континентальной пачки ладинского яруса и трансгрессивному основанию карнийского яруса. U–Pb-датирование цирконов из алмазоносных ту-

Таблица 1. Состав минералов-индикаторов кимберлитов (мас. %) из аллювиальных отложений руч. Каньон

1. Хромшпинелид

Номера зерен	Номер анализа	Положение съемки	MgO	Al_2O_3	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	Сумма
1	1-1	Центр	8.43	4.39	3.87	49.56	0.00	33.57	99.83
2	2-1	Центр	15.02	5.81	3.10	51.76	0.00	23.67	99.36
	2-2	Край	6.96	4.47	2.84	49.45	0.71	33.73	98.16
3	3-1	Центр	12.19	5.15	4.10	45.84	0.71	31.21	99.21
4	4-1	Центр	10.35	4.89	7.82	44.89	0.00	31.49	99.44
	4-2	Край	9.04	3.86	4.56	44.67	0.00	37.13	99.26
5	5-1	Центр	14.71	6.02	4.18	48.83	0.00	26.27	100.01
	5-2	Край	14.53	6.02	4.21	47.68	0.00	27.37	99.81
6	6-1	Центр	13.35	5.52	4.68	48.19	0.54	28.11	100.39
	6-2	Край	9.16	6.51	4.35	50.61	0.00	27.59	98.22

2. Пикроильменит

Номера зерен	Номер анализа	Положение съемки	MgO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	Сумма
1	1-1	Центр	9.53	48.65	0.68	0.00	40.05	98.91
	1-2	Центр	9.86	47.40	0.61	0.30	39.90	98.07
	1-3	Центр	9.41	49.11	0.50	0.27	41.63	100.92

3. Пленка анатаза-рутила на зерне пикроильменита

Номера зерен	Номер анализа	Положение съемки	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	Cr_2O_3	Сумма
1	1-1	Край			99.74	1.30	101.04
	1-2	Край	0.56	1.09	93.97	1.41	97.03

4. Моноклинный пироксен

Номер анализа	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	Cr_2O_3	MnO	FeO	Сумма
1	0.65	12.82	0.00	53.69	22.66	0.00	0.00	9.60	99.43
2	0.62	13.02	0.00	53.53	22.98	0.28	0.00	9.12	99.55
3	0.68	12.12	0.46	52.61	23.22	0.00	0.29	9.73	99.12
4	0.52	13.50	0.40	54.22	23.48	0.32	0.00	8.21	100.64
5	0.68	13.53	0.00	53.65	23.22	0.42	0.00	8.19	99.69
6	0.70	12.19	0.47	53.48	22.75	0.00	0.00	10.31	99.90

фов указывает на две фазы внедрения эксплозий – ладинскую и карнийскую [18], что хорошо согласуется с гипотезой выделения потенциальной раннемезозойской алмазоносной провинции на Таймыре и севере Сибирской платформы. Алмазоносные туфы, туффиты и туфоконгломераты приурочены к Приморской минерагенической зоне Восточнотаймырско-Оленекской минераге-

нической системы (рис. 1), которая подчеркивается серией глубинных разломов субширотного направления. При этом предполагается базит-ультрабазитовый, лампроитовый [19], возможно, кимберлитовый состав вулканогенного протолита.

Приморская зона контролирует алмазоносный вулканизм в Западном Верхоянье, кряжах Чекановского и Прончищева и трассируется на Восточный Таймыр через возвышенность Тулай-Кирьяка, где найден алмаз, в районы р. Чернохребетная, мыс Цветкова.

Находка алмаза на Восточном Таймыре свидетельствует о наличии коренных источников. Однако неполный спектр минералов-индикаторов кимберлитов и износ зерен в пределах возвышенности Тулай-Кирьяка свидетельствуют об их переносе. Для проведения среднемасштабных геологосъемочных и поисковых работ, ориентированных на алмазы, рекомендуется охват всей Приморской зоны.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность за помощь в организации полевых работ И.В. Калмыкову (ООО “Полярная ЭК”), командиру вертолета Ю.В. Жданову и помощь в проведении лабораторных исследований В.Ф. Сапеге.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование частично поддержано РФФИ (грант 18–05–70014).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Соболев В.С.* Особенности магматических проявлений и металлогении платформ на примере формации Сибирских траппов // Тр. XVII сессии Международного геологического конгресса. М., 1937. Т. 5. С. 265–271.
2. *Моор Г.Г.* О слюдяных кимберлитах на севере Центральной Сибири // ДАН СССР. 1941. Т. XXXI. № 4. С. 361–363.
3. *Воронов П.С., Черепанов В.А.* Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточного Таймыра // Тр. НИИГА. М.: Издательство Главсевмормути, 1953. Т. 73. С. 133.
4. *Вакар В.А.* К вопросу о вероятной алмазоносности Таймыра // Информ. бюлл. НИИГА. Л.: Недра, 1958. Вып. 8. С. 49–51.
5. *Равич М.Г., Чайка Л.А.* Малые интрузии хребта Бырранга // Тр. НИИГА. Л.: Недра, 1959. Т. 88. 147 с.
6. *Романов А.П.* Перспективы алмазоносности Горного Таймыра // Недра Таймыра. Норильск. Изд-во ВСЕГЕИ, 1997. Вып. 2. С. 185–198.
7. *Романов А.П.* Лампроиты и кимберлиты Горного Таймыра // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Гл. ред. Д.А. Додин, В.С. Сурков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 291–299.
8. *Граханов С.А., Ядренкин А.В.* Прогноз алмазоносности триасовых отложений Таймыра // ДАН. 2007. Т. 416. № 5. С. 653–656.
9. *Соболев Н.В.* О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 70–80.
10. *Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В., Петров О.В., Галкин А.С., Виноградова Н.П., Наумов М.В., Силаев В.И., Лукьянова Л.И., Ронина Е.Е., Салтанов В.А.* Потенциально алмазоносные раннемезозойские инъекционные брекчии Восточного Таймыра // Региональная геология и металлогения. 2017. № 72. С. 78–90.
11. *Граханов С.А., Смелов А.П., Егоров К.Н., Голубев Ю.К.* Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2010. № 5. С. 3–12.
12. *Соболев Н.В., Логвинова А.М., Николенко Е.И., Лобанов С.С.* Минералогические критерии алмазоносности верхнетриасовых россыпей северо-восточной окраины сибирской платформы // Геология и геофизика, 2013. Т. 54 (8). С. 1162–1178.
13. *Орлов Ю.Л.* Минералогия алмаза. 2-е изд. М.: Наука, 1984. 264 с.
14. *Shatsky V.S., et al.* Carbon Isotopes and Nitrogen Contents in Placer Diamonds from the NE Siberian Craton: Implications for Diamond Origins // Eur. J. Mineral. 2014. V. 26. P. 41–52.
15. *Vasilev E.A.* Luminescence of Plastically Deformed Diamond in the Range 800–1050 nm // J. Appl. Spectrosc. 2019. № 3. P. 512–515.
16. *Taylor W.R., Jaques A.L., Ridd M.* Nitrogen-defect Aggregation Characteristics of Some Australasian Diamonds: Time-temperature Constraints on the Source Regions of Pipe and Alluvial Diamonds // Amer. Miner. 1990. V. 75. P. 1290–1310.
17. *Проскурнин В.Ф., Виноградова Н.П., Гавриш А.В., Наумов М.В.* Признаки эксплозивнообломочного генезиса алмазоносного карнийского горизонта Усть-Оленекского района (петрографо-геохимические данные) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 6. С. 698–711.
18. *Граханов С.А., Зинчук Н.Н., Соболев Н.В.* Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на Северо-Востоке Сибирской платформы // ДАН. 2015. Т. 465. № 6. С. 715–719.
19. *Летникова Е.Ф., Лобанов С.С., Похиленко Н.П., Изох А.Э., Николенко Е.И.* Источники поступления обломочного материала в карнийский алмазоносный горизонт северо-востока Сибирской платформы // ДАН. 2013. Т. 451. № 2. С. 193–196.

FORECAST OF TAYMYR'S DIAMOND POTENTIAL

V. F. Proskurnin[a], S. A. Grakhanov[a], Corresponding Member of the RAS O. V. Petrov[a], E. A. Vasiliev[b], E. I. Berzon[a], A. V. Antonov[a], and Academician of the RAS N. V. Sobolev[c, #]

[a] *A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russian Federation*

[b] *St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russian Federation*

[c] *V.S. Sobolev Institute for Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: sobolev@igm.nsc.ru*

Although strong facts of signs of diamondiferous kimberlites on the Taimyr Peninsula were obtained back in the 30s of the 20th century, it was only in 2020 that a macrodiamond (>1 mm) was first discovered in the eastern Taimyr. It is a colorless laminar crystal of a transitional shape from an octahedron to a rhombododecahedron. According to the set of features, the crystal is rare and atypical for the known primary and alluvial deposits of the Siberian Diamond Province. The diamond find indicates the presence of primary sources and the need for medium-scale geological survey and exploration in a large area from the Anabar Bay (Pronchishchev Ridge) to the west to the Kiryaka-Tas, Tulai-Kiryak heights and to the northeast to the Tsvetkov's Cape.

Keywords: diamond, kimberlite, lamproite, indicator minerals, Taimyr

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 103–106

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.93:552.4 (551.72)

Sm–Nd-ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА КАЙНОЗОЙСКИХ ПЕСЧАНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МУЙСКОЙ ВПАДИНЫ ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

© 2021 г.
Член-корреспондент РАН А. Б. Котов[1,*], Т. М. Сковитина[2], В. П. Ковач[1], С. Д. Великославинский[1], И. Н. Бучнев[1], Е. В. Адамская [1], В. А. Горовой[2,**]

Поступило 28.12.2020 г.
После доработки 19.04.2021 г.
Принято к публикации 13.05.2021 г.

Проведены Sm–Nd-изотопно-геохимические исследования кайнозойских песчаных отложений Муйской впадины восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, которая расположена на границе Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса. Для подавляющего большинства проб песков Муйской впадины получены оценки Nd-модельного возраста ($t_{Nd(DM)}$) в интервале 1.7–1.5 млрд лет ($\varepsilon_{Nd}(0) = -12.0...-13.3$). По Nd-изотопным характеристикам они имеют наибольшее сходство с метаосадочными породами горбылокской толщи Бамбуйско-Олиндинской подзоны и джалтукской серии Муйской подзоны Анамакит-Муйской зоны, которые скорее всего и послужили их источником. При этом перенос исходного для кайнозойских песков Муйской впадины осадочного материала осуществлялся на относительно небольшое расстояние.

Ключевые слова: Sm–Nd-систематика, песчаные отложения, кайнозой, Муйская впадина, Байкальская рифтовая зона, Восточная Сибирь

DOI: 10.31857/S2686739721080053

Проведенные ранее Sm–Nd-изотопно-геохимические исследования кайнозойских песчаных отложений Токкинской и Чарской впадин восточного фланга Байкальской рифтовой зоны [1], расположенных в пределах Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита, показали, что такой подход является весьма эффективным для получения дополнительной информации о главных этапах формирования крупных сегментов докембрийской континентальной коры. В сообщении обсуждаются результаты Sm–Nd-изотопно-геохимических исследований кайнозойских песчаных отложений Муйской впадины восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, которая находится на границе Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита и Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского подвижного пояса [2].

Муйская впадина имеет довольно сложные очертания. Она вытянута в субширотном направлении на 120–130 км, при максимальной ширине около 50 км (в средней части), и от 20–25 км до 3 км (в восточной части) и выполнена песчаными отложениями, максимальная мощность которых оценивается в 1500 м [3]. Общий объем кайнозойских песчаных отложений Муйской впадины составляет около 3000 км^3 [4]. По данным С.К. Кривоногова [5], песчаные отложения Муйской впадины имеют разный генезис – озерный, эоловый, склоновый, пролювиальный и аллювиальный.

Для Sm–Nd-изотопно-геохимических исследований использованы пробы песков, отобранные из верхних частей разрезов песчаных отложений Муйской впадины. Они являются наиболее представительными для изотопно-геохимических исследований, направленных на выделение этапов формирования континентальной коры, так как в ходе их образования происходило максимальное “усреднение” осадочного материала из разных источников.

Sm–Nd-изотопно-геохимические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON

[1] *Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*
[2] *Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия*
**E-mail: abkotov-spb@mail.ru*
***E-mail: skovit@crust.irk.ru*

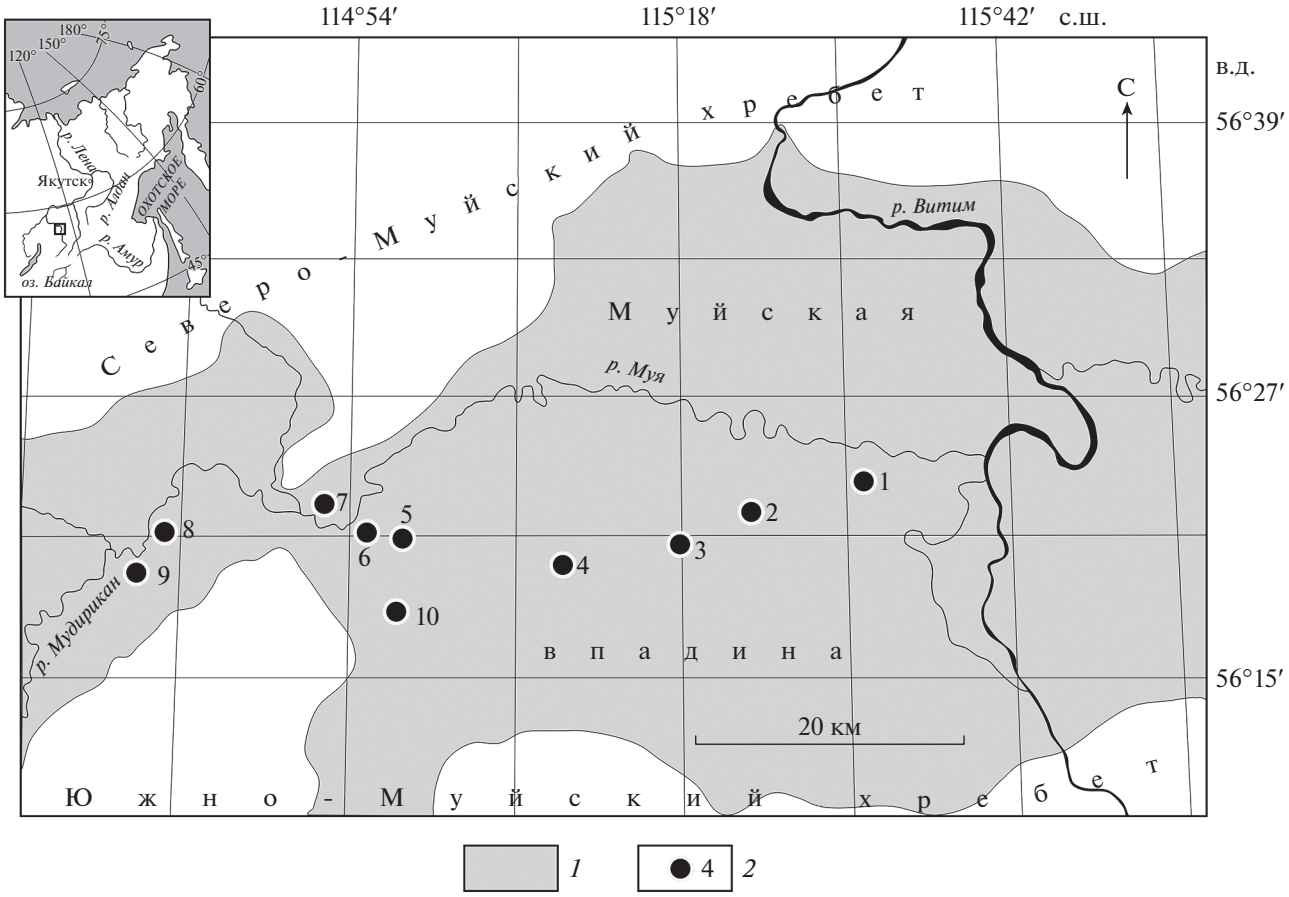

Рис. 1. Схема отбора проб песков Муйской впадины для Sm–Nd-изотопно-геохимических исследований. *1* – кайнозойские песчаные отложения Муйской впадины, *2* – места отбора проб (номера проб на рисунке соответствуют порядковым номерам в табл. 1).

TI в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ нормализованы к отношению $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511115$ в Nd стандарте JNdi-1 [6]. Средневзвешенное значение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512108 ± 7 ($n = 10$). Точность определения концентраций Sm и Nd – $\pm 0.5\%$, изотопных отношений $^{147}Sm/^{144}Nd$ – $\pm 0.5\%$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ – $\pm 0.005\%$ (2σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(t)$ и модельных возрастов $t_{Nd(DM)}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [7] ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$) и деплетированной мантии (DM) по [8] ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0.513151$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.21365$).

Места отбора проб песков Муйской впадины для Sm–Nd-изотопно-геохимических исследований показаны на рис. 1, а их результаты приведены в табл. 1. Для подавляющего большинства проб песков Муйской впадины получены оценки Nd-модельного возраста ($t_{Nd(DM)}$) в интервале 1.7–1.5 млрд лет ($\varepsilon_{Nd}(0) = -12.0 \ldots -13.3$). Только для одной пробы песков этой впадины оценка Nd-модельного возраста ($t_{Nd(DM)}$) составляет 1.9 млрд лет ($\varepsilon_{Nd}(0) = -13.0$). Из этого следует, что главными источниками песков Муйской впадины послужили породы со средними мезо- и палеопротерозойским Nd-модельными возрастами.

На диаграмме в координатах ε_{Nd} – возраст (рис. 2) точки изотопного состава Nd песков Муйской впадины располагаются в поле эволюции изотопного состава Nd докембрийских изверженных и метаосадочных пород Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса. При этом по Nd-изотопным характеристикам пески Муйской впадины имеют наибольшее сходство с метаосадочными породами горбылокской толщи Бамбуйско-Олиндинской подзоны и джалтукской серии Муйской подзоны Анамакит-Муйской зоны, которые характеризуются значениями $t_{Nd(DM)} = 1.7–1.5$ млрд лет [2]. По-видимому, именно эти породы послужили главными ис-

Таблица 1. Результаты Sm–Nd-изотопно-геохимических исследований кайнозойских песчаных отложений Муйской впадины

№ п/п	№ обр.	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ $\pm 2\sigma$изм	$\varepsilon_{Nd}(0)$	$t_{Nd(DM)}$, млн лет
1	ТС-45	1.86	10.36	0.1087	0.511984 ± 3	–12.8	1691
2	ТС-46	2.78	15.42	0.1089	0.512023 ± 2	–12.0	1637
3	ТС-47	2.66	13.42	0.1197	0.511972 ± 2	–13.0	1907
4	ТС-48	2.44	13.50	0.1093	0.512026 ± 5	–11.9	1639
5	ТС-49	2.66	14.10	0.1140	0.512044 ± 4	–11.6	1689
6	ТС-50	3.53	20.8	0.1022	0.512007 ± 4	–12.3	1562
7	ТС-51	2.22	13.66	0.0982	0.511958 ± 3	–13.3	1571
8	ТС-53	2.65	15.65	0.1024	0.512027 ± 3	–11.9	1537
9	ТС-54	1.95	11.63	0.1014	0.511976 ± 4	–12.9	1592
10	ТС-55	1.90	10.71	0.1075	0.512009 ± 6	–12.3	1636

точниками осадочного материала для кайнозойских отложений Муйской впадины. Также не исключено, что незначительный вклад в их формирование могли вносить и продукты разрушения магматических и метаморфических пород других подзон Анамакит-Муйской зоны, для которых получены палеопротерозойские оценки Nd-модельных возрастов [2]. На это указывает присутствие в Муйской впадине песков с Nd-модельным возрастом 1.9 млрд лет.

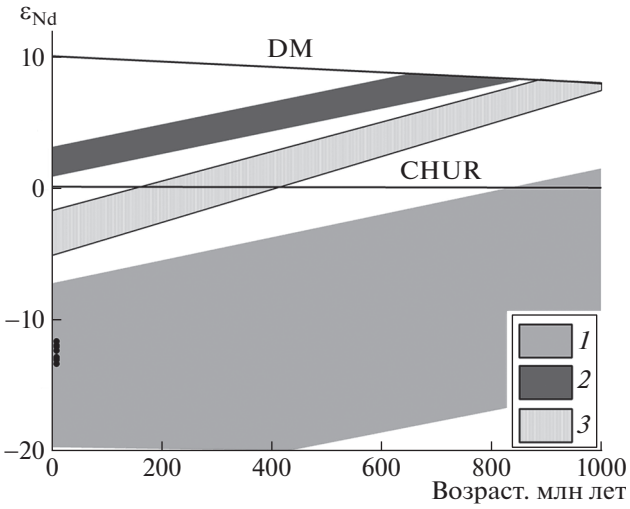

Рис. 2. Диаграмма ε_{Nd}–возраст для кайнозойских песков Муйской впадины. *1* – поле эволюции изотопного состава Nd докембрийских изверженных и метаосадочных пород Анамакит-Муйской зоны Байкало-Муйского складчатого пояса [2]; *2–3* – поля эволюции раннебайкальской (*2*) и позднебайкальской (*3*) ювенильной континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского подвижного пояса [2]. Залитые кружки – точки изотопного состава Nd песков Муйской впадины.

Обращает на себя внимание, что несмотря на геологическое положение Муйской впадины, которая располагается на границе западной окраины Сибирского кратона и Байкало-Муйского складчатого пояса, для слагающих ее песков не получены оценки Nd-модельных возрастов древнее 1.9 млрд лет, характерные для песков Чарской и Токкинской впадин [1]. Это свидетельствует о том, что перенос исходного для кайнозойских песков Муйской впадины осадочного материала осуществлялся на относительно небольшое расстояние. При этом следует отметить, что для реперных докембрийских магматических и метаморфических комплексов Сибирского кратона не характерны значения Nd-модельных возрастов моложе 2.1 млрд лет [9].

Таким образом, получает независимое подтверждение предположение о том, что формирование протолитов метаосадочных пород основания разреза Анамакит-Муйской зоны происходило за счет разрушения пород, которые на границе мезо- и палеопротерозоя находились вне Сибирского кратона [2].

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект № 19-17-00205).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Котов А.Б., Сковитина Т.М., Ковач В.П. и др.* // ДАН. 2017. Т. 475. № 3. С. 291–294.
2. *Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др.* // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17–51.
3. *Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А. и др.* Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М: Наука, 1966. 231 с.
4. *Логачев Н.А.* // Геология и геофизика. 2003. Т. 144. № 5. С. 391–406.

5. *Кривоногов С.К.* Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене / Автореф... дис. док. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. 32 с.
6. *Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., et al.* // Chemical Geology. 2000. V. 168. P. 279–281.
7. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* // Earth and Planet. Sci. Let. 1984. V. 67. P. 137–150.
8. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* // Earth and Planet. Sci. Let. 1988. V. 87. P. 249–265.
9. *Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др.* // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394–408.

Sm-Nd ISOTOPE SYSTEMATICS OF THE CENOZOIC SAND DEPOSITS IN THE MUYA BASIN (EASTERN FLANK OF THE BAIKAL RIFT ZONE)

Corresponding member of the RAS A. B. Kotov[a, #], T. M. Skovitina[b], V. P. Kovach[a], S. D. Velikoslavinskii[a], I. N. Buchnev[a], E. V. Adamskaya[a], and V. A. Gorovoy[b, ##]

[a] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*
[b] *Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*
[#] *E-mail: abkotov-spb@mail.ru*
[##] *E-mail: skovit@crust.irk.ru*

Sm–Nd isotope-geochemical studies of the Cenozoic sand deposits of the Muya basin (eastern flank of the Baikal rift zone), which is located on the border of the Chara–Olekma geoblock of the Aldan shield and the Anamakit-Muya zone of the Baikal-Muya fold belt, have been carried out. For the majority of sand samples from the Muya basin, values of Nd model age $t_{Nd}(DM)$ were obtained in the interval 1.7–1.5 Ga ($\varepsilon_{Nd}(0) = -12.0...-13.3$). In terms of Nd isotope characteristics, they are most similar to the metasedimentary rocks of the Gorbylok sequence of the Bambuy-Olindin subzone and the Dzhaltuk series of the Muya subzone of the Anamakit-Muya zone, which most likely served as their source. In this case, the transfer of sedimentary material for the Cenozoic sands of the Muya basin was carried out over a relatively short distance.

Keywords: Sm–Nd isotope systematics, sand deposits, Cenozoic, Muya basin, Baikal rift zone, Eastern Siberia

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 107–111

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 549.6

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОГО НИЗКОМАГНЕЗИАЛЬНОГО ОЛИВИНА В КСЕНОЛИТЕ ЛЕРЦОЛИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ (СИБИРСКИЙ КРАТОН)

© 2021 г. К. А. Соловьев[1,*,], А. В. Головин[1], И. С. Шарыгин[1,2], Академик РАН Н. П. Похиленко[1]**

Поступило 25.03.2021 г.
После доработки 13.04.2021 г.
Принято к публикации 15.04.2021 г.

Оливин является главным породообразующим минералом большинства пород литосферной мантии древних кратонов. В настоящей работе приводятся результаты изучения эпигенетического оливина, отличающегося пониженной магнезиальностью (Mg#) относительно породообразующего оливина (Mg# = 87.4), в ксенолите лерцолита из трубки Удачная (Сибирский кратон). Низко-Mg# оливин был идентифицирован среди эпигенетической минеральной ассоциации, формирующей келифитовую оболочку вокруг породообразующего граната. Оливин из келифита представлен как гомогенными (Mg# = 84.3–85.9), так и зональными индивидами (Mg# = 85.1–87.5). В породообразующем оливине, расположенном на контакте с келифитом, установлена асимметричная зональность по главным и примесным компонентам. У таких оливинов на контакте с келифитом формируется внешняя зона с пониженной Mg# (до 85.9) как у эпигенетического оливина в келифите. Мы считаем, что низко-Mg# эпигенетический оливин формировался в результате реакции между гранатом лерцолита и примитивным кимберлитовым расплавом. В результате такой реакции в интерстициях формировался гибридный расплав, обогащенный железом по сравнению с кимберлитовым расплавом. Источником обогащения железом микропорций интерстиционного гибридного расплава являлся породообразующий гранат.

Ключевые слова: мантийные ксенолиты, оливин, гранат, зональность, эпигенетические минералы, реакция, кимберлитовый расплав

DOI: 10.31857/S2686739721080181

Эпигенетические минералы, вероятно, являются неотъемлемой частью любых мантийных пород из кимберлитов и несут существенную информацию о процессах преобразования и эволюции мантийного вещества. Однако количество исследований, посвященных эпигенетическим ассоциациям в мантийных ксенолитах, весьма ограничено [1–7]. Возможно, это связано как с малыми объемами содержания и небольшим размером эпигенетических минералов по сравнению с породообразующими, так и с вторичными приповерхностными изменениями кимберлитов и мантийных ксенолитов, приводящими к уничтожению эпигенетических ассоциаций в мантийных ксенолитах.

В сообщении обсуждаются состав и происхождение эпигенетического оливина в ксенолите неизмененного гранатового лерцолита UV-3/05 (1350°C и 64 кбар) [7, 8], отобранного из несерпентинизированной разновидности кимберлитов трубки Удачная (Сибирский кратон) [9, 10]. Изученный образец имеет мозаично-порфирокластическую структуру и относится к деформированным перидотитам [7, 8]. По размеру в нем выделяются два типа зерен породообразующего оливина – крупные порфирокласты и мелкие полигональные необласты.

Аналитические исследования были выполнены в Центре коллективного пользования научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ИГМ СО РАН, Новосибирск). Химические анализы и элементные карты были получены на рентгеноспектральном микроанализаторе Jeol JXA-8230 (см. страницу C1 в дополнительных материалах (доп. мат.)). Изображения в обратно-рассеянных электронах сделаны на сканирующем электронном микроскопе Tescan MIRA3 LMU.

[1] *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*

[2] *Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия*

**E-mail: solovkonst@igm.nsc.ru*

***E-mail: kostyasolovyov54@gmail.com*

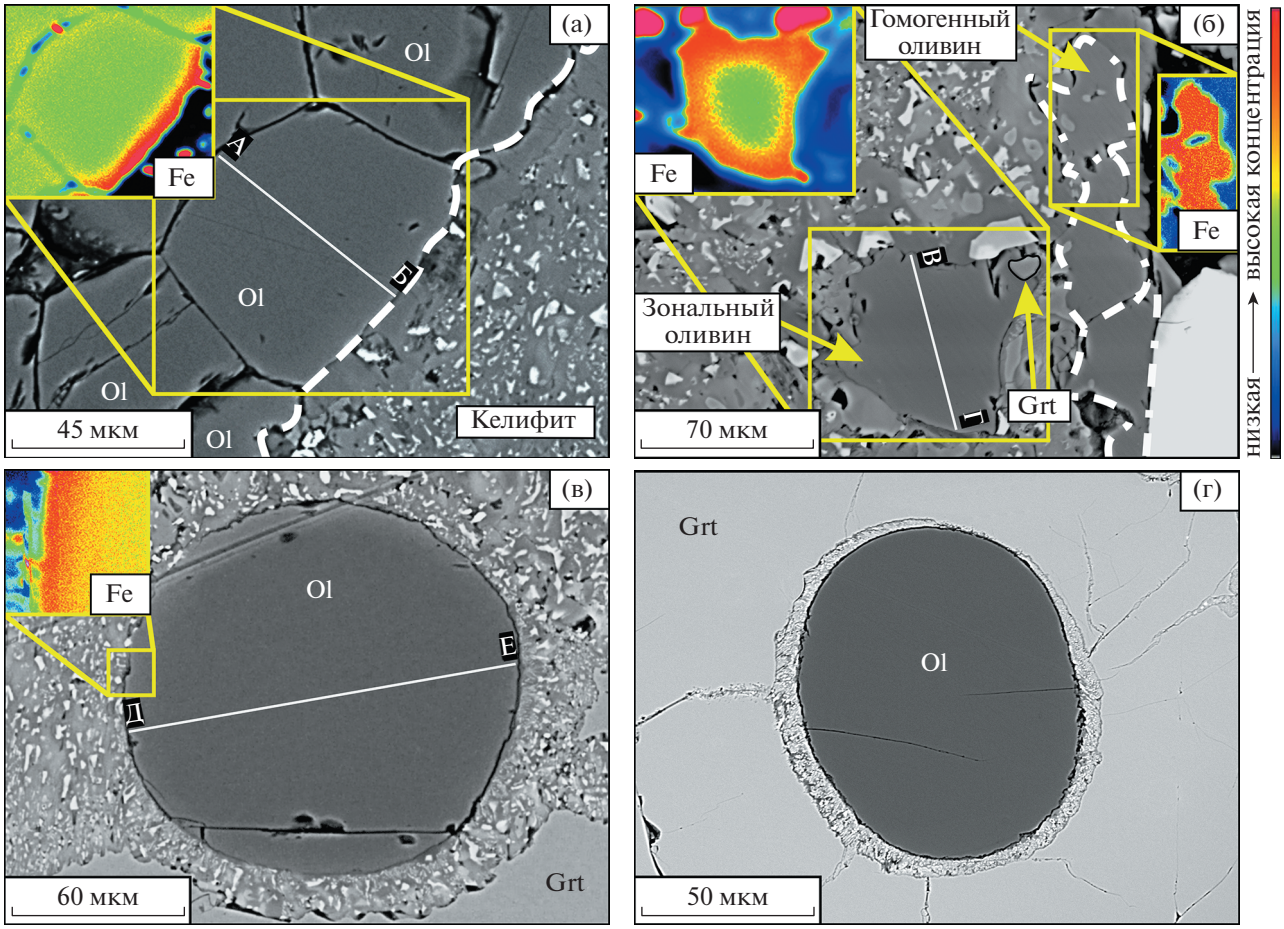

Рис. 1. Оливины (Ol) из ксенолита лерцолита. Изображения в обратно-рассеянных электронах; на врезках показаны карты распределения концентраций Fe (одинаковые цвета на всех врезках имеют близкие концентрации). Белыми сплошными линиями А–Б, В–Г и Д–Е показаны профили, вдоль которых измерены концентрации элементов в оливине (см. страницы С2–С5 в доп. мат. и рис. 2). (а) Асимметрично-зональные необласты оливина (Ol) на границе с келифитом (белая пунктирная линия). (б) Симметрично-зональные и незональные оливины в участке келифита вокруг граната (Grt). Границы незональных индивидов оливина обозначены штрихпунктирными линиями. (в) Округлое зерно симметрично-зонального оливина в келифите вокруг граната. (г) Включение оливина округлой формы в гранате; между гранатом и включением оливина развит келифит, при этом некоторая часть границы между гранатом и оливином свободна от келифита.

Породообразующие гранаты из образца UV-3/05 представлены зональными эллипсоидальными индивидами размером 2–4 мм. Содержание MgO и FeO в краевых зонах составляет 19.4 и 10.3 мас. %. Гранаты окружены келифитовой оболочкой (келифитом), состоящей из шпинелидов, ортопироксена, клинопироксена, амфиболов (паргасита и саданагаита), флогопита, содалита, оливина и реликтов породообразующего граната.

Порфирокласты и необласты породообразующего оливина вне контакта с келифитом по составу однородны. Магнезиальность (Mg# = = 100*Mg/(Mg + Fe)) оливина составляет 87.4, а содержание элементов-примесей (в мас. %) – 0.31 NiO, 0.14 MnO и 0.06 CaO (см. страницу С2 в доп. мат.).

Для необластов оливина, расположенных на контакте с келифитом, была выявлена асимметричная зональность (рис. 1а): на контакте с келифитом появляется относительно обогащенная FeO (до 13.4 мас. %) внешняя зона шириной 10–25 мкм, в то время как на краях этих же зерен оливина вне контакта с келифитом такая зона отсутствует. Зональность в этих необластах оливина также выражается в уменьшении содержаний NiO до 0.22 мас. % и увеличении концентраций MnO до 0.28 мас. % и CaO до 0.15 мас. % к краю зерен (рис. 2б, см. страницу С3 в доп. мат.).

В келифите оливин представлен изометричными или удлиненными индивидами неправильной формы, а также зернами округлой формы (размером от 10 до 150 мкм). Индивиды оливина размером 40–150 мкм, как правило, симметрич-

но-зональные (рис. 1б и 1в), тогда как в зернах оливина размером <40 мкм зональность не установлена (рис. 1б). В каймах зональных оливинов и в гомогенном оливине из келифита часто встречаются включения шпинелидов и реликтов породообразующего граната (рис. 1б).

В симметрично-зональных индивидах оливина из келифита выделяются однородное ядро округлой формы и кайма (рис. 1б и 1в). Состав центральных частей зональных индивидов оливина из келифита, с учетом точности анализов, в целом соответствует составу породообразующего оливина (Mg# = 87.3–87.5, см. страницу С4 в доп. мат.). Вблизи границ этих зерен состав становится наиболее контрастным, по сравнению с центром (рис. 1б, 1в и 2, см. страницу С4 в доп. мат.): магнезиальность понижается до 85.1, содержание NiO падает до 0.03 мас. %, а MnO и CaO увеличиваются до 0.32 и 0.16 мас. %.

Магнезиальность незональных оливинов (рис. 1б) в келифите изменяется от 84.3 до 85.9, а состав элементов-примесей варьирует (в мас. %) в пределах 0.04–0.36 NiO, 0.16–0.33 MnO и 0.06–0.15 CaO мас. % (рис. 2, см. страницу С5 в доп. мат.).

Таким образом, в ксенолите деформированного лерцолита установлены четыре типа оливина: (I) гомогенные породообразующие порфирокласты и необласты, (II) асимметрично-зональные необласты, расположенные в непосредственном контакте с келифитом, (III) симметрично-зональные индивиды в келифите, (IV) незональные индивиды в келифите. Внешние зоны асимметрично-зональных необластов оливина, внешние зоны симметрично-зонального оливина в келифите и гомогенные оливины в келифите заметно отличаются, в первую очередь, по повышенному содержанию FeO от гомогенного породообразующего оливина ксенолита с Mg# = 87.4, формируя обособленное низко-Mg# поле составов, с крайним значением Mg# = 84.3 (рис. 2, см. страницы С3–С5 в доп. мат.). Тренды изменения состава асимметрично-зональных необластов оливина и симметрично-зонального оливина в келифите близки (рис. 2б). Состав внешних зон этих типов зональных оливинов также совпадает с частью составов гомогенного оливина из келифита (рис. 2б). Эти данные, вместе с наблюдением, что асимметричная зональность необластов оливина установлена только на контакте с келифитом (рис. 1а), свидетельствуют о синхронности процессов формирования асимметричной зональности в необластах оливина и келифитизации граната (в том числе формирования в келифите новой генерации оливина).

Состав центральных частей симметрично-зонального оливина идентичен составу породообразующего оливина ксенолита (см. страницу С3 в доп. мат.). Этот факт, в совокупности с округло-

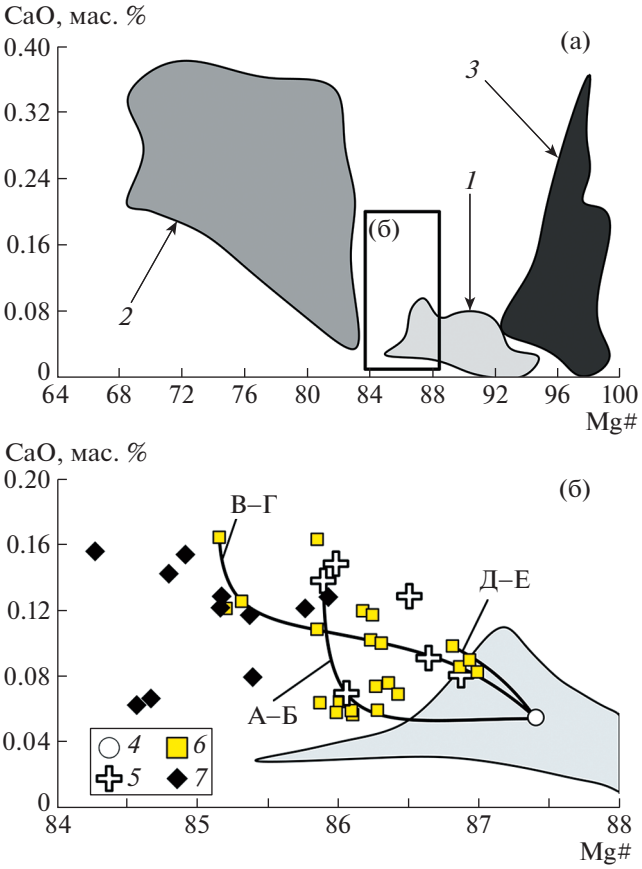

Рис. 2. Вариации составов оливина из мантийных ксенолитов Сибирского кратона. (а) Поля составов оливинов из ксенолитов: *1* – из ксенолитов перидотитов [7, 8, 12, 13, 15–20], *2* – из интерстиций ксенолита эклогита [5], *3* – в раскристаллизованных расплавных включениях из ортопироксена из ксенолита ортопироксенита [6]. (б) Символы *4–7* для изученного ксенолита лерцолита: *4* – состав породообразующего оливина (порфирокластов и необластов, а также центров симметрично-зональных зерен в келифите (см. в доп. мат. – листы С2–С4)); *5* – состав асимметрично-зональных необластов оливина вблизи контакта с келифитом; *6* – краевая часть симметрично-зонального оливина в келифите; *7* – незональные зерна оливина в келифите. Черные тонкие линии на рисунке 2б соединяют точки соответствующих анализов оливина вдоль профилей. Подробная информация по составу оливина представлена на страницах С2, С3 и С4 дополнительных материалов (точки *7–9* для профиля А–Б (С3), точки *1–6* для профиля В–Г (С4) и точки *1*, *2* для профиля Д–Е (С4); профили показаны на рис. 1).

овальной формой центральных частей симметрично-зонального оливина из келифита (рис. 1б) – обычной формой включений равновесных силикатов в гранатах из пород литосферной мантии (рис. 1г), предполагает, что ядра такого оливина были включениями во внешних зонах граната, а при его келифитизации становились затравками для кристаллизации обогащенного FeO эпигенетического оливина.

Келифит невозможно получить без привноса щелочей и летучих, т.е. без участия внешнего метасоматического агента. Считается, что структуры деформированных перидотитов возникли в результате рекристаллизации исходно зернистых перидотитов в основании литосферы незадолго (несколько лет) до захвата нодулей кимберлитовой магмой [11]. Асимметричная зональность необластов оливина свидетельствует о том, что келифитизация граната происходила после деформации породы: *in situ* в мантии незадолго до выноса или во время транспортировки кимберлитовой магмой. Таким образом, наиболее вероятным кандидатом на роль метасоматического агента является примитивный кимберлитовый расплав трубки Удачная [7, 10, 12]. Локальная реакция породообразующего граната из ксенолита лерцолита с кимберлитовым расплавом приводила к формированию на границе с гранатом микропорций гибридного расплава, из которого кристаллизовался более железистый, чем породообразующий, оливин. Ранее кристаллизация эпигенетического оливина, менее магнезиального чем породообразующий оливин, была отмечена для ксенолита зернистого перидотита из трубки Удачная [13]. Образование оливина при взаимодействии кимберлитовых расплавов с ортопироксеном широко известно [6, 14]. В данной работе показано, что не только ортопироксен, но и гранат реагирует с кимберлитовыми расплавами с образованием оливина.

Магнезиальность породообразующего оливина из мантийных ксенолитов трубки Удачная варьирует от 85.5 до 94.4 (рис. 2) [7, 8, 12, 13, 15–20]. Вариации составов эпигенетического оливина в мантийных ксенолитах трубки Удачная отличаются от таковых равновесного породообразующего оливина (рис. 2). При реакциях кимберлитовых расплавов с ортопироксеном образуются наиболее Mg#-оливины (до 98.9, рис. 2а) [6], тогда как при реакциях этих же расплавов с гранатом образуются наименее Mg# оливины (рис. 2а и 2б) [5]. Самые железистые оливины с Mg# от 68.7 до 83.3 (рис. 2а) установлены в интерстициях ксенолита эклогита, в котором содержания железистого граната (Mg# = 72.3) достигают 35 об % [5]. Формирование оливинов в эклогите также связывается с реакцией между эклогитом и примитивными кимберлитовыми жидкостями [5]. Выявленные в представленном исследовании эпигенетические оливины являются наиболее железистыми среди оливинов из перидотитов Сибирского кратона (рис. 2б).

Таким образом, для объяснения широких вариаций значений Mg# эпигенетических оливинов в различных ксенолитах трубки Удачная можно предложить следующую модель. Если в мантийную породу проникает кимберлитовый расплав одного состава, его реакция с разными породообразующими минералами может приводить к тому, что локально в разных участках породы будут образовываться гибридные расплавы разного состава, что приведет к кристаллизации эпигенетического оливина с разной Mg#.

В целом взаимодействие кимберлитовых расплавов с породообразующими силикатами разнообразных мантийных пород может приводить к формированию эпигенетического оливина с очень широким диапазоном составов, существенно превышающим вариации состава равновесного оливина мантийных пород литосферной мантии древних кратонов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет Российского научного фонда (проект № 18-77-10062). Полевые работы на месторождении трубки Удачная выполнялись в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Hunter R.H., Taylor L.A.* Instability of Garnet from the Mantle: Glass as Evidence of Metasomatic Melting // Geology. 1982. V. 10. № 12. P. 617–620.
2. *Sobolev V.N., Taylor L.A., Snyder G.A., Jerde E.A., Neal C.R., Sobolev N.V.* Quantifying the Effects of Metasomatism in Mantle Xenoliths: Constraints from Secondary Chemistry and Mineralogy in Udachnaya Eclogites, Yakutia // International Geology Review. 1999. V. 41. № 5. P. 391–416.
3. *Sharygin I.S., Golovin A.V., Pokhilenko N.P.* Djerfisherite in Xenoliths of Sheared Peridotite in the Udachnaya-East Pipe (Yakutia): Origin and Relationship with Kimberlitic Magmatism // Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53. № 3. P. 247–261.
4. *Pokhilenko L.* Formation Sequence of Different Spinel Species in Megacrystalline Peridotites of the Udachnaya-East Kimberlite Pipe (Yakutia): Evidence for the Metasomatism of Depleted Mantle // Minerals. 2019. V. 9. № 10. P. 607.
5. *Mikhailenko D., Golovin A., Korsakov A., Aulbach S., Gerdes A., Ragozin A.* Metasomatic Evolution of Coesite-bearing Diamondiferous Eclogite from the Udachnaya Kimberlite // Minerals. 2020. V. 10. № 4. P. 383.
6. *Rezyukhin D.I., Alifirova T.A., Golovin A.V., Korsakov A.V.* A Plethora of Epigenetic Minerals Reveals a Multistage Metasomatic Overprint of a Mantle Orthopyroxenite from the Udachnaya Kimberlite // Minerals. 2020. V. 10. № 3. P. 264.
7. *Golovin A.V., Sharygin I.S., Kamenetsky V.S., Korsakov A.V., Yaxley G.M.* Alkali-carbonate Melts from the Base of Cratonic Lithospheric Mantle: Links to Kimberlites // Chemical Geology. 2018. V. 483. P. 261–274.
8. *Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu., Sharygin I.S.* Metasomatism in Lithospheric Mantle Roots: Constraints from Whole-rock and Mineral Chemical Composition of Deformed Peridotite

Xenoliths from Kimberlite Pipe Udachnaya // Lithos. 2013. V. 160. P. 201–215.

9. *Kamenetsky V.S., Golovin A.V., Maas R., Giuliani A., Kamenetsky M.B., Weiss Y.* Towards a New Model for Kimberlite Petrogenesis: Evidence from Unaltered Kimberlites and Mantle Minerals // Earth-Science Reviews. 2014. V. 139. P. 145–167.
10. *Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V., Sharygin V.V., Maas R.* Ultrafresh Salty Kimberlite of the Udachnaya–East Pipe (Yakutia, Russia): A Petrological Oddity or Fortuitous Discovery? // Lithos. 2012. V. 152. P. 173–186.
11. *O'Reilly S.Y., Griffin W.L.* The Continental Lithosphere–asthenosphere Boundary: Can We Sample It? // Lithos. 2010. V. 120. № 1–2. P. 1–13.
12. *Golovin A.V., Sharygin I.S., Korsakov A.V., Kamenetsky V.S., Abersteiner A.* Can Primitive Kimberlite Melts Be Alkali-carbonate Liquids: Composition of the Melt Snapshots Preserved in Deepest Mantle Xenoliths // Journal of Raman Spectroscopy. 2019. V. 51. № 9. P. 1849–1867.
13. *Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N.* Peculiarities of Distribution of Pyroxenite Paragenesis Garnets in Yakutian Kimberlite and Some Aspects of the Evolution of the Siberian Craton Lithospheric Mantle // Proc. of the 7th Int. Kimberlite Conf. 1999. V. 2. P. 689–698.
14. *Sharygin I.S., Litasov K.D., Shatskiy A., Safonov O.G., Golovin A.V., Ohtani E., Pokhilenko N.P.* Experimental Constraints on Orthopyroxene Dissolution in Alkali-carbonate Melts in the Lithospheric Mantle: Implications for Kimberlite Melt Composition and Magma Ascent // Chemical Geology. 2017. V. 455. P. 44–56.
15. *Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W.* Composition of the Siberian Cratonic Mantle: Evidence from Udachnaya Peridotite Xenoliths // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. V. 128. № 2–3. P. 228–246.
16. *Sobolev N.V., Logvinova A.M., Zedgenizov D.A., Pokhilenko N.P., Malygina E.V., Kuzmin D.V., Sobolev A.V.* Petrogenetic Significance of Minor Elements in Olivines from Diamonds and Peridotite Xenoliths from Kimberlites of Yakutia // Lithos. 2009. V. 112. P. 701–713.
17. *Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V., Pokhilenko N.P.* Degrees and Tectonic Settings of Mantle Melting during Craton Formation: Inferences from Major and Trace Element Compositions of Spinel Harzburgite Xenoliths from the Udachnaya Kimberlite, Central Siberia // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 359. P. 206–218.
18. *Doucet L.S., Ionov D.A., Golovin A.V.* The Origin of Coarse Garnet Peridotites in Cratonic Lithosphere: New Data on Xenoliths from the Udachnaya Kimberlite, Central Siberia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2013. V. 165. № 6. P. 1225–1242.
19. *Ionov D.A., Doucet L.S., von Strandmann P.A.P., Golovin A.V., Korsakov A.V.* Links between Deformation, Chemical Enrichments and Li-isotope Compositions in the Lithospheric Mantle of the Central Siberian Craton // Chemical Geology. 2017. V. 475. P. 105–121.
20. *Ionov D.A., Liu Z., Li J., Golovin A.V., Korsakov A.V., Xu Y.* The Age and Origin of Cratonic Lithospheric Mantle: Archean Dunites vs. Paleoproterozoic Harzburgites from the Udachnaya Kimberlite, Siberian Craton // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2020. V. 281. P. 67–90.

ORIGIN OF EPIGENETIC IRON-RICH OLIVINE IN LHERZOLITE XENOLITH FROM THE UDACHNAYA KIMBERLITE PIPE (SIBERIAN CRATON)

K. A. Solovev[a, #,##], A. V. Golovin[a], I. S. Sharygin[a, b], and Academician of the RAS N. P. Pokhilenko[a]

[a] *Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russian Federation*

[b] *Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: solovkonst@igm.nsc.ru*

[##] *E-mail: kostyasolovyov54@gmail.com*

Olivine is the most common rock-forming mineral of the majority of the lithospheric mantle rocks beneath ancient cratons. This study provides the information about an epigenetic olivine in a lherzolite xenolith from the Udachnaya kimberlite pipe (Siberian craton), which is characterized by lower Mg# compared to the rock-forming one (Mg# = 87.4). The iron-rich olivine has been observed in the epigenetic mineral assemblage that forms a kelyphite shell around the rock-forming garnet. Olivine from the kelyphite shell occurs as both homogeneous grains (Mg# = 84.3–85.9) and zoned grains (Mg# = 85.1–87.5). The major and minor elements asymmetric zoning patterns have been found in the rock-forming olivine grains at the contact with the kelyphite shell. These olivine grains have an outer low-Mg# (up to 85.9) zone at the contact with the kelyphite shell as the epigenetic olivine grains in the kelyphite shell. We suggest that the iron-rich epigenetic olivine was produced as the result of a reaction between the rock-forming garnet and a primitive kimberlite melt. During this reaction, a hybrid melt was formed in the interstitial space. The hybrid melt was iron-enriched relative to the kimberlite melt. The source of iron for the micro-portions of the interstitial hybrid melt was the rock-forming garnet.

Keywords: mantle xenoliths, olivine, garnet, zoning, epigenetic minerals, reaction, kimberlite melt

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 112–117

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 548/549

ПРОЯВЛЕНИЕ ПАЛЛАДИЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ГЛУБИННЫХ ГОРИЗОНТАХ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

© 2021 г.
Член-корреспондент РАН К. В. Лобанов[1,*], Т. А. Горностаева[2,**], П. М. Карташов[1], А. В. Мохов[2], М. В. Чичеров[1]

Поступило 17.03.2021 г.
После доработки 28.04.2021 г.
Принято к публикации 30.04.2021 г.

Впервые в образцах с глубоких горизонтов (в зоне разлома, около 10 км) Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) обнаружена палладиевая минерализация. Методами аналитической электронной микроскопии и EBSD обнаружен и диагностирован собственный палладиевый минерал – меренскиит с формулой $Pd_{1.00}(Te_{1.21}Bi_{0.79})_{2.00}$. Необычно высокое содержание висмута в обнаруженном кристалле меренскиита, вероятно, свидетельствует о пониженных температурах его образования из флюида, обогащенного висмутом. Это также подтверждается многочисленными находками сопутствующих висмутовых минералов (самородных и интерметаллидов, сульфидов, теллуридов и сульфотеллуридов). В составе богатой и разнообразной рудной минерализации в изученных образцах выявлена тесная геохимическая ассоциация благородных и редких элементов. Можно утверждать, что был обнаружен новый для пород СГ-3 тип оруденения – благороднометалльно (Au–Ag–Pd)-редкоэлементный (Bi–Te).

Ключевые слова: Кольская сверхглубокая скважина, палладиевая минерализация, меренскиит, майченерит, аналитическая электронная микроскопия, EBSD

DOI: 10.31857/S2686739721080065

ВВЕДЕНИЕ

Кольская сверхглубокая скважина – выдающееся достижение науки и техники, пробурена в кристаллических породах до глубины 12262 м. С ее помощью предполагалось получить с больших глубин материал для познания эндогенных процессов и связанных с ними месторождений.

В разрезе скважины выделено [2] шесть типов рудной минерализации: 1 – сульфидная медно-никелевая и платинометалльная, 2 – сульфидная железная (колчеданная), 3 – оксидная железная, 4 – оксидная железо-титановая, 5 – сульфидная медно-цинковая (полиметаллическая) и 6 – самородная золотая. Медно-никелевое оруденение приурочено к продуктивной толще протерозойских пород на глубинах 1540–1810 м. Здесь оно связано к никеленосными гипербазитами. Содержания суммы ЭПГ в этой зоне колебались в широких пределах от 0.15 г/т в густовкрапленных рудах до 16.1 г/т в метагаббро (данные нейтронно-активационного анализа). По аналогии с рудами Печенгского рудного поля [3] было предположено, что платиноиды сосредоточены в форме твердых растворов в минералах ряда кобальтин-герсдорфит.

Информация о распределении ЭПГ на более глубоких горизонтах скважины, в архейских породах почти отсутствует. Фиксировалось убогое медно-никелевое оруденение, представленное пентландитом, никелевым пентландитом, аргентопентландитом, халькопиритом, борнитом, тиошпинелидами и никельсодержащими сульфидами железа (пиритом и пирротином). При этом к параамфиболитам, метапироксенитам и метаперидотитам тяготеет никелевая минерализация, а к метагаббро – медная. Что касается ЭПГ, то в некоторых образцах сульфидов определены лишь содержания до 0.3 г/т Pd и до 0.03 г/т Ru.

Верхняя граница золотоносного интервала в разрезе скважины совпадает с крупным разломом (9500–9700 м), который фиксируется в керне резким переходом от пологозалегающих биотит-амфиболитовых гнейсов к крутопадающим железистым кварцитам, горнблендитам, тальк-тремо-

[1] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: lobanov@igem.ru*
***E-mail: tagorn8@mail.ru*

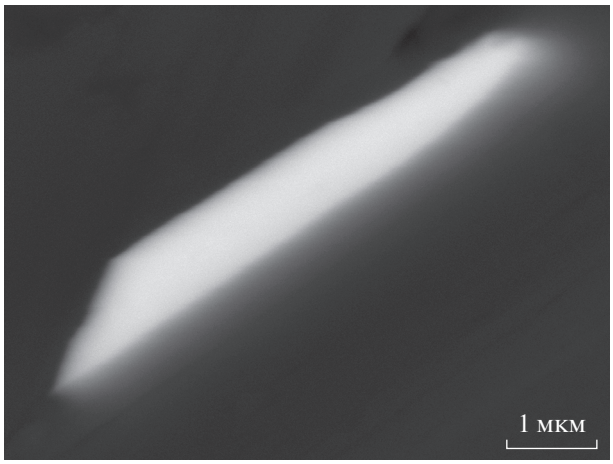

Рис. 1. Кристалл меренскиита в отраженных электронах. СЭМ.

лит-флогопитовым сланцам и дайкообразному телу среднепротерозойских порфировидных гранитов лицко-арагубского комплекса (1.76 млрд лет). Золотая минерализация пространственно совпадает с зонами регрессивных изменений, что говорит о ее структурном контроле [5]. В интервале 410 м содержания золота превышают 0.1 г/т, а местами достигают 1–6.7 г/т. В шлифах из керна обнаружены мельчайшие выделения самородного золота, представленного (размером до 10 мкм) чешуйками и зернами неправильной формы в биотите, роговой обманке, плагиоклазе.

ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Целью настоящего исследования являлась ревизия данных о положительных геохимических аномалиях золота, выявленных ранее в амфиболитовых участках глубоких горизонтов СГ-3, а также изучение на современном аналитическом уровне вещественных особенностей благороднометалльной (Au, Ag, ЭПГ) минерализации этих пород. В соответствии с целью исследования была поставлена задача поиска субмикронных выделений собственных минералов элементов платиновой группы и золота. Для решения поставленной задачи было проведено изучение минерализации в трех аншлифах амфиболитов и гнейсов с глубины 9630 м.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Обнаружение, выявление морфологических особенностей и анализ состава проводились методами аналитической электронной микроскопии на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) “JEOL” JSM-5610 с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) OxfordAZtec. Картины дифракции на отражение были получены в микроскопе FIB-SEM “TESCAN” S9000G. Для FIB-полировки были использованы ионы галлия с энергией пучка 5 кэВ, ток пучка 0.5 нА и углом между ионным пучком и поверхностью образца 20 градусов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При изучении аншлифа амфиболита из керна К-9630 была обнаружена палладиевая фаза, образующая микроскопические выделения на контакте срастаний висмутина и не определенного сульфотеллурида висмута. Палладиевая фаза содержала в своем составе теллур и висмут, точные соотношения которых было невозможно измерить из-за окружающих более массивных рудных фаз. Решить этот вопрос стало возможным только тогда, когда на контакте зерен роговой обманки и клинохлора была обнаружена яркая в отраженных электронах частица размером 5 × 1 мкм. Ее очертания соответствовали сечению пластинчатого кристалла (рис. 1). Энергодисперсионный рентгеновский спектр помимо пиков Mg, Al, Si, Fe и O, возбужденных от силикатной матрицы, в качестве основных содержал пики Pd, Te и Bi (рис. 2). Количественный анализ с усреднением по 4 точкам дал следующие содержания этих элементов – Pd 25.14 ± 0.29; Te 25.14 ± 0.55; Bi 38.59 ± ± 0.85 мас. %.

Атомные соотношения Pd : Te : Bi в обнаруженном минерале были близки к 1 : 1 : 1, что одинаково подходило к двум минералам – майченериту PdBiTe и меренскииту $Pd(Te,Bi)_2$. Пересчет этих составов на формульные коэффициенты приводил к одинаково удовлетворительным формулам $Pd_{1.005}Te_{1.000}(Bi_{0.786}Te_{0.209})_{0.995}$ для майченерита или $Pd_{1.005}(Te_{1.209}Bi_{0.786})_{1.995}$ для меренскиита. Причем, на этом этапе, майченерит был предпочтительнее, поскольку для меренскиита характерны заметно меньшие содержания Bi. Для разрешения возникшей неопределенности с обнаруженной частицы были получены картины дифракции электронов на отражение (EBSD) (рис. 3). Со средним угловым отклонением СУО = 0.26 по 12 линиям они были определены как меренскиит. Причем во всех точках исследованной частицы было зафиксировано одно и то же сечение кристаллической решетки, что подтвердило монокристальный характер фазы, наблюдавшийся визуально. Таким образом, исходя из структурных данных и состава обнаруженного минерала, доказано, что он является меренскиитом с округленной формулой $Pd_{1.00}(Te_{1.21}Bi_{0.79})_{2.00}$.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Меренскиит является относительно распространенным теллуридом палладия, известным во многих медно-никелевых месторождениях мира,

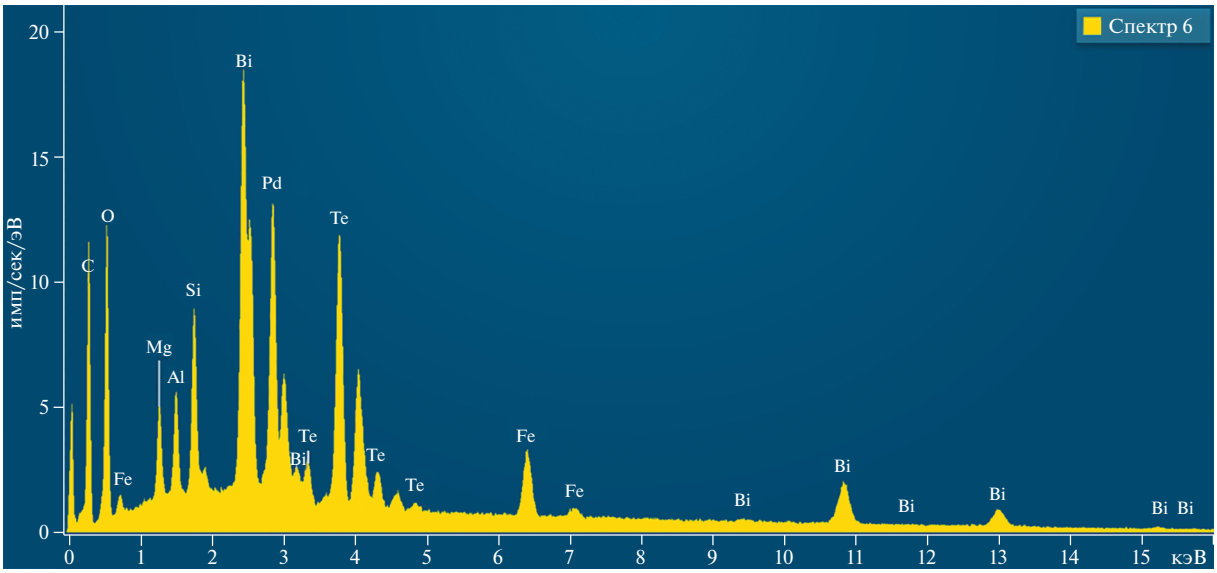

Рис. 2. ЭДС-спектр от кристалла меренскиита. СЭМ.

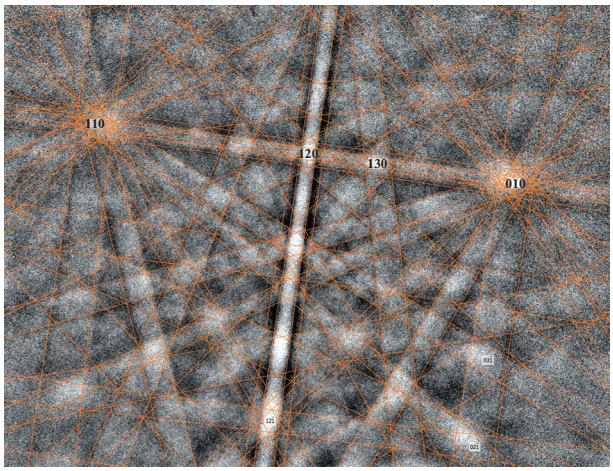

Рис. 3. Картина дифракции на отражение от кристалла меренскиита. СЭМ.

где совместно с другими минералами ЭПГ может образовывать промышленные концентрации. Наиболее яркими особенностями меренскиита из СГ-3 являются полное отсутствие в нем платины и необычно высокое содержание висмута, сближающее его с составом майченерита PdBiTe. По данным изучения тройной системы Pd–Bi–Te [6], меренскиит образует протяженное поле твердых растворов с составами от $PdTe_2$ до $Pd_{1.05}Te_{1.34}Bi_{0.61}$. При этом $PdTe_2$ более устойчив при повышении температуры, чем висмутсодержащие составы, и плавится при 740°C. В то же время майченерит образует твердые растворы в интервале составов $Pd_{0.99}Bi_{0.79}Te_{1.22}$–$Pd_{0.95}Bi_{1.11}Te_{0.94}$. У майченерита так же более теллуристые разновидности более тугоплавки (т. пл. 501°C), чем более висмутовые (т. пл. 489°C). Таким образом, состав меренскиита из СГ-3 попадает в зазор между полями стабильности меренскиита и майченерита по экспериментальным данным.

В литературе имеется довольно много данных по составам меренскиита Карело-Кольского региона [6–11]. Однако диапазон замещения теллура висмутом в них в основном колеблется в пределах $Te_{2.00}$–$Te_{1.75}Bi_{0.25}$ и достигает $Te_{1.41}Bi_{0.59}$ лишь в рудах Мончегорска [12].

Можно предположить, что аномально высокое содержание висмута в найденном меренскиите обусловлено его образованием при пониженных температурах (184–323°C) [6] из флюидов, резко обогащенных висмутом. Об этом говорит обилие висмутовой минерализации, выявленной нами в

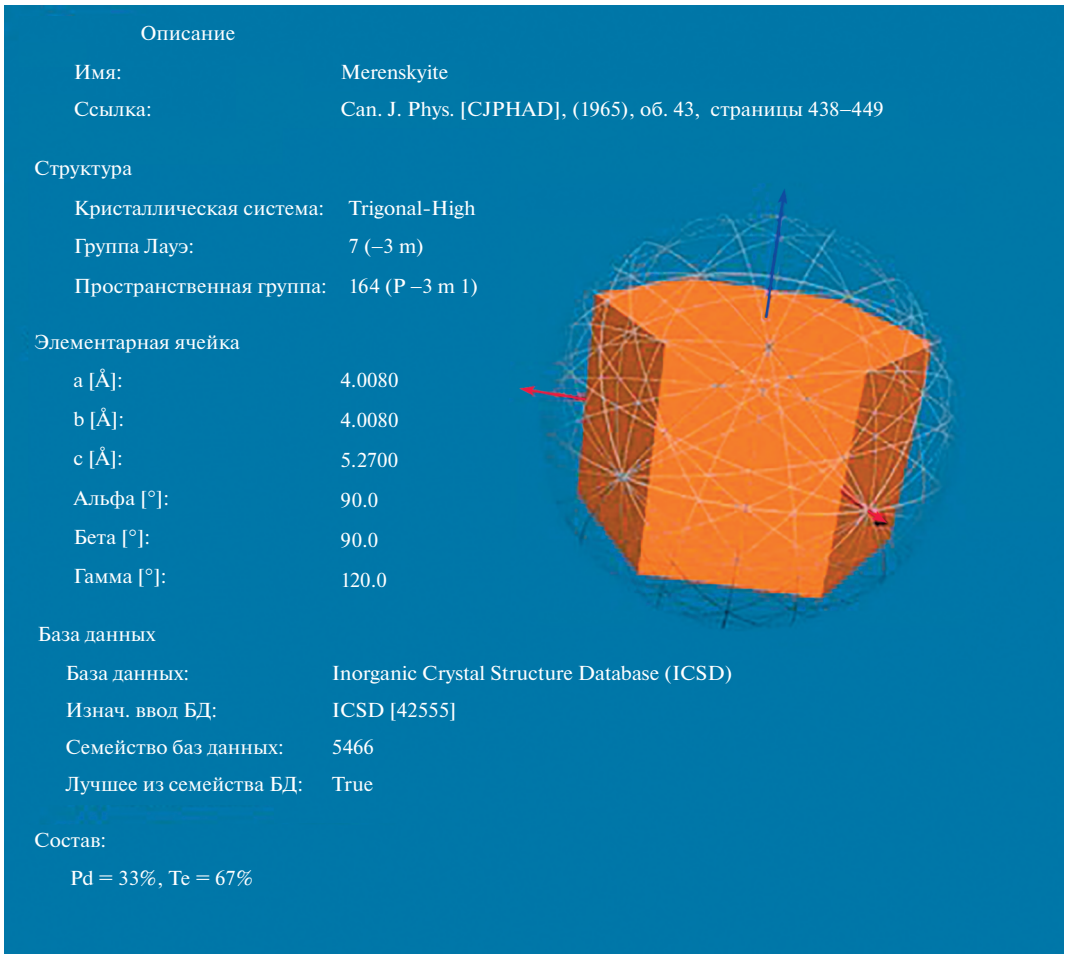

Рис. 4. Результат автоматической диагностики приведенной на рис. 3 дифракционной картины. СЭМ.

изученных образцах. Наряду с самородным висмутом, висмутином, широким спектром теллуридов и сульфотеллуридов висмута (цумоит, теллуровисмутит, пильзенит, жозеит, алексит?), нами были встречены точно не установленные Au–Bi- и Ag–Bi-фазы в тесных срастаниях с, предположительно, котульскитом. Сопутствующая благороднометалльная минерализация была представлена самородными серебром и золотом, аргентитом и гесситом. Другие сульфиды из этой ассоциации представлены пирротином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и антимонитом.

Таким образом, данную тесную геохимическую ассоциацию благородных (Au, Ag, Pd) и редких (Bi,Te) элементов нельзя причислить ни к сульфидному медно-никелевому и платинометалльному, ни к самородно золотому типам рудной минерализации, отмеченным ранее в породах СГ-3. Обращает на себя внимание полное отсутствие (в пределах чувствительности метода) никеля в составе сопутствующих данной минерализации сульфидов железа. В отличие же от описанного ранее самородно-золотого типа рудной минерализации, самородное золото в изученных нами образцах тесно ассоциирует с самородным висмутом, теллуридами и сульфотеллуридами висмута и гесситом. Можно утверждать, что рассмотренная выше Au–Ag–Pd–Bi–Te-минерализация представляет новый тип благороднометалльного оруденения, вскрытого скважиной СГ-3.

Вопрос о положении золотого оруденения в разрезе СГ-3 в общей последовательности эндогенных процессов остается открытым. Возможны три варианта: 1) перераспределение золота при метаморфизме за счет первичных концентраций во вмещающих породах; 2) избирательное осаждение на периферии зон регрессивных изменений и гидротермальной сульфидной минерализации; 3) отложение из восстановительных флюидов глубинного происхождения.

Температуры образования гидротермальной сульфидной минерализации оценивались по распределению кобальта в срастаниях пирротина и пирита. Значения температур, вычисленные по коэффициенту распределения кобальта в этих

сульфидах, в основном укладываются в интервале 184–323°C, т.е. они существенно более низкие, чем температуры, характерные для амфиболитовой фации метаморфизма вмещающих пород.

Необходимо отметить, что на преобразование рудных минералов в зоне разлома оказал влияние регрессивный зональный метаморфизм, впервые установленный на таких глубинах [13].

ВЫВОДЫ

1. Впервые на глубоких горизонтах (около 10 км) обнаружена собственная палладиевая минерализация. Найден и с высокой точностью диагностирован палладиевый минерал – меренскиит с формулой $Pd_{1.00}(Te_{1.21}Bi_{0.79})_{2.00}$. Высокое содержание висмута в обнаруженном кристалле меренскиита, видимо, связано с низкотемпературными условиями его образования из флюида, резко обогащенного висмутом. Это также подтверждается многочисленными находками сопутствующих висмутовых минералов (самородных и интерметаллидов, сульфидов, теллуридов и сульфотеллуридов).

2. Был обнаружен новый для пород СГ-3 тип рудной минерализации – благороднометалльно (Au–Ag–Pd)-редкоэлементный (Bi–Te).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне благодарны М.В. Лукашовой за помощь в подготовке и проведении исследований.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке по госзаданию в рамках бюджетных тем ИГЕМ РАН “Главные особенности рудообразующих систем магматогенных месторождений Au, Ag – Mo, Re, W, Cu, Zn – Cu, Ni, PGE в разных геолого-тектонических обстановках”, ГЕОХИ РАН № 0116-2019-0010 “Новые комплексные подходы к фундаментальной проблеме изучения химического состава, трансформации и миграции наночастиц и легкоподвижных форм элементов в окружающей среде, РФФИ (грант № 18-05-70001 “Изучение геологических и геодинамических обстановок формирования крупных месторождений стратегических металлов Арктической зоны России: выводы для прогнозирования и поисков новых месторождений”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / по ред. В.П. Орлова, Н.П. Лаверова М.: МФ “Технонефтегаз”. 1998. 260 с.
2. *Яковлев Ю.Н., Казанский В.И.* Корреляция рудной минерализации в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и на поверхности // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. №. 4. С. 379–392.
3. *Дистлер В.В., Филимонова А.А., Гроховская Т.Л., Лапутина И.П.* Платиновые металлы в медно-никелевых рудах Печенгского рудного поля // Геология рудных месторождений. 1989. № 6. С. 3–17.
4. *Козловский Е.А., Губерман Д.М., Казанский В.И., Ланев В.С., Генкин А.Д., Боронихин В.А., Нартиков В.Д.* Рудоносность глубинных зон древней континентальной земной коры // Сов. геология. 1988. № 9. С. 3–11.
5. *Лобанов К.В., Казанский В.И., Чичеров М.В.* Золотая минерализация в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и на поверхности в Печенгском рудном районе // Мат. междунар. Конф. “Золото Фенноскандинавского щита”. Петрозаводск. КНЦ РАН, 2013. С. 121–125.
6. *Hoffman E.L., MacLean W.H.* Phase Relations of Michenerite and Merenskyite in the Pd-Bi-Te System // Economic Geology. 1976. V. 71. № 7. P. 1461–1468.
7. *Chashchin V.V., Petrov S.V.* Low Sulfide PGE Ore in the Volchetundra Gabbro–Anorthosite Pluton, Kola Peninsula, Russia // Geology Ore Deposits. 2013. V. 55. No. 5. P. 357–382.
8. *Lavrov O.B., Kuleshevich L.V.* Platinoids in the Kaalamo Differentiated Massif in the Northern Ladoga Region, Karelia, Russia // Geology of Ore Deposits. 2017. V. 59. №. 7. P. 632–641.
9. *Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Мирошникова Я.А., Базай А.В.* Новые данные о геологическом строении и благороднометалльной минерализации Южносопчинского массива (раннепротерозойский Мончегорский комплекс, Кольский регион) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. №. 3. С. 26.
10. *Субботин В.В., Габов Д.А., Корчагин А.У., Савченко Е.Э.* Минеральный состав оруденения нового платинометалльного месторождения Сев. Каменник, Зап.-Панский массив, Кольский п-ов // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2015. №. 12. С. 176–180.
11. *Субботин В.В., Корчагин А.У., Габов Д.А., Савченко Е.Э.* Локализация и состав малосульфидной платинометалльной минерализации в Западно-Панском массиве // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2012. №. 9. С. 302–307.
12. *Гроховская Т.Л., Лапина М.И., Мохов А.В.* Ассоциации и генезис минералов платиновой группы в малосульфидных рудах месторождения Мончетундра (Кольский полуостров, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 6. С. 520–539.
13. *Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Кузнецов А.В., Лобанов К.В., Черемисина Е.Н.* Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 500–519.

OCCURRENCE OF PALLADIUM MINERALIZATION AT THE DEEP HORIZONS OF THE KOLA SUPERDEEP BOREHOLE

Corresponding Member of the RAS K. V. Lobanov[a, #], T. A. Gornostaeva[b, ##], P. M. Kartashov[a], A. V. Mokhov[b], and M. V. Chicherov[a]

[a] *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b] *Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Science, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: lobanov@igem.ru*

[##] *E-mail: tagorn8@mail.ru*

For the first time in samples from deep horizons (in the fault zone at about 10 km) palladium mineralization was found in the Kola superdeep borehole (SG-3). By means analytical electron microscopy and EBSD methods have been detected and determined an own palladium mineral – merenskyite, with the formula $Pd_{1.00}(Te_{1.21}Bi_{0.79})_{2.00}$. The unusually high content of bismuth in the discovered merenskyite crystal apparently indicates the lowered temperatures of its formation from a bismuth-rich fluid. This is also confirmed by numerous finds of associated bismuth minerals (native and intermetallic minerals, sulphides, tellurides and sulphotellurides). In the composition of the rich and diverse ore mineralization in the studied samples a close geochemical association of noble and rare elements was revealed. It can be argued that a new type of mineralization was discovered for the SG-3 rocks – noble metal (Au–Ag–Pd) rare element (Bi–Te) type.

Keywords: Kola superdeep borehole, palladium mineralization, merenskyite, michenerite, analytical electron microscopy, EBSD

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 118–124

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 54.01; 549.27

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ САМОРОДНОГО ИРИДИЯ В КОРЕННЫХ ХРОМИТ-ПЛАТИНОВЫХ РУДАХ И РОССЫПЯХ ЗОНАЛЬНЫХ КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ДУНИТОВЫХ МАССИВОВ УРАЛА

© 2021 г. С. Ю. Степанов[1], член-корреспондент РАН В. Н. Пучков[1], Р. С. Паламарчук[2,*], Д. А. Варламов[3], В. В. Шиловских[4], А. В. Козлов[5]

Поступило 04.03.2020 г.
После доработки 11.05.2021 г.
Принято к публикации 13.05.2021 г.

Приведены результаты исследования агрегатов самородного иридия из хромититов Светлоборского и Сосновского клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала и связанных с ними элювиальных и ложковых россыпей. Впервые для Платиноносного пояса Урала описаны морфологические особенности этих агрегатов и установлены закономерности их внутреннего строения. Установлена ассоциация минералов платиновой группы, сопровождающая обособления самородного иридия. Структурно-вещественные особенности скоплений самородного иридия и пространственно-временные взаимоотношения этого минерала с железо-платиновыми интерметаллидами позволили сделать вывод о формировании этого минерала в диапазоне температур от 850 до 1345°C в рамках магматической стадии развития клинопироксенит-дунитовых интрузивов. В ходе исследований было также установлено, что распространение самородного иридия в коренных рудах и россыпях может указывать либо на глубокий уровень эрозионного среза клинопироксенит-дунитовых массивов, либо на специфику исходного рудообразующего вещества.

Ключевые слова: самородный иридий, Платиноносный пояс Урала, минералы платиновой группы, хромит-платиновое оруденение

DOI: 10.31857/S2686739721080193

Минералы платиновой группы (МПГ) из коренных и россыпных месторождений Платиноносного пояса Урала (ППУ) изучаются на протяжении практически двух веков. За это время ассоциации МПГ были изучены с разной степенью детальности. Первые систематические исследования минералов платиновой группы из россыпей и коренных руд [1] проводились на обширном материале, но детальность этих исследований была ограничена технологическими возможностями того времени. Исследования ассоциаций минералов платиновой группы из коренных хромит-платиновых руд зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала [6, 8, 12] и связанных с ними россыпей [9, 11] в последнее время позволили с высокой степенью детальности охарактеризовать парагенезисы МПГ и предложить новые варианты генетических моделей формирования платиноидной минерализации.

Ассоциации МПГ большинства клинопироксенит-дунитовых массива Урала и мира характеризуются преобладанием Pt–Fe-минералов с подчиненным количеством включений Os–Ir–(Ru)-интерметаллидов, сульфидов, арсенидов, антимонидов элементов платиновой группы (ЭПГ) и других более редких соединений. Некоторые массивы обладают ярко выраженной иридиевой спецификой, которая выражается в находках самостоятельных зерен самородного иридия. Обобщению таких находок в пределах ППУ и описанию крупных агрегатов самородного иридия из коренных хромит-платиновых руд клинопироксенит-дунитовых массивов ППУ и элювиально-делювиальных россыпей посвящена данная работа.

[1] *Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия*
[2] *Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии Уральского отделения Российской академии наук, Миасс, Россия*
[3] *Институт экспериментальной минералогии Российской академии наук, Черноголовка, Россия*
[4] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
[5] *Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия*
**E-mail: palamarchuk22@yandex.ru*

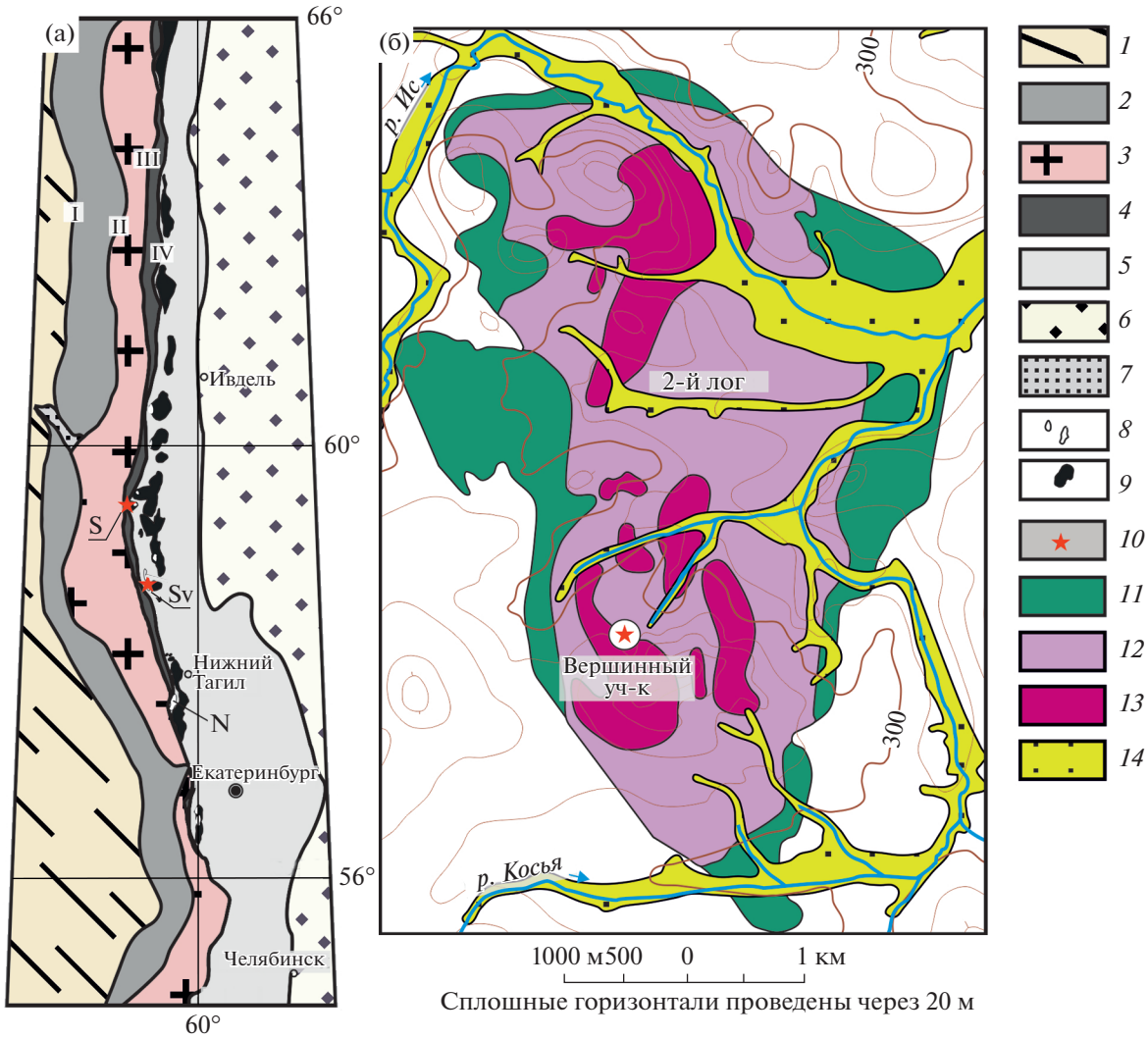

Рис. 1. Расположение клинопироксенит-дунитовых массивов, с которыми связаны находки самородного иридия (а) и геологическая схема Светлоборского клинопироксенит-дунитового массива (б). Условные обозначения: *1* – палеозой Восточно-Европейской платформы; *2* – Западно-Уральская складчато-надвиговая зона; *3* – Центральное Уральское поднятие; *4* – Салатимская сутурная зона; *5* – Тагило-Магнитогорская мегазона; *6* – осадочный чехол Западно-Сибирской платформы; *7* – Полюдовское поднятие; *8*, *9* – массивы Платиноносного пояса Урала: *8* – дунитовые тела, *9* – пироксениты, габбро, вулканиты; *10* – расположение Светлоборского (Sv) и Сосновского (S) клинопироксенит-дунитовых массивов. *11* – клинопироксениты; *12* – мелкозернистые дуниты; *13* – среднезернистые дуниты; *14* – аллювиальные и техногенные отложения.

Ранее в хромититах Светлоборского массива (рис. 1а) были обнаружены единичные зерна самородного иридия средним размером 0.15 мм [6]. Затем в элювиально-делювиальных отложениях, перекрывающих хромит-платиновые рудные зоны участка Вершинный этого массива (рис. 1б), были обнаружены обособленные зерна самородного иридия размером 0.25 мм [4]. Отдельные зерна самородного иридия были встречены в россыпи р. Сосновка, дренирующей одноименный массив на севере ППУ (рис. 1а), где их размер достигал 0.8 мм. В результате полевых работ 2014 г. в элювиальных надрудных отложениях Светлоборского массива было обнаружено срастание самородного иридия размером уже несколько миллиметров, являющееся уникальным по своим размерам. Это срастание стало основным объектом данного исследования.

Изучение агрегатов МПГ было проведено с использованием растровой электронной микроскопии. Состав минералов был определен с использованием рентгеноспектрального микроанализатора CamScan MV2300 (ИЭМ РАН, Черноголовка) с энергодисперсионным спектрометром “INCA Energy” 350 и Camebax SX50 с волновыми спектрометрами (аналитик Д.А. Ханин, МГУ, Москва). Изучение образцов с использованием EBSD про-

Таблица 1. Химический состав Pt–Fe- и Ir–Os-интерметаллидов, мас. %

№	Fe	Ni	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	Σ	Формулы минералов
1	1.24	–	1.65	1.56	–	25.43	58.09	12.59	100.56	$Ir_{0.54}Os_{0.24}Pt_{0.12}Fe_{0.04}Ru_{0.03}Rh_{0.03}$
2	1.19	–	1.75	1.09	0.23	25.63	53.42	16.79	100.10	$Ir_{0.51}Os_{0.24}Pt_{0.16}Fe_{0.04}Ru_{0.03}Rh_{0.02}$
3	0.60	0.06	0.07	1.37	0.01	32.41	63.37	2.82	100.71	$Ir_{0.61}Os_{0.32}Pt_{0.03}Rh_{0.02}Fe_{0.02}$
4	0.45	–	0.98	1.35	–	31.59	64.52	1.27	100.16	$Ir_{0.62}Os_{0.31}Rh_{0.02}Ru_{0.02}Fe_{0.02}Pt_{0.01}$
5	7.38	0.14	0.40	–	0.41	0.35	4.91	85.83	99.42	$(Fe_{0.87}Ni_{0.02})_{0.89}(Pt_{2.89}Ir_{0.17}Ru_{0.03}Os_{0.01}Pd_{0.02})_{3.11}$
6	0.61	0.05	1.50	2.27	0.16	28.08	60.03	7.58	100.28	$Ir_{0.57}Os_{0.27}Pt_{0.07}Rh_{0.04}Ru_{0.03}Fe_{0.02}$
7	0.46	–	0.99	1.71	0.34	29.60	59.98	7.24	100.32	$Ir_{0.58}Os_{0.29}Pt_{0.07}Rh_{0.03}Ru_{0.02}Fe_{0.01}$
8	0.59	–	1.87	1.65	–	27.52	58.65	9.72	100.00	$Ir_{0.56}Os_{0.27}Pt_{0.09}Ru_{0.03}Rh_{0.03}Fe_{0.02}$
9	1.31	0.04	1.77	1.57	0.26	26.05	54.36	15.31	100.67	$Ir_{0.51}Os_{0.25}Pt_{0.14}Fe_{0.04}Ru_{0.03}Rh_{0.03}$
10	1.27	–	1.90	1.82	0.30	24.48	51.88	19.02	100.67	$Ir_{0.49}Os_{0.23}Pt_{0.18}Fe_{0.04}Ru_{0.03}Rh_{0.03}$
11	0.72	–	1.06	1.71	0.55	28.00	59.15	9.27	100.46	$Ir_{0.56}Os_{0.27}Pt_{0.09}Rh_{0.03}Fe_{0.02}Ru_{0.02}Pd_{0.01}$

Примечание. Формулы рассчитаны на 1 атом для Ir–Os-интерметаллидов и на 4 атома для изоферроплатины (№ 5).

изводилось с помощью сканирующего электронного микроскопа “Hitachi” S-3400N, с детектором дифракции обратно-рассеянных электронов Oxford NordLys Nano и энергодисперсионным спектрометром Oxford X-Max 20 (ресурсный центр “Геомодель” НП СПбГУ).

Наиболее крупный самородок иридия, обнаруженный в элювиальных россыпях Светлоборского массива, достигающий размера 6 мм, представляет собой агрегат изометричных зерен самородного иридия, срастающихся с изометричными индивидами хромшпинелида (рис. 2а, 2б). Небольшие самородки иридия из россыпей Сосновского массива – это срастания нескольких зерен самородного иридия с подчиненным количеством изоферроплатины (рис. 2в). В коренных хромит-платиновых рудах Светлоборского массива самородный иридий распространен в виде единичных монокристаллов с частично проявленным собственным кристаллографическим огранением (рис. 2г). В агрегатах большая часть зерен самородного иридия обладает изометричным обликом со средним размером 0.5 мм (рис. 2д). Эти зерна обычно содержат эмульсионные выделения изоферроплатины, образовавшиеся в результате распада высокотемпературного Ir–Pt(Fe)-твердого раствора (рис. 2е). При этом в краевых частях индивидов самородного иридия распад твердого раствора может быть не проявлен (рис. 2е), а содержание иридия может достигать 65 мас. %. Обычно отдельные зерна самородного иридия сцементированы зернистыми агрегатами или отдельными зернами изоферроплатины, в первом приближении имеющими ксеноморфные очертания (рис. 2д, 2е). В зернах Pt–Fe-интерметаллидов часто наблюдается распад твердого раствора с обособлением микрокристаллических индивидов самородного иридия (рис. 2в).

Детальное изучение иридиевых самородков позволило установить, что распад твердого раствора, напоминающий эмульсионные структуры, представляет собой равномерно распределенные по всему объему зерен самородного иридия полиэдрические обособления изоферроплатины (рис. 3а). Использование метода EBSD позволило установить, что все индивиды изоферроплатины в структуре распада твердого раствора имеют одинаковую ориентировку (рис. 3б), совпадающую с ориентировкой кристалла самородного иридия, выполняющего роль матрицы. Аналогичные структурные взаимоотношения характерны для структур распада самородного иридия в изоферроплатине (рис. 3в, 3г), однако Pt–Fe-матрица часто слабо деформирована, а ориентировка зерен самородного иридия может различаться на доли градуса (рис. 3г). В агрегатах самородного иридия помимо структурных неоднородностей, вызванных проявлением распада твердого раствора, неравномерным распределением элементов платиновой группы и распространением “цементирующих” скоплений Pt–Fe-интерметаллидов, встречаются минеральные включения. Среди них преобладают индивиды хромшпинелида, по составу отвечающие $(Mg_{0.64}Fe^{2+}_{0.36}Mn_{0.01})_{1.01}(Cr_{1.34}Al_{0.34}Fe^{3+}_{0.30}Ti_{0.01})_{1.99}O_4$, и зональные кристаллы лаурита (рис. 3д, 3е) со значительной вариацией содержания эрликманитового минала (табл. 2).

По химическому составу самородный иридий, обнаруженный в коренных хромититах и россыпях Светлоборского и Сосновского массивов, полностью аналогичен Os–Ir–(Ru)-интерметаллидам из хромититов и россыпей зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала [6], и его химический состав укладывается в тренд составов (рис. 4а), характерных для Os–Ir-

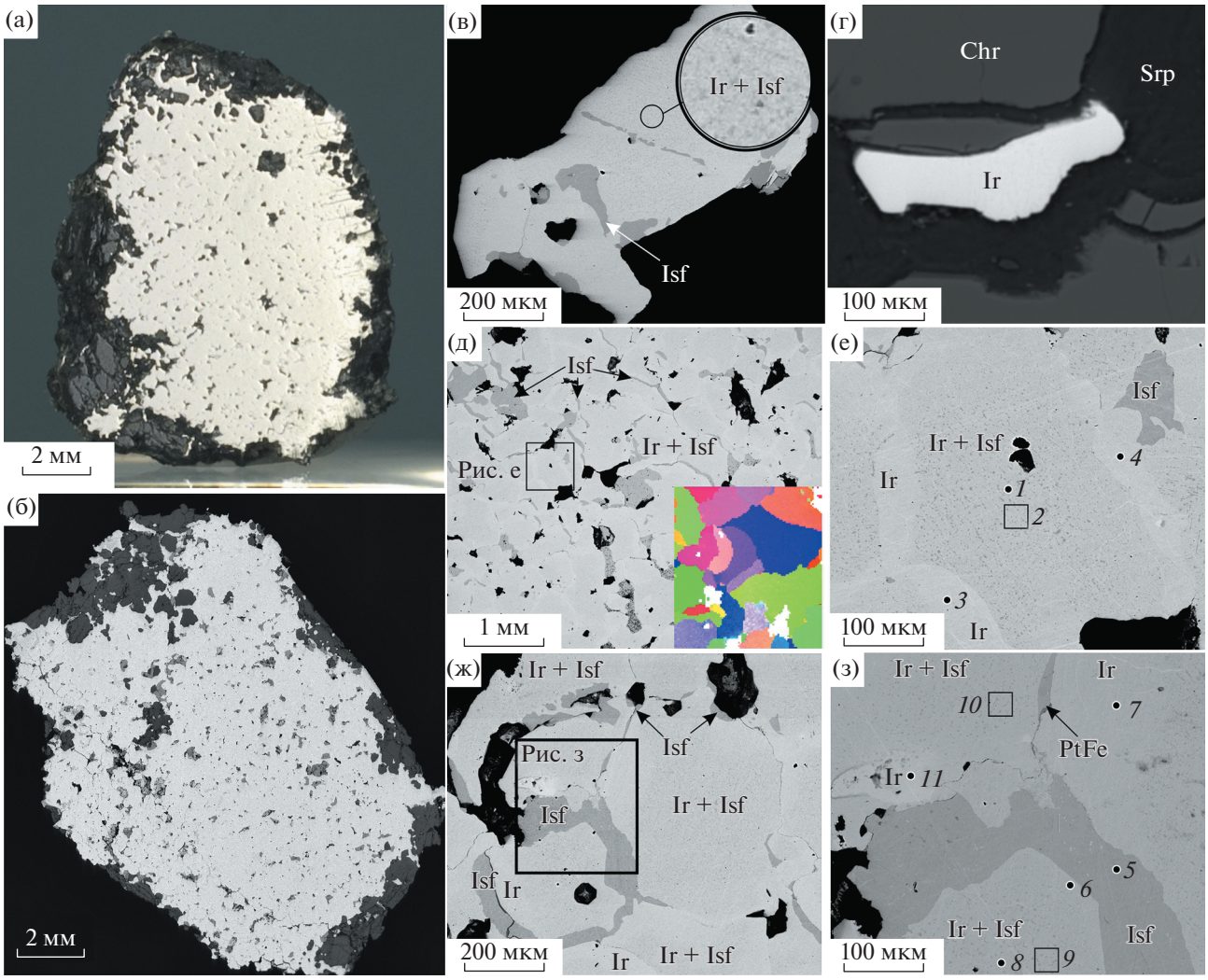

Рис. 2. Морфология и внутреннее строение агрегатов самородного иридия из элювиальных россыпей и коренных хромититов зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала: а – образец № 95 248 из коллекции Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН (источник фото https://webmineral.ru/minerals/image.php?id=9182), элювиальная россыпь участка “Вершинный”, Светлоборский массив; б – то же, в режиме BSE; в – самородок иридия из россыпи р. Сосновка, Сосновский массив; г – срастание иридия и хромита из коренной хромит-платиновой зоны участка “Вершинный”, Светлоборский массив; д–з – внутреннее строение самородка иридия, приведенного на рис. 2а. На рисунке д показан фрагмент структуры агрегата самородного иридия с использованием кодировки в цветах обратных полюсных фигур по данным EBSD. Ir+Isf – самородный иридий с распадом изоферроплатины, Isf – изоферроплатина, Ir – самородный иридий, Chr – хромит, Srp – серпентинит. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 1.

сплавов в зональных массивах Урало-Аляскинского типа [8]. Общей чертой изученных агрегатов самородного иридия является низкое содержание рутения. Содержание платины в самородном иридии изменяется в широких пределах. Особенность химического состава самородного иридия (рис. 4б) позволяет сделать вывод, что распад твердого раствора с обособлением изоферроплатины происходил в диапазоне температур от 750 до 850°C.

Установлено, что распад твердого раствора иридия в изоферроплатине начинается при температурах ниже 845°C [9] и, соответственно, формирование агрегатов Ir–Pt(Fe)-твердого раствора происходило в более высокотемпературных условиях в рамках магматического этапа формирования хромит-платинового оруденения. Изучение включений в хромшпинелидах из дунитов Нижнетагильского массива позволило прийти к выводу о формировании этих пород из расплавов по составу наиболее близких к пикритам при температурах 1345–1430°C, включая хромшпинелиды, сформированные в диапазоне температур от 1310 до 1345°C [5]. Генетическая связь хромшпинелидов и Os–Ir–(Ru)- и Pt–Fe-интерметаллидов была доказана с использованием методов генетиче-

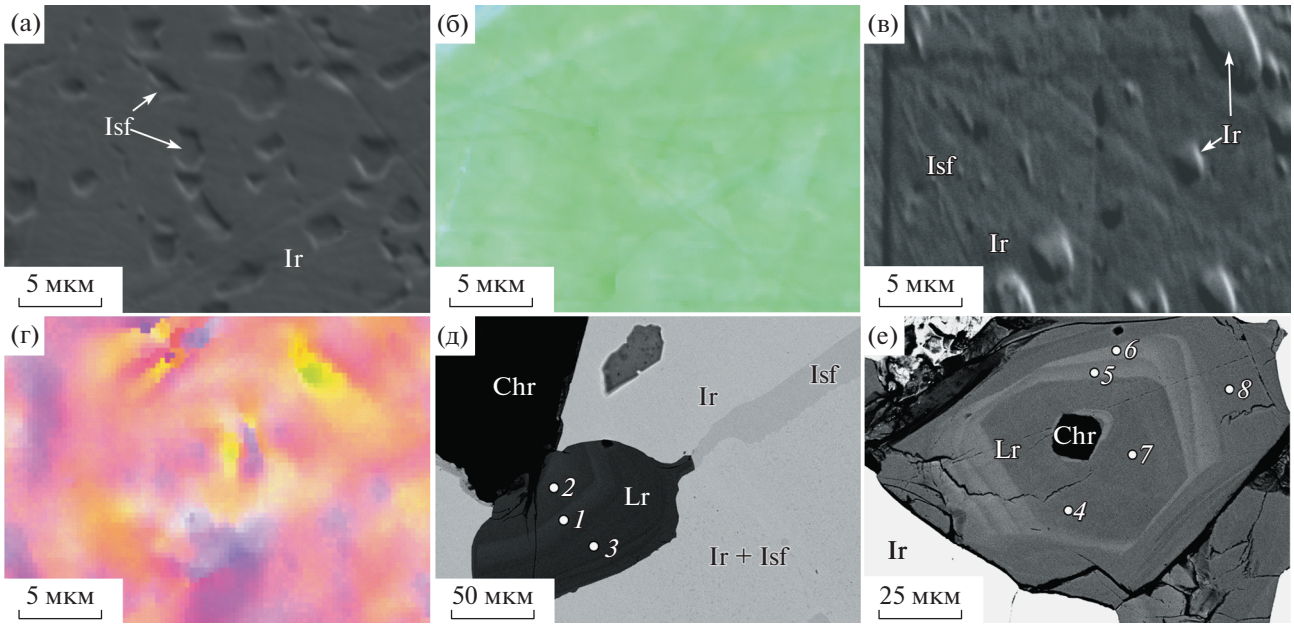

Рис. 3. Внутреннее строение агрегатов самородного иридия с распадом изоферроплатины (а, б) и Pt–Fe-минералов с распадом иридия (в, г) и включения лаурита в самородном иридии (д, е). Рисунки б и г – карта внутризерновых разориентировок, полученная для участков с использованием дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD). Isf – изоферроплатина, Ir – самородный иридий, Lr – лаурит, Chr – хромшпинелид. Номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 2.

ской минералогии [3, 6]. Таким образом, кристаллизация крупных индивидов и агрегатов высокотемпературных Ir–Pt(Fe)-твердых растворов могла происходить при температурах от 845 до 1345°C.

Впервые описанные структурные особенности крупных обособлений самородного иридия из россыпей и коренных руд зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Урала и выявленный в них полный ряд распада твердых растворов самородного иридия в изоферроплатине и Pt–Fe-интерметаллидов в самородном иридии позволяют сделать вывод о формировании платино-иридиевого парагенезиса на магматическом этапе развития зональных клинопироксенит-дунитовых массивов.

Общие закономерности геологического строения Светлоборского и Сосновского клинопироксенит-дунитовых массивов [2] позволяют сделать предположение о глубоком эрозионном срезе их дунитовых ядер. Широкое распространение самородного иридия в коренных рудах этих массивов и в связанных с ними россыпях может указывать на увеличение содержания иридия в дунитовых “ядрах”. Однако в результате изучения ассоциации МПГ из россыпи р. Малая Каменушка, связанной со слабо эродированным дунитовым “ядром” Каменушенского массива [10], было

Таблица 2. Химический состав зональных кристаллов лаурита, мас. %

№	S	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Σ	Формулы минералов
1	33.35	35.15	1.81	0.41	21.42	7.15	99.29	$(Ru_{0.67}Os_{0.22}Ir_{0.07}Rh_{0.03}Pd_{0.01})_{1.00}S_{2.00}$
2	33.27	35.64	1.83	–	21.42	7.12	99.28	$(Ru_{0.66}Os_{0.22}Ir_{0.07}Rh_{0.03})_{1.00}S_{2.00}$
3	34.20	38.09	1.14	0.63	19.35	6.98	100.39	$(Ru_{0.71}Os_{0.19}Ir_{0.07}Rh_{0.02}Pd_{0.01})_{1.00}S_{2.00}$
4	34.88	41.41	1.56	–	14.50	7.80	100.15	$(Ru_{0.75}Os_{0.14}Ir_{0.07}Rh_{0.03})_{1.00}S_{2.00}$
5	33.08	34.68	1.81	0.68	22.82	8.00	101.07	$(Ru_{0.66}Os_{0.23}Ir_{0.08}Rh_{0.03}Pd_{0.01})_{1.02}S_{1.98}$
6	33.02	33.75	2.13	–	22.90	8.24	100.04	$(Ru_{0.65}Os_{0.23}Ir_{0.08}Rh_{0.04})_{1.00}S_{2.00}$
7	34.58	41.41	1.62	–	14.00	7.79	99.40	$(Ru_{0.76}Os_{0.14}Ir_{0.08}Rh_{0.03})_{1.00}S_{2.00}$
8	34.74	40.85	1.23	–	16.42	6.79	100.03	$(Ru_{0.75}Os_{0.16}Ir_{0.07}Rh_{0.02})_{1.00}S_{2.00}$

Примечание. Формулы рассчитаны на 3 атома.

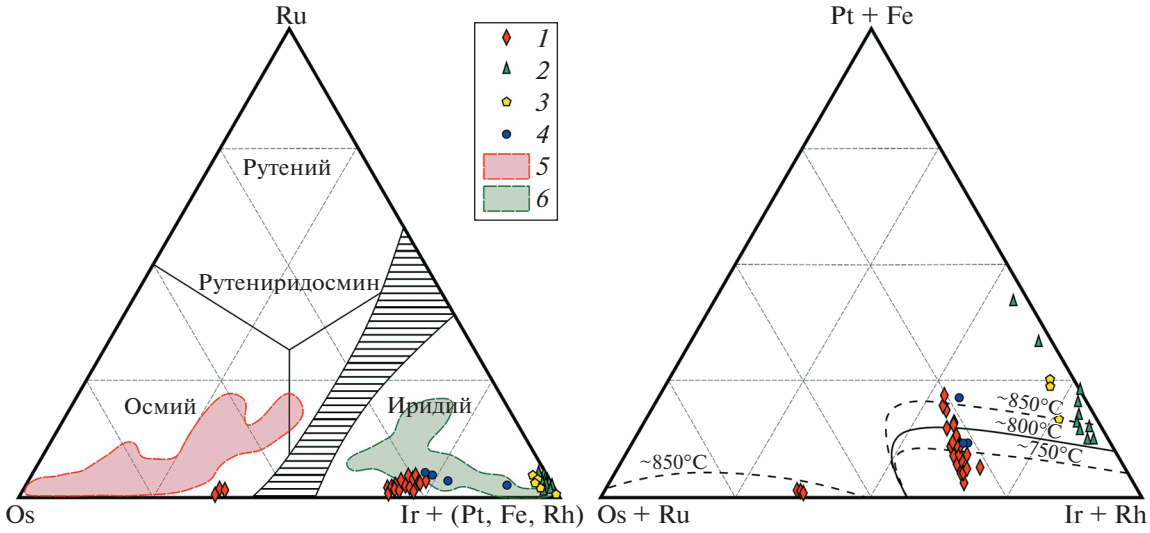

Рис. 4. Составы Os–Ir–Ru-сплавов: *1* – самородок иридия из элювиальных отложений Светлоборского массива, *2* – зерна самородного иридия из хромититов участка Вершинный (Светлоборский массив), *3* – зерно самородного иридия из элювиально-делювиальных россыпей участка Вершинный (Светлоборский массив), *4* – зерно самородного иридия из россыпей Сосновского массива; поля составов Os–Ir–Ru-сплавов ППУ по [6]: *5* – самородного осмия; *6* – самородного иридия. На диаграмме (б) изотермы оценены по бинарному Pt–Ir-сольвусу [13].

установлено, что Pt–Fe-интерметаллиды из россыпей, связанных с Каменушенским массивов, также содержат большое количество включений самородного иридия. Этот факт ставит под сомнение прямую связь глубины эрозионного среза дунитового “ядра” массива с количеством самородного иридия в ассоциации МПГ и позволяет выделить в структуре Платиноносного пояса Урала несколько дунитовых тел, в которых хромититы характеризуются высокими концентрациями иридия. При этом для всей совокупности дунитовых “ядер” массивов ППУ сохранится Ir–Pt-геохимическая специфика [7], однако повышенные концентрации иридия могут свидетельствовать о различном характере эволюции первичного вещества, из которого происходило формирование магматических пород Платиноносного пояса Урала.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в рамках выполнения госбюджетной темы ИГГ УрО РАН, номер госрегистрации АААА-А18-118052590032-6. Аналитические работы проведены за счет средств гранта РНФ № 20-77-00073.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Заварицкий А.Н.* Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Изд-во Геологического комитета, 1928. 56 с.
2. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 488 с.
3. *Козлов А.В., Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Минибаев А.М.* Онтогенические ориентиры для выбора модели формирования платинового оруденения в зональных клинопироксенит-дунитовых массивах Урала // Зап. РМО. 2019. Т. 148. № 2. С. 115–130.
4. *Паламарчук Р.С., Степанов С.Ю., Ханин Д.А., Антонов А.В., Золотарев А.А.* Сравнительная характеристика минералов платиновой группы из элювиально-делювиальной россыпи и хромититов Светлоборского клинопироксенит-дунитового массива (Средний Урал) // Минералогия. 2017. № 4. С. 37–50.
5. *Симонов В.А., Пучков В.Н., Приходько В.С., Ступаков С.И., Котляров А.В.* Условия кристаллизации дунитов Нижнетагильского платиноносного ультраосновного массива (Урал) // ДАН. 2013. Т. 499. № 6. С. 692–695.
6. *Степанов С.Ю., Паламарчук Р.С., Антонов А.В., Козлов А.В., Варламов Д.А., Ханин Д.А., Золотарев А.А.* Морфология, состав и онтогения минералов платиновых металлов в хромититах зональных клинопироксенит-дунитовых массивов Среднего Урала // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 1. С. 60–83.
7. *Степанов С.Ю. Паламарчук Р.С., Ханин Д.А., Варламов Д.А., Антонов А.В.* Распределение и форма нахождения элементов платиновой группы в хромититах Светлоборского, Вересовоборского и Каменушенского клинопироксенит-дунитовых массивов (Средний Урал) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2018. № 5. С. 60–69.

8. *Толстых Н.Д., Телегин Ю.М., Козлов А.П.* Коренная платина Светлоборского и Каменушенского массивов Платиноносного пояса Урала // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 775–793.

9. *Шанк Ф.* Структуры двойных сплавов. М. Металлургия, 1973, 760 с.

10. *Palamarchuk R.S., Stepanov S.Yu., Kozlov A.V., Khanin D.A., Varlamov D.A., Zolotarev A.A., Kiseleva D.V., Shilovskikh V.V.* Platinum-group Minerals from the Malaya Kamenushka River Placer, Middle Urals, Russia // Miner. Mag. 2020. V. 84. № 6. P. 900–912.

11. *Raub E., Plate W.* Tempering and Decomposition of Platinum-iridium Alloys // Z. Metallkd. 1956. V. 47. P. 688–693.

12. *Stepanov S.Yu., Palamarchuk R.S., Kozlov A.V., Khanin D.A., Varlamov D.A., Kisileva D.V.* Platinum-group Minerals of Pt-placer Deposits Associated with the Svetloborsky Ural-Alaskan Type Massif, Middle Urals, Russia // Minerals. 2019. V. 9. № 2.

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

FIRST NATIVE IRIDIUM FINDS IN LODE CHROMITE-PLATINUM ORE AND PLACERS OF ZONAL CLINOPYROXENITE-DUNITE MASSIFS OF THE URALS

S. Yu. Stepanov[a], Corresponding Member of the RAS V. N. Puchkov[a], R. S. Palamarchuk[b, #], D. A. Varlamov[c], V. V. Shilovskih[d], and A. V. Kozlov[e]

[a] *The Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy Sciences, Ekaterinberg, Russian Federation*

[b] *South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology, Ural Branch of the Russian Academy Sciences, Miass, Russian Federation*

[c] *Institute of Experimental Mineralogy, Russian Academy Sciences, Chernogolovka, Russian Federation*

[d] *St. Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russian Federation*

[e] *St. Petersburg Mining University, Saint-Petersburg, Russian Federation*

[#] *E-mail: palamarchuk22@yandex.ru*

The article is devoted to the study of aggregates of native iridium from chromitites of the Svetloborsky and Sosnovsky clinopyroxenite-dunite massifs of the Platinum-bearing belt of the Urals and associated eluvial and ravine placers. For the first time for the Platinum-bearing belt of the Urals, the morphological features of these aggregates are described and the features of their internal structure are established. The assemblage of the platinum group minerals, accompanying the segregation of native iridium, has been determined. The structural and material features of the accumulations of native iridium and the space-time relationships of this mineral with iron-platinum intermetallic compounds have been studied. The data obtained made it possible to conclude that native iridium was formed in the temperature range from 850 to 1340°C within the magmatic stage of the development of clinopyroxenite-dunite intrusions. In the course of the research, it was also established that the distribution of native iridium in bedrock ores and placers may indicate either a deep level of erosional cut of clinopyroxenite-dunite massifs, or the specificity of the original ore-forming material.

Keywords: native iridium, Platinum-bearing belt of the Urals, platinum group minerals, chromite-platinum mineralization

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 125–132

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 552.313.8:552.323.6

ТРЕНДЫ РЕФЕРТИЛИЗАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ В КСЕНОЛИТАХ И КСЕНОКРИСТАХ ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

© 2021 г. Н. С. Тычков[1, *], А. М. Агашев[1], Академик РАН Н. П. Похиленко[1]

Поступило 02.03.2021 г.
После доработки 26.04.2021 г.
Принято к публикации 05.05.2021 г.

В результате комплексного исследования ксенолитов перидотитов трубки Удачная (Якутия) подтверждены наличие обратной зависимости между содержанием Cr_2O_3 в гранате и его объемной долей во вторично-обогащенных перидотитах (ВП) и отсутствие такой зависимости в деплетированных перидотитах (ДП). Зависимость описывается равносторонней гиперболой, что согласуется с актуальными представлениями о происхождении ВП. Также показано, что наблюдается четкая зависимость валового содержания алюминия в породе от количества в ней граната как для ДП, так и для ВП. В то же время зависимость количества Al_2O_3 в породе от содержания Cr_2O_3 в гранате наблюдается только для ВП и отсутствует для деплетированных мантийных пород. Построена модель изменения модального состава породы при вторичном обогащении (рефертилизации) ВП трубки Удачная: доля граната (Gnt) в породе показывает прямую корреляцию с клинопироксеном (Cpx) (Gnt = 0.879*Cpx + 0.022, $R^2 = 0.78$) и обратную с оливином (Ol) (Gnt = 0.026/Ol^{3,141}, $R^2 = 0.79$). При увеличении количества Gnt и Cpx от минимальных значений доля ортопироксена (Opx) сначала увеличивается до 0.16, а затем имеет тенденцию к уменьшению, начиная примерно с 0.65 Ol, 0.09 Cpx и 0.10 Gnt. Полученная модель позволяет по содержанию Cr_2O_3 в гранате с определенной погрешностью определить место материнской породы в этом ряду обогащения для отдельных зерен граната. На основе данных о составе более 800 зерен ксенокристов гранатов трубки Удачная определена средняя степень рефертилизации литосферной мантии района, выраженная в модальном составе пород: Ol = 0.72, Opx = 0.15, Gnt = 0.07, Cpx = 0.06 (медианы распределений). Описанный механизм обогащения и оценки по составу ксенокристов гранатов показывают, что верлитизация кратонной литосферной мантии может происходить при существенном воздействии силикатного расплава.

Ключевые слова: рефертилизация, верлитизация, литосферная мантия, гранат, перидотиты, модальный состав, Сибирская платформа, кимберлит

DOI: 10.31857/S2686739721080211

Кимберлитовая трубка Удачная (Далдынское кимберлитовое поле, Якутия) – уникальный геологический объект, содержащий отторженцы непрерывного разреза кратонной литосферы от ее корней до верхнего уровня коры. Ксенолиты и ксенокристы глубинных пород, прорванных кимберлитами этой трубки, являются обломками пород литосферной мантии и дают информацию о строении, составе и о процессах, происходивших при формировании кимберлитового тела. В трубке Удачная, как нигде, можно найти множество несерпентинизированных ксенолитов пород разреза кратонной литосферной мантии (КЛМ). Эти факты позволяют рассматривать трубку Удачная как модель для изучения разрезов мантии в районах развития менее информативных кимберлитов. Данная работа посвящена изучению пород наиболее глубинных уровней КЛМ, выносимых кимберлитами трубки Удачная.

Изучение большого количества неизмененных ксенолитов мантийных пород из трубки Удачная с использованием различных минеральных термобарометров (в том числе устойчивой примеси K_2O в клинопироксенах [1]) показывает, что наиболее глубинные части КЛМ, выносимые на поверхность кимберлитами, состоят из крайне обедненных несовместимыми компонентами пород, состоящих практически полностью из оливина и ортопироксена, вероятно, образовывавшихся при крайне высоких степенях частичного

[1]*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*

**E-mail: tych@igm.nsc.ru*

плавления. На этих же уровнях глубин распространены те же породы, подвергшиеся впоследствии вторичному обогащению, всегда содержащие вследствие этого клинопироксен и гранат в существенно большем количестве.

Традиционно в классификации перидотитовых пород для разделения типов используются границы содержания в 5% клинопироксена и ортопироксена. При подробном изучении составов основных минералов, слагающих перидотиты, было показано [2, 3], что составы некоторых минералов в перидотитах существенно зависят именно от присутствия других фаз в парагенезисе вне зависимости от их количества. Так, содержание CaO граната в перидотитах остается практически неизменным в присутствии ортопироксена и клинопироксена и начинает смещаться только при исчезновении одной из этих фаз. Это тем более актуально в связи с тем, что при изучении отторженцев КЛМ, выносимых на поверхность, часто приходится иметь дело с отдельными минералами и ориентироваться только на их состав. В связи с этим при изучении мантийных пород (в том числе в данной работе) нам кажется более приемлемым и понятным использование в перидотитовой системе терминов “дунит” для породы, не содержащей пироксенов, “гарцбургит” для породы, содержащей ортопироксен и не содержащей клинопироксен, верлит – для породы только с ортопироксеном и “лерцолит” для породы, содержащей оба пироксена в любом, даже самом малом количестве. Данная терминология в ряде случаев не будет соответствовать используемой в основном в литературе, в том числе и в работах, из которых мы заимствуем часть используемых данных по составу перидотитов [4–6].

Информацию о составе ультрадеплетированных пород низов литосферы мы берем из [6], где они описаны как гарцбургиты и дуниты, но в контексте соотношения и состава фаз являются в большинстве своем лерцолитами с малым количеством клинопироксена. Здесь для краткости будем называть эти породы ультрадеплетированными перидотитами (УДП). Приводимые для сравнения деплетированные породы литосферной мантии (в основном лерцолиты с содержанием клинопироксена >5%), не несущие следов деформации или вторичного обогащения [4], обозначены в работе как деплетированные перидотиты (ДП).

Основным предметом исследования в данной работе являются так называемые высокотемпературные (>1100°C) деформированные лерцолиты. По существующим представлениям они образуются при обогащении УДП в результате воздействия расплавов астеносферного происхождения (не содержащих Cr и обогащенных несовместимыми компонентами, такими как Fe и Ti) на фоне тектонических процессов, отраженных в характерной текстуре этих пород [7]. Для данной работы ключевой характеристикой данных пород является именно их обогащенность по сравнению с ультрадеплетированными породами КЛМ, причем приобретенная в результате вторичных процессов обогащения, поэтому будем здесь называть их вторично-обогащенные перидотиты (ВП).

Известно, что существует общая обратная зависимость объемной доли граната в мантийных породах и содержания в гранате Cr_2O_3 [8]. Авторами выполнено комплексное исследование ксенолитов перидотитов трубки Удачная [1, 5, 9]. Достаточное количество кондиционных данных, а также обобщенные данные других исследователей [4, 5] позволили подтвердить и подробно рассмотреть указанную взаимосвязь хромистости граната от его объемной доли в ВП трубки Удачная, а также показать отсутствие таковой в низкотемпературных деплетированных перидотитах [10].

В работе [10] нами было показано, что зависимость описывается равносторонней гиперболой $y = a/x$, где x – содержание Cr_2O_3 в гранате (мас. %), y – объемная доля граната в породе, a – общее количество хрома в гранате. Зависимость описывается гиперболой, поскольку при вторичном обогащении количество хрома в породе не изменяется (рис. 1). Очевидно, что, если бы породы изначально характеризовались широким диапазоном содержания хрома, описанная зависимость должна была бы отсутствовать, поскольку даже при едином составе воздействующего расплава точки составов пород с различным первоначальным количеством хрома двигались бы при обогащении по существенно различным кривым изначально. Высказанное в работе [10] утверждение о том, что практически весь хром в ВП содержится в гранате, требует дополнительного рассмотрения. В действительности, вклад в общее содержание хрома минералов за исключением граната может быть достаточно существенным. Хромит в ВП практически не обнаруживается [1], поскольку уже на первых стадиях процесса рефертилизации переходит в гранат с понижением хромистости системы [11]. На рис. 2 показаны доли содержания Cr, которые вносят минералы в исследованных образцах ВП относительно степени обогащения пород, представленной в виде объемной доли граната в породе.

В исследованных ВП оливин содержит до 0.06 (в среднем 0.02) мас. % хрома породы с тенденцией к понижению с общим обогащением породы, ортопироксен – до 0.21 (в среднем 0.06) также с тенденцией к понижению при обогащении, клинопироксен – до 0.28 (в среднем 0.13) мас. % с тенденцией возрастания при обогащении. Гранат в среднем содержит 0.78 мас. % хрома породы (стандартное отклонение 0.07). Существенной зависимости доли хрома в гранате от обогащения

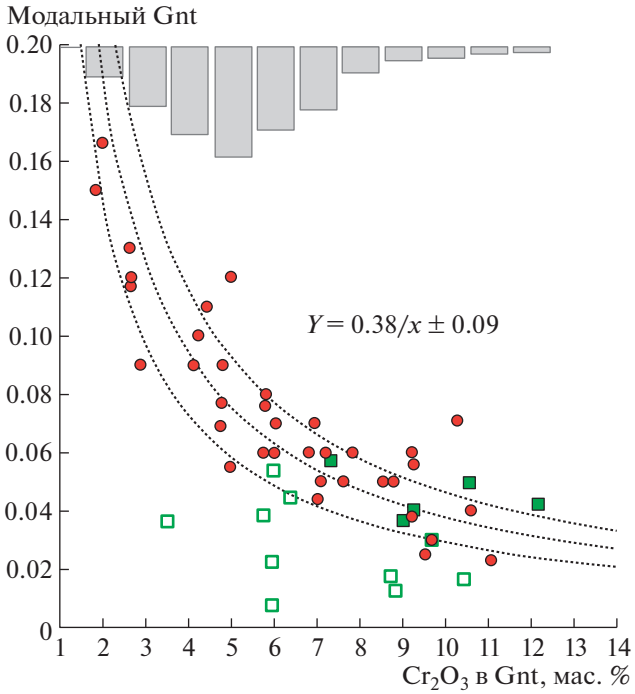

Рис. 1. Зависимость объемного количества граната (Gnt) от его хромистости в ксенолитах и ксенокристах трубки Удачная. Ксенолиты ВП – красные кружки (наши данные, а также данные [4]). Мелким пунктиром показана кривая $y = 0.38/x$ и стандартное отклонение, равное 0.09, моделирующие зависимость для ВП. Зелеными квадратами показаны УДП (данные [6]), заполненные квадраты – вынесенные с глубины, соответствующей давлению более 5 ГПа. Сверху в виде гистограммы показано распределение содержания Cr_2O_3 в ксенокристах гранатов из ВП (328 зерен) трубки Удачная.

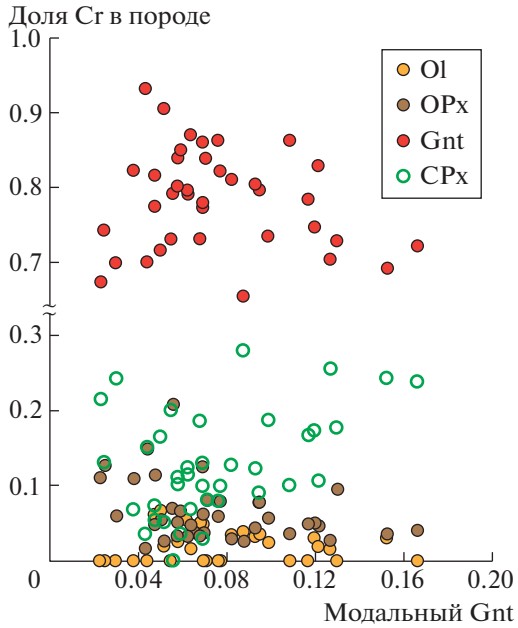

Рис. 2. Доли различных минералов в общем содержании хрома в исследованных ВП.

породы не наблюдается, хотя в четырех наиболее обогащенных образцах она понижена и составляет 0.71, в результате чего точки этих образцов несколько сдвигаются на показанной на рис. 1 гиперболической зависимости в сторону меньшего содержания хрома в гранате.

Таким образом, хотя в гранате в среднем содержится около 80% всего хрома, это содержание достаточно постоянно и не зависит от степени обогащения, что позволяет реализоваться описанному механизму распределению хрома в ВП. Более того, существование показанной на рис. 1 зависимости, показывающее близкое содержание хрома в гранатах ВП, несмотря на то, что содержание хрома в прочих минералах может ее существенно нарушать, свидетельствует о том, что подвергшиеся обогащению УДП низов литосферы имели достаточно узкий диапазон хромистости. Ксенолиты этих пород из трубки Удачная описаны в ряде работ [6, 12]. Это лерцолиты с минимальным количеством клинопироксена и граната (менее 5%), гарцбургиты и дуниты. Последние, по данным [12], составляют около 80% пород нижних частей КЛМ. Эти породы характеризуются широким диапазоном содержания Cr_2O_3 в породе – от 0.05 до 0.63 мас. % (в среднем 0.33, ст. откл. 0.16 по данным 24 образцов [6]).

На рис. 3 в виде гистограмм показаны распределения содержания хрома в исследованных ВП и УДП из тр. Удачная. Видно, что составы УДП распадаются на две группы с пиками около 0.2 и 0.45 и границей около 0.35 мас. % Cr_2O_3, в то время как ВП характеризуются плотным распределением значений и одним пиком около 0.45 мас. % Cr_2O_3. ВП трубки Удачная являются наиболее глубинными породами КЛМ, выносимыми на поверхность. Глубина их образования соответствует давлениям, превышающим 5 ГПа [4, 13]. В то же время все рассматриваемые УДП (для которых возможно определение давления), образовавшиеся при давлениях более 5 ГПа, также относятся к более хромистой группе (содержат Cr_2O_3 более 0.35 мас. %). Данные наблюдения позволяют сделать вывод о том, что в процесс вторичного обогащения при образовании ВП трубки Удачная вовлекались УДП с наибольшим содержанием Cr_2O_3 (более 0.32 мас. %), располагавшиеся на наибольших глубинах, соответствующих давлениям более 5 ГПа. На рис. 1 можно видеть, что точки составов наиболее глубинных УДП располагаются в начале тренда обогащения и в его пределах в отличие от менее глубинных и менее хромистых пород. Наши данные по составу ВП, объединенные с литературными данными [6], содержат 2 образца, выбивающихся из общего

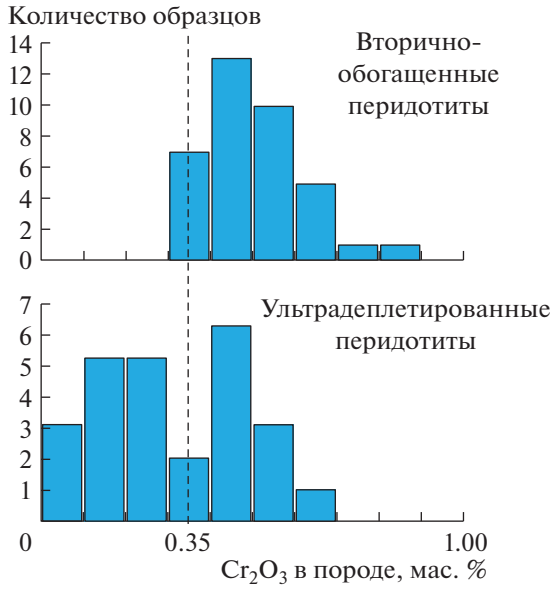

Рис. 3. Распределения содержания хрома в исследованных ВП и УДП из трубки Удачная. Каждое деление по горизонтальной оси составляет 0.1 мас. % Cr_2O_3 в породе.

распределения и характеризующихся существенно большим содержанием хрома в породе, чем приведенная выборка по УДП, составляющим 0.73 и 0.87 мас. % Cr_2O_3. Пород с такими характеристиками не обнаружено среди представленных ксенолитов УДП. Их относительная малочисленность (2 из 38 образцов) и содержание хрома, почти вдвое превышающее среднее значение УДП, подвергшихся обогащению, могут свидетельствовать о существенно отличающихся особенностях генезиса исходных пород.

По литературным данным, гранаты из ВП других регионов демонстрируют аналогичный характер зависимости содержания хрома от количества граната, но при различном положении кривой – различном первоначальном содержании хрома в породах: $a = 0.36$ для трубки Jerico (Северная Америка), 0.23 для трубки Bluefontain (Южная Африка) и 0.17 для перидотитов Богемского массива (ссылки на источники данных в работе [10]). Используя данное соображение, можно оценить среднюю исходную хромистость, а также широту ее диапазона, для первоначально деплетированных пород, подвергшихся рефертилизации, в различных объектах, не имея прямых данных об этих породах.

Данные о составе и строении литосферы могут быть получены путем изучения не только ксенолитов, но и ксенокристов мантийных пород, которые существенно более широко представлены в кимберлитах и также представляют собой продукты разрушения пород литосферной мантии. Ксенокристы пиропов, относящиеся к ВП, можно отделить от других гранатов по составу, используя схемы разделения гранатов из кимберлитов [9, 14–17]. От гранатов деплетированных мантийных пород они отделяются по повышенной примеси TiO_2 [16], а от высокотитанистых гранатов мегакристовой ассоциации по соотношению Cr_2O_3–TiO_2 [15]. Используя зависимость, приведенную на рис. 1, имея содержание Cr_2O_3 в каждом зерне, можно рассчитать количество новообразованного граната в породе, к которой принадлежал гранат. Имея достаточно большое количество ксенокристов гранатов из ВП, можно таким образом оценить среднее количество новообразованного граната, т.е. среднюю степень вторичного обогащения ультрадеплетированных корней литосферы, опробуемой данной кимберлитовой трубкой.

Делая подобные оценки, необходимо учитывать достаточно большую погрешность, связанную с определенной размытостью представленной зависимости Cr_2O_3 в гранате ВП от количества граната. При высоких значениях Cr_2O_3 одно стандартное отклонение, т.е. почти 70% образцов, будет находиться в пределах разницы ±1% (относительная ошибка ±24%) граната в породе, а при низких значениях – в пределах ±3% (относительная ошибка ±23%). При использовании большого количества данных и оценке среднего значения данная зависимость будет давать достаточно точные усредненные результаты, однако при оценке отдельных образцов или небольшого их количества необходимо учитывать возможное существенное отклонение от среднего по зависимости.

На основе изучения 865 зерен ксенокристов граната из трубки Удачная по указанным выше критериям было выделено 328 зерен, относящихся к ВП. Распределение содержания хрома в них близко к нормальному с пиком в районе 4.5, средним содержанием 4.58 и стандартным отклонением 1.99 мас. % Cr_2O_3 (см. гистограмму на рис. 1, сверху). 4.5 мас. % Cr_2O_3 в гранате соответствует объемной доле граната в породе, равной 0.084. Для того, чтобы получить среднее количество (объем) ВП в литосфере на основе среднего состава ксенокристов граната из этих пород, необходимо учитывать то, что породы с большим количеством граната дают пропорционально больший вклад ксенокристов граната соответствующего состава в исследуемую выборку. На рис. 4 показана гистограмма распределения ВП с различным количеством граната в литосфере под трубкой Удачная. Медиана (50-й процентиль) распределения равна 7.3% граната в породе. 15-й и 85-й процентили соответственно равны 5.1 и 11.2 объемных процентов граната. Соответственно к этому интервалу относится 70% ВП под трубкой Удачная.

Для сравнения на рис. 4 также нанесена гистограмма распределения количества граната в 24

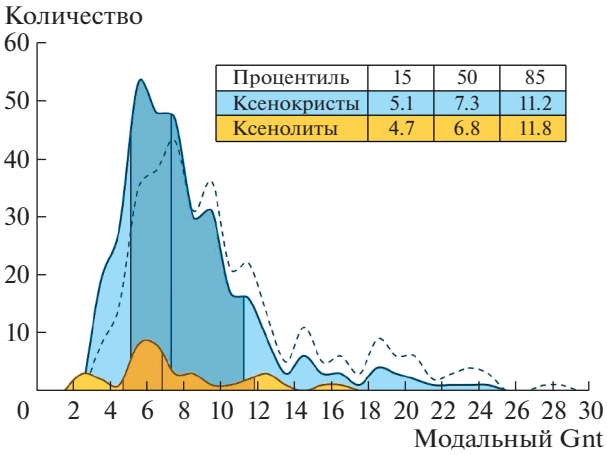

Рис. 4. Гистограммы распределения плотности количества новообразованного граната во ВП под трубкой Удачная. Голубым показана гистограмма по 328 ксенокристам граната из ВП (пунктиром показана нескорректированная гистограмма – без учета большего вклада в выборку пород с большим количеством граната), оранжевым показана гистограмма по 38 ксенолитам ВП. Вертикальными линиями показаны процентили 15, 50 (медиана) и 85 (в таблице на рисунке показаны их значения), в областях более темного тона содержится 70% образцов выборок.

исследуемых ксенолитах ВП. Видно, что и пик распределения, и отметки процентилей близки к распределению по ксенокристам, что свидетельствует о применимости метода. Пунктиром показана нескорректированная гистограмма по ксенокристам – без учета большего вклада в выборку пород с большим количеством граната. Положение ее пиков относительно двух других гистограмм свидетельствует, что указанная поправка при расчетах существенно влияет на результат. Гистограмма, полученная по ксенокристам, – намного более информативна, поскольку использует почти на порядок больше исходных данных, чем гистограмма по ксенолитам. Характер ксенокристовой гистограммы не соответствует нормальному закону распределения и предварительно может быть соотнесен с логнормальным распределением или распределением Вейбула.

Проведенные исследования ксенолитов ВП тр. Удачная позволили не только описать зависимость содержания Cr_2O_3 в гранате от его объемной доли в породе, но и рассчитать зависимости объемных долей различных минералов в породе друг от друга. На рис. 5 приведены графики этих

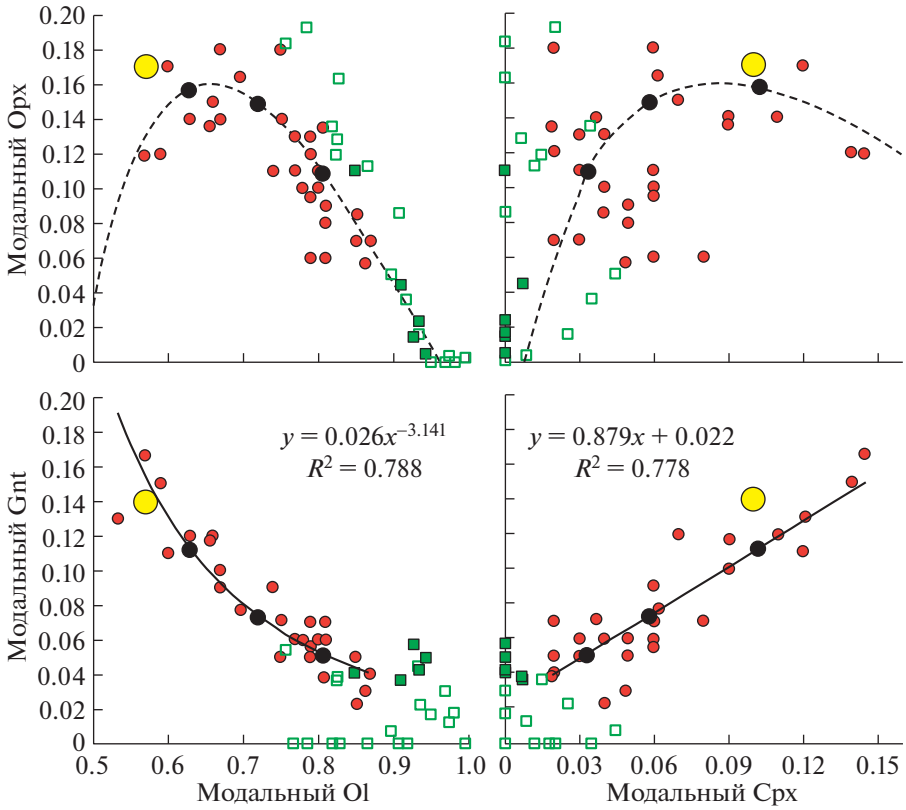

Рис. 5. Тренды обогащения в деформированных лерцолитах трубки Удачная (красные кружки). Жирными линиями показаны тренды, описывающие зависимости для граната (Gnt) с оливином (Ol) и граната с клинопироксеном (Cpx). На рисунках показаны уравнения кривых и коэффициенты детерминации (R^2). Пунктиром показаны кривые, рассчитанные для ортопироксена (Opx) исходя из этих двух уравнений. Зеленые квадраты – УДП из трубки Удачная (по [6]), закрашенные квадраты образовались при давлении более 5 ГПа. Желтый круг – состав примитивной мантии (по [18]). Черные кружки – процентили 15, 50 (медиана) и 85 – гистограммы распределения модального граната в ВП под трубкой Удачная по ксенокристам из кимберлита (см. рис. 4).

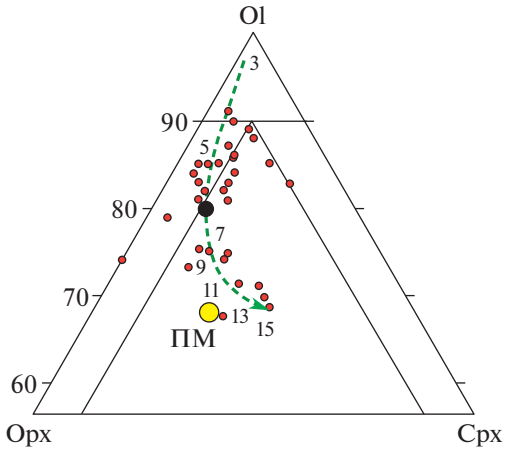

Рис. 6. Составы исследованных ВП и рассчитанный тренд их обогащения на стандартном треугольнике состава ультраосновных пород. Цифрами показаны процентные количества граната вдоль тренда обогащения. Желтый круг – состав примитивной мантии (ПМ) по [18]. Черный круг – медиана модального состава ВП в мантии под трубкой Удачная.

зависимостей. Данные по ксенолитам ВП трубки Удачная приведены в табл. 1.

В ВП трубки Удачная объемные доли граната (Gnt) и оливина (Ol) соотносятся в обратной зависимости и описываются степенным уравнением Gnt = $0.026/\mathrm{Ol}^{3.141}$, $R^2 = 0.79$. Доля граната и клинопироксена (Cpx) имеют прямую линейную зависимость и описываются уравнением Gnt = = 0.879*Cpx + 0.022, $R^2 = 0.78$. При расчете общей модели изменения количества минералов в породе при обогащении за основу бралось количество граната. Количество оливина и клинопироксена по уравнениям соответственно: Ol = $(0.026/\mathrm{Gnt})^{1/3.141}$ и Cpx = (Gnt – 0.022)/0.879. Наблюдаемые соотношения ортопироксена (Opx) и оливина, а также ортопироксена и клинопироксена (на рис. 5 сверху) менее четкие, поэтому ортопироксен рассчитывался как доля за вычетом долей остальных минералов. На графиках этих пар минералов пунктиром показаны кривые зависимостей, рассчитанные по данной модели. Для пары Opx-Ol расчетные кривые хорошо соответствуют наблюдаемым данным, для пары Opx-Cpx – более размыто. Интересно, что при увеличении количества Gnt и Cpx от минимальных значений доля Opx сначала увеличивается до 0.16, а затем имеет тенденцию к уменьшению, начиная примерно с 0.65 Ol, 0.09 Cpx и 0.10 Gnt. Этот же изгиб тренда виден и на рис. 6, на котором показаны точки составов, исследованных ВП, и рассчитанный тренд изменения состава пород на стандартном треугольнике состава ультраосновных пород. Цифрами на рисунке показаны процентные количества граната по тренду обогащения. Обратите внимание, что рассчитанная кривая обогащения, как и наблюдаемый тренд составов, проходит от дунитов почти до состава, характерного для примитивной мантии.

Таблица 1. Характеристики вторично-обогащенных перидотитов трубки Удачная

Модальный состав				в гранате		в породе	
OL	OPX	CPX	GNT	Al_2O_3	Cr_2O_3	Al_2O_3*	Cr_2O_3**
0.803	0.092	0.055	0.050	15.69	8.81	0.92	0.44
0.805	0.061	0.064	0.069	16.50	6.05	1.26	0.42
0.605	0.166	0.121	0.108	19.00	4.43	2.50	0.48
0.588	0.120	0.139	0.152	21.00	1.84	3.69	0.28
0.865	0.068	0.024	0.043	14.40	10.60	0.74	0.46
0.670	0.139	0.092	0.099	19.60	4.25	2.15	0.42
0.766	0.113	0.064	0.058	18.50	5.76	1.34	0.33
0.781	0.100	0.056	0.063	16.88	7.85	1.21	0.49
0.800	0.115	0.026	0.059	17.00	6.84	1.15	0.40
0.755	0.177	0.021	0.048	14.90	8.56	0.82	0.41
0.668	0.177	0.061	0.095	18.50	4.82	1.76	0.46
0.751	0.049	0.113	0.087	20.30	2.90	2.19	0.25
0.636	0.136	0.108	0.120	20.50	2.69	2.88	0.32
0.794	0.105	0.044	0.058	15.69	9.22	1.02	0.53
0.654	0.150	0.074	0.121	19.20	5.01	2.53	0.61
0.659	0.096	0.118	0.127	21.20	2.62	2.95	0.33
0.849	0.074	0.030	0.047	17.00	7.09	0.98	0.34
0.740	0.108	0.059	0.093	19.40	4.14	1.69	0.38
0.787	0.126	0.035	0.052	16.54	7.64	0.89	0.40
0.764	0.130	0.042	0.064	17.30	7.22	1.10	0.46
0.646	0.133	0.139	0.082	17.60	5.81	1.85	0.48
0.809	0.076	0.053	0.062	18.10	6.02	1.15	0.38
0.789	0.060	0.083	0.068	15.80	6.96	1.35	0.47

Примечание. * измеренные содержания, ** содержания, рассчитанные по модальному составу и составу минералов.

Вследствие того, что в среднем в гранатах ВП трубки Удачная, как, вероятно, и других объектов, содержится около 94% Al_2O_3 породы, наблюдается четкая зависимость валового содержания алюминия в породе от количества в ней граната как для деплетированных пород, так и для вторично-обогащенных (рис. 7 справа). В то же время зависимость количества Al_2O_3 в породе от содержания Cr_2O_3 в гранате наблюдается только для ВП, практически отсутствует для ДП и полностью отсутствует (рис. 7 слева) для УДП трубки Удачная.

Исследование более 800 зерен ксенокристов граната из кимберлитов трубки Удачная и применение разработанных методик позволили на большом фактическом материале обосновать степень обогащения корней литосферы района, выраженной в среднем соотношении долей породообразующих минералов, составляющих: Ol = = 0.72, Opx = 0.15, Gnt = 0.07, Cpx = 0.06 (медианы распределений). Если по полученным зависимостям оценить модальный состав наиболее обогащенных ВП, соответствующих ксенокристам ВП трубки Удачная с содержанием Cr_2O_3 около 1–2 мас. %, получим около 49% Ol, 26% Cpx и 25% Gnt,

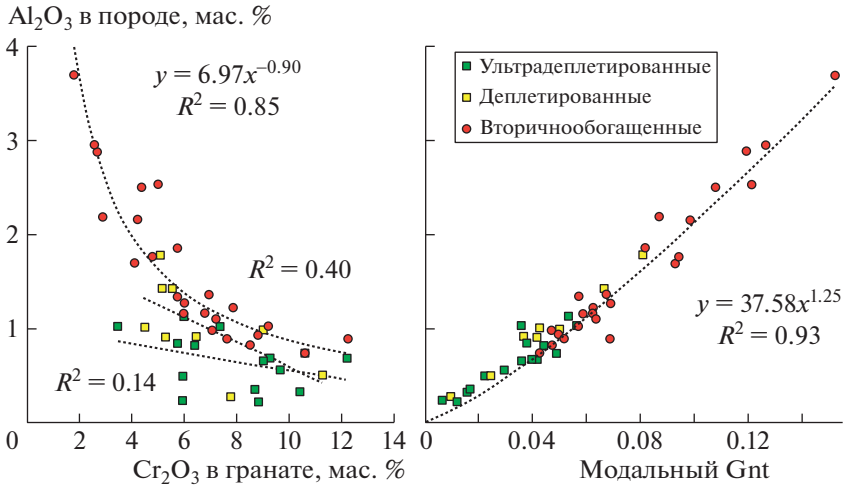

Рис. 7. Зависимость Al_2O_3 в породе от содержания Cr_2O_3 в гранате и от количества граната в породе для перидотитов различного происхождения (УДП по [6], ДП по [4, 19], ВП – наши данные и [4, 19]). Кривые описывают зависимости по ВП.

т.е. гранатовый верлит. Таким образом, к верлитизации может приводить воздействие не только существенно карбонатных расплавов [20], но и исключительно силикатных при большой степени воздействия. Этот процесс уже был описан [17] на основе контрастной зональности в гранатах в метасомотизированных перидотитах трубки Удачная.

Предложенная модель позволяет восстановить с известной точностью модальный состав сильно серпентинезированных и даже полностью измененных ксенолитов ВП, в которых из всех минералов сохранился только гранат. По таким ксенолитам, встречающимся в кимберлитах достаточно часто, можно во всяком случае определить объемную долю граната в породе и его состав, необходимые для построения основной зависимости. Далее по составу ксенокристов граната, почти всегда содержащихся в кимберлите, – и средний состав ВП литосферы данного района.

В работе [10] нами также предложен метод аналогичной оценки средней степени обогащения корней КЛМ на основе данных только по составу ксенокристов гранатов ВП. Метод основывается на допущениях о том, что и в других регионах, аналогично Далдынскому кимберлитовому полю, УДП, подвергшиеся вторичному обогащению, имеют узкий диапазон содержания хрома, а также на том, что минимальное содержание граната в ВП в различных объектах примерно постоянно и соответствует около 3%. Последнее соображение, подтвержденное несколькими примерами [10], позволяет оценить среднее общее содержание хрома в гранате ВП (положение гиперболы) по максимальному содержанию Cr_2O_3 в выборке ксенокристов. Данный метод мог бы быть востребован, поскольку неизмененные ксенолиты ВП встречаются в кимберлитах крайне редко.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят рецензентов за конструктивные и полезные замечания к работе.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Аналитические работы проводились в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН. Работа выполнена по государственному заданию ИГМ СО РАН, а также в рамках проектов РФФИ № 18-05-01143 и 20-05-00662. Аналитические исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 18-17-00249.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
2. *Соболев Н.В.* Парагенетические типы гранатов. Москва: Наука, 1964. 218 с.
3. *Соболев В.С., Соболев Н.В.* Ксенолиты в кимберлитах северной Якутии и вопросы строения мантии Земли // ДАН СССР. 1964. Т. 158. № 1.
4. *Ionov D., Douce L.S., Ashchepkov I.V.* Composition of the Lithospheric Mantle in the Siberian Craton: New Constraints from Fresh Peridotites in the Udachnaya-East Kimberlite // J. Petrol. 2010. № 51 (11). P. 2177–2210.
5. *Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P., Golovin A.V., Cherepanova Yu., Sharygin I.S.* Metasomatism in Lithospheric Mantle Roots: Constraints from Whole-rock and Mineral Chemical Composition of Deformed Peridotite Xenoliths from Kimberlite Pipe Udachnaya // Lithos. 2013. № 160–161. P. 201–215.
6. *Ionov D.A., Liu Z., Li J., Golovin A.V., Korsakov A.V., Xu Y.* The Age and Origin of Cratonic Lithospheric Mantle: Archean Dunites vs. Paleoproterozoic Harzburgites from the Udachnaya Kimberlite, Siberian Craton // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2020. № 281. P. 67–90.

7. *Burgess S.R., Harte B.* Tracing Lithosphere Evolution through the Analysis of Heterogeneous G9/G10 Garnets in Peridotite Xenoliths, I: Major Element Chemistry / Proc. Intern. VII Kimberlite Conf. Cape Town: Elsevier, 1998. № 1. P. 66–80.
8. *Fiala J.* Pyrope of Some Garnet Peridotites of the Czech Massif // Krystalinikum. 1965. № 3. P. 55–74.
9. *Тычков Н.С., Похиленко Н.П., Кулигин С.С., Малыгина Е.В.* Особенности состава и происхождения пиропов аномального состава из лерцолитов (свидетельства эволюции литосферной мантии Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2008. № 49 (4). С. 302–318.
10. *Тычков Н.С., Агашев А.М., Похиленко Н.П., Бажан И.С.* Оценка степени метасоматического обогащения корней литосферы по химическому составу гранатов из кимберлитов Сибирской платформы // ДАН. 2011. Т. 439. № 6. С. 807–810.
11. *Webb S.A.C., Wood B.J.* Spinel-pyroxene-garnet Relationship and their Dependence on Cr/Al Ratio // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. № 92. P. 471–480.
12. *Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Бойд Ф.Р., Пирсон Д.Г., Шимизу Н.* Мегакристаллические пироповые перидотиты в литосфере Сибирской платформы: минералогия, геохимические особенности и проблема происхождения // Геология и геофизика. 1993. №. 34 (1). С. 71–84.
13. *Тычков Н.С., Агашев А.М., Малыгина Е.В., Николенко Е.И., Похиленко Н.П.* Термальные возмущения в литосферной мантии на примере P-T-условий равновесия ксенолитов из трубки Удачная // ДАН. 2014. Т. 454. № 3. С. 328–330.
14. *Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Е.В.* Хромовые пиропы из алмазов Якутии // Доклады АН СССР. 1969. Т. 189. № 1. С. 162–165.
15. *Schulze D.J.* A Classification Scheme for Mantle-derived Garnets in Kimberlite: A Tool for Investigating the Mantle and Exploring for Diamonds // Lithos. 2003. № 71. P. 195–213.
16. *Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P.* The Siberian Lithosphere Traverse: Mantle Terranes and the Assembly of the Siberian Craton // Tectonophysics. 1999. V. 310. P. 1–35.
17. *Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N.* Peculiarities of Distribution of Pyroxenite Paragenesis Garnet in Yakutian Kimberlites and Some Aspects of the Siberian Craton Lithospheric Mantle / Proc. VII Intern. Kimberlite Conf. Cape Town: Elsevier, 1999. № 2. P. 689–698.
18. *McDonough W.F.* Constrains of the Composition of the Continental Lithospheric Mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. № 101. P. 1–18.
19. *Boyd F.R., Pokhilenko N.P., Pearson D.G., Mertzman S.A., Sobolev N.V., Finger L.W.* Composition of the Siberian Cratonic Mantle: Evidence from Udachnaya Peridotite Xenoliths // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1997. V. 128. P. 228–246.
20. *Thibault Y., Edgar A.D., Lloyd F.E.* Experimental investigation of melts from a carbonated phlogopite lherzolite – implications for metasomatism in the continental lithospheric mantle // Amer. Miner. 1992. V. 77. P. 784–794.

LITHOSPHERIC REFERTILIZATION TRENDS IN XENOLITHS AND XENOCRYSTS FROM THE UDACHNAYA KIMBERLITE (SIBERIAN CRATON)

N. S. Tychkov[a, #], A. M. Agashev[a], and Academician of the RAS N. P. Pokhilenko[a]

[a] *V. S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: tych@igm.nsc.ru*

Comprehensive studies of peridotitic xenoliths from the Udachnaya kimberlite (Yakutian diamond province, Siberian craton) confirm that garnet shows inverse correlation of its volumetric percentage with its Cr_2O_3 contents in refertilizated peridotites, but no such correlation is observed in depleted peridotites. The correlation relationship plots as an isosceles hyperbola, which is consistent with the existing knowledge of origin of refertilized peridotite. The bulk content of aluminum is proportional to the garnet percentage both in depleted and refertilized peridotites, but Al_2O_3 in the rock correlates with Cr_2O_3 in garnet only in the refertilized varieties, while the two parameters are independent in depleted mantle rocks. According to the modeling of refertilization-related composition changes in the Udachnaya peridotites, garnet percentages are directly proportional to the amount of clinopyroxene (Gnt = 0.879*Cpx + 0.022, $R^2 = 0.78$) and inversely proportional to that of olivine (Gnt = $0.026/Ol^{3.141}$, $R^2 = 0.79$). As the shares of Gnt and Cpx increase from minimum values, orthopyroxene first increases (to 0.16) and then decreases since 0.65 Ol, 0.09 Cpx, and 0.10 Gnt. This model can constrain the place of the parent rock in the refertilization series knowing Cr_2O_3 contents in separate garnet grains. The average refertilization degree of lithospheric mantle in the region estimated from the compositions of more than 800 garnet xenocrysts in the Udachnaya kimberlite is expressed in the rock modal composition as: Ol = 0.72, Opx = 0.15, Gnt = 0.07, and Cpx = 0.06 (median values). The described enrichment mechanism and compositional estimates based on garnet xenocrysts show that the lithospheric mantle may undergo wehrlitization under a significant influence of a silicate melt.

Keywords: refertilization, wehrlitization, lithospheric mantle, garnet, peridotite, modal composition, Siberian craton, kimberlite

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 133–137

ЛИТОЛОГИЯ

УДК 551.89+551.93

ПЕРЕКРЕСТНОЕ ОСЛ- И ^{14}C-ДАТИРОВАНИЕ МОЛОДЫХ СУБАЭРАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ САМБИЙСКОГО (КАЛИНИНГРАДСКОГО) ПОЛУОСТРОВА

© 2021 г. С. В. Шварев[1,2,*], Н. Е. Зарецкая[1,3], М. В. Ручкин[4,5], Н. Н. Луговой[1,6], Э. П. Зазовская[1], Д. А. Субетто[7,8]

Представлено академиком РАН М.А. Федонкиным 03.05.2021 г.
Поступило 03.05.2021 г.
После доработки 04.05.2021 г.
Принято к публикации 05.05.2021 г.

В результате перекрестного инструментального датирования четвертичных отложений Самбийского (Калининградского) полуострова получен временной ряд, свидетельствующий о формировании толщи, перекрывающей отложения последнего оледенения в позднем голоцене в субаэральных условиях при активной эоловой аккумуляции начиная с 450–400 л.н. Установленный ранее водно-ледниковый генезис и позднеледниковый возраст поверхностных отложений нуждаются в пересмотре. Активизация эоловой деятельности предположительно связана с климатическими изменениями в малый ледниковый период. ОСЛ-датирование очень молодых (позднеголоценовых) субаэральных отложений демонстрирует надежные результаты, подтверждаемые сходимостью с результатами радиоуглеродного анализа и стратиграфической позицией датированных толщ.

Ключевые слова: ОСЛ-датирование, радиоуглеродный анализ, голоцен, эоловые отложения, малый ледниковый период

DOI: 10.31857/S2686739721080156

ВВЕДЕНИЕ

Территория Самбийского (Калининградского) полуострова, расположенная в юго-восточной части побережья Балтийского моря, согласно данным геологической съемки [1, 2, 4, 5] обладает полным разрезом плейстоценовых отложений, перекрывающих дочетвертичный субстрат. На этой территории обнажены отложения не древнее последнего оледенения – осташковские ледниковые и водно-ледниковые фации, частично перекрытые голоценовыми морскими, озерными и аллювиальными осадками. В береговых уступах высотой до 50 м вскрываются и более древние четвертичные и дочетвертичные осадки, включая неогеновые и палеогеновые рыхлые и слабоконсолидированные толщи. Мощность четвертичной толщи варьирует от 4–5 м до 150–160 м [2], сокращаясь над выступами коренных пород, кровля которых местами приподнята до 30–40 м (максимально 49 м) н.у.м., возрастая в переуглубленных ложбинах, днища которых опускаются ниже 100 м (максимально –142 м) [6]. Неравномерность мощностей плейстоценовой толщи сопровождается невыдержанностью основных горизонтов, как в площадном развитии, так и по глубине. Это приводит к неоднозначности интерпретации возраста и генезиса отложений: количество самостоятельных ледниковых горизонтов и сопряженных с ними водно-ледниковых и межледниковых толщ варьирует от 4 [1, 2] до 8 [4, 5].

Столь же неоднозначна и интерпретация поверхностных отложений: к примеру, для одного и того же участка западного побережья полуострова

[1] *Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Институт физики Земли Российской академии наук, Москва, Россия*
[3] *Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
[4] *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*
[5] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
[6] *Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
[7] *Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия*
[8] *Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия*
**E-mail: shvarev@ifz.ru*

Таблица 1. Результаты ОСЛ-датирования зерен кварца[1]

№	№ лаб.	n[2]	w[3], %	Удельные активности, Бк/кг			Мощность дозы, мГр/год	Эквивалентная доза, мГр		ОСЛ-возраст[6], лет	
				^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K		СА[4]	ММД[5]	СА	ММД
1	RGI-440	11	23	19.9 ± 0.5	10.0 ± 0.3	533 ± 25	1.90 ± 0.09	311 ± 23	308 ± 28	164 ± 14	163 ± 17
2	RGI-434	14	13	17.5 ± 0.4	9.2 ± 0.3	517 ± 24	1.95 ± 0.10	1330 ± 170	720 ± 130	680 ± 90	370 ± 70
3	RGI-438	9	10	17.1 ± 0.4	9.4 ± 0.3	214 ± 11	1.11 ± 0.05	376 ± 15	370 ± 30	340 ± 20	340 ± 30

Примечание. [1] Погрешности измеренных величин соответствуют доверительному интервалу 1σ.
[2] n – количество навесок, использованных для расчета эквивалентной дозы.
[3]w – средняя влажность отложений за время захоронения.
[4]СА – среднее арифметическое.
[5]ММД – модель минимальной дозы [9].

над осташковской мореной, являющейся устойчивым стратиграфическим маркером, лежат преимущественно песчаные осадки, однозначно всеми исследователями интерпретируемые как водно-ледниковые, но различаемые по возрасту и палеогеографическому контексту. Они относятся либо к позднеледниковым бассейнам неопределенного возраста [2, 4], либо к среднелитовской стадии деградации последнего ледника [3], время которой можно определить в интервале 16.7–15 т.л.н. [14], либо к бассейну Балтийского ледникового озера (БЛО) [1, 5], имеющего временные рамки – 13.9–11.6 т.л.н. [7, 10, 13] и достаточно четко определенный уровень на всех стадиях развития. Согласно расчетам (Vassiljev, Saarse, 2013) для района Самбийского полуострова, уровень БЛО в течение всего времени существования озера находился в пределах –40–0 м, что вносит дополнительную стратиграфическую неопределенность, поскольку входит в противоречие с идентификацией осадков БЛО на гораздо более высоких отметках (выше 30 м н.у.м.) [1, 5].

Данные противоречия и неоднозначность интерпретации во многом связаны с отсутствием инструментальных данных о возрасте плейстоценовых и голоценовых отложений. Восполнение этого пробела – актуальная задача, первым этапом выполнения которой является перекрестное (с использованием радиоуглеродного и оптико-люминесцентного методов) датирование молодых отложений, представленное в данном сообщении.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве объекта исследования была выбрана верхняя часть разреза в береговом абразионном уступе на западном побережье Самбийского полуострова в районе пос. Донское (рис. 1). Здесь над горизонтом осташковской морены (супесчано-суглинистый диамиктон) с выдержанной мощностью (2.5–3 м) и высотным положением кровли (~30–35 м н.у.м.) залегает преимущественно песчаная толща, в разрезе которой вскрывается (сверху вниз) (рис. 1):

(1) 0.0–0.2 м – мелко-тонкозернистый неслоистый песок с корнями растений и растительным детритом (почвенно-растительный слой);

(2) 0.2–5.15 м – горизонтально параллельнослоистый мелко-тонкозернистый песок серо-палевого цвета, в интервалах 1.6–1.7 м и 3.0–3.1 м гумусированный, с остатками растительности;

(3) 5.15–5.3 м – суглинок бурый неслоистый, однородный, кровля неровная (2–3 см);

(4) 5.35–5.5 м – суглинок темно-бурый неслоистый, с существенной органической составляющей с включениями слабо окатанной гальки и гравия, кровля и подошва неровные, со смещением поверхностей, разорванных единичным сбросом амплитудой до 3 см;

(5) 5.5–8.45 м – светло-коричневый (местами до красно-бурого и желто-оранжевого) легкий сильно опесчаненный суглинок, неслоистый, с включением дресвы и единичной мелкой гальки разного петрографического состава, книзу количество обломочного материала увеличивается (осташковская морена).

В слое 2 на глубине от поверхности 3.3 м и 5.0 м отобраны пробы песка для ОСЛ-датирования (№1 и 2) (табл. 1), а из кровли слоя 4 – суглинка, насыщенного органогенным веществом – для радиоуглеродного анализа (табл. 2). Радиоуглеродное датирование выполнялось в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН с применением жидко-сцинтилляционного метода.

Калибровка радиоуглеродных дат выполнена в программе Calib 8.20, калибровочная кривая IntCal20 [12].

ОСЛ-датирование трех образцов (табл. 1) выполнено в лаборатории ОСЛ ФГБУ “ВСЕГЕИ” (Санкт-Петербург). Активности радионуклидов определялись на сверхнизкофоновом гамма-спектрометре с детектором на основе особо чистого германия Canberra BE3825 после герметиза-

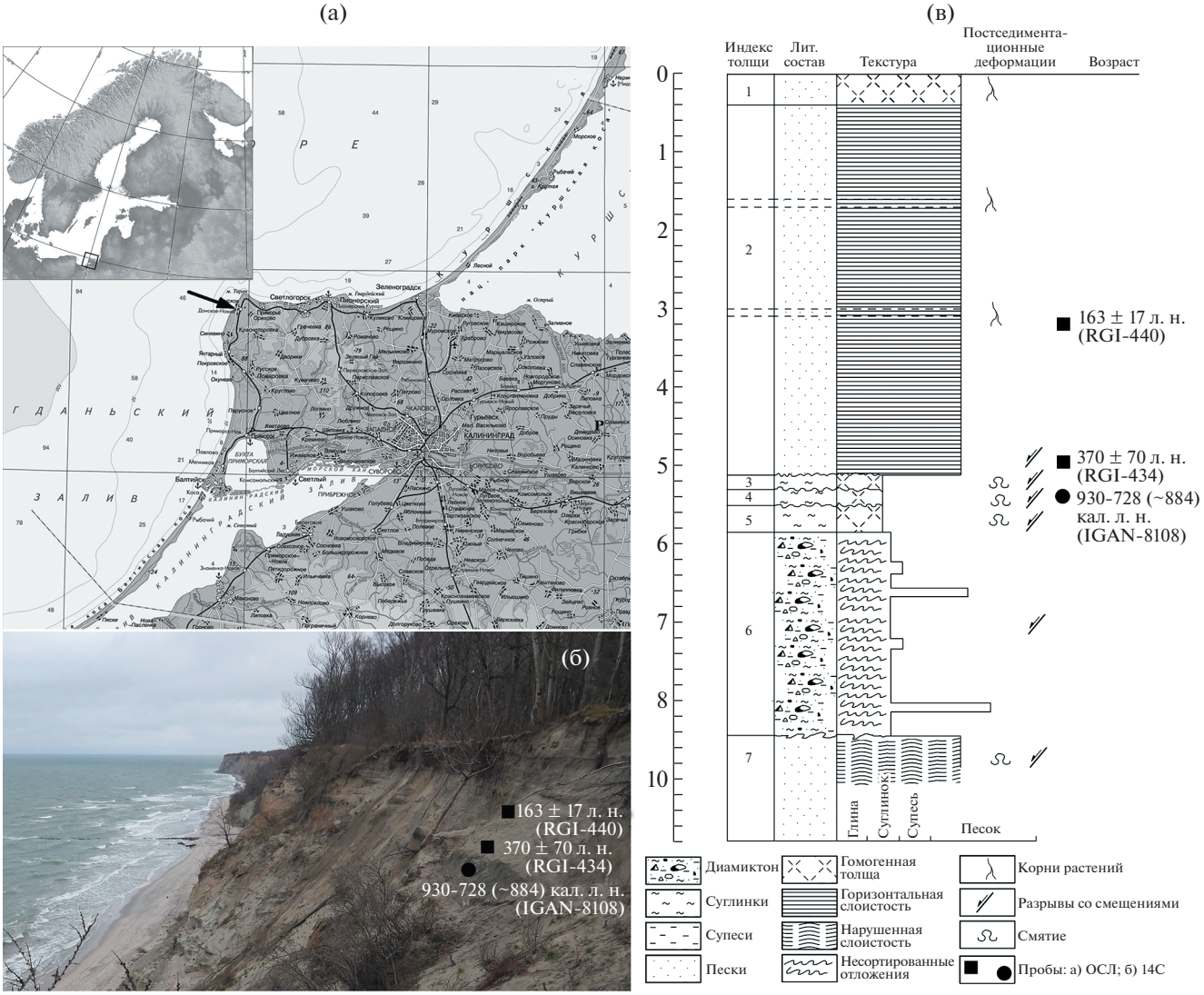

Рис. 1. а – местоположение разреза; б – общий вид абразионного уступа с местами отбора проб; в – разрез верхней части абразионного уступа.

ции образцов воском и выдержки в течение 20 дней. Мощности дозы рассчитаны по стандартной методике [8]. Предполагалось, что средняя влажность за период захоронения составляла 75% от величины водонасыщения. Для выделения зерен кварца фракции 180–250 мкм применялась стандартная пробоподготовка [15]. Эквивалентные дозы в пробах измерены на анализаторе люминесценции Risø TL/OSL Reader DA-20 C/D с применением SAR-протокола [11]. Преобладание в люминесцентном сигнале быстрой компоненты, термальная стабильность ОСЛ-сигнала при температурах предварительного нагрева в диапазоне 160–240°С и возможность успешной регенерации заданной дозы после обнуления свидетельствуют о пригодности кварца для ОСЛ-датирования. Итоговые эквивалентные дозы рассчитаны двумя способами: с использованием

Таблица 2. Результаты радиоуглеродного датирования

№	№ Лаб.	Материал для датирования	Радиоуглеродный возраст, лет назад (BP)	Калиброванный возраст (л.н.), 1 σ
1	IGAN-8108	Суглинок с органикой	930 ± 120	930–728 (медиана 844 л.н.)
2	IGAN-8503	Торф с песком	310 ± 60	452–350 (медиана 410 л.н.)

среднего арифметического и модели минимальной дозы [9], которая часто используется для датирования молодых образцов с целью избежать удревнения возраста в условиях неполной засветки части зерен перед захоронением. Для образцов RGI-438 и RGI-440 даты, рассчитанные разными методами, хорошо согласуются между собой, в то время как для образца RGI-434 получены сильно отличающиеся друг от друга значения ОСЛ-возраста. Вероятно, дата 680 ± 90 лет удревнена из-за неполной засветки зерен кварца перед захоронением.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ растительных остатков в образцах, отобранных для радиоуглеродного датирования, показал наличие корней березы (50%) и травянистой растительности (50%), что говорит о субаэральном происхождении органического вещества. Согласно полученным данным, вся толща, перекрывающая осташковскую морену, сформирована в позднем голоцене в течение последних 1000 лет и представляет собой субаэральные отложения. Наличие на поверхности дюнного рельефа и ранее не вызывало сомнений в активной эоловой переработке поверхности. Однако полученные данные показали отсутствие собственно водно-ледниковых отложений (БЛО или более ранних) на поверхности морены последнего оледенения. Очевидно, что песчаная толща мощностью около 5 м сформирована исключительно за счет эолового переноса. Источником эоловых накоплений (судя по их составу) может быть подморенная толща, вскрытая абразией на береговом уступе и примыкающими к нему глубокими эрозионными врезами вблизи изученного разреза. С не меньшей вероятностью материнской породой могут быть осташковские водно-ледниковые пески, несмотря на отсутствие их в данной точке, все же развитые на дневной поверхности вблизи разреза согласно геологическим данным. На днищах некоторых подрезанных активным размывом берега отмерших эрозионных врезов на высоте нескольких метров н.у.м. наблюдается интенсивная дюнная аккумуляция, а песчаные толщи, вскрывающиеся на бортах брошенных долин частично (в верхних частях разрезов), оказываются продуктами эоловой переработки со слоистыми накоплениями мощностью 3–5 м, основание которых показывает возраст около 300 лет (табл. 1, № 3). Также эоловые пески позднеголоценового возраста покрывают приморские субгоризонтальные террасовидные поверхности; например, по торфу, подстилающему эоловый песок в кровле разреза приморской террасы вблизи устья р. Алейка, была получена дата 410 кал.л.н. (табл. 2, № 2).

В результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы: а) сделанная ранее оценка водно-ледникового генезиса и позднеледникового возраста поверхностных отложений является не вполне обоснованной, по крайней мере, для изученной части территории; б) палеогеографические модели, основанные на этом предположении, требуют уточнения; в) активизация эоловой деятельности с накоплением песчаных толщ мощностью 3–5 м, наблюдаемых на вершинных поверхностях Самбийского полуострова, в долинах и на морских террасах, произошла за последние 450–400 лет; г) ОСЛ-датирование очень молодых (позднеголоценовых) субаэральных отложений демонстрирует надежные результаты, достоверность которых подтверждается как хорошей сходимостью с результатами радиоуглеродного анализа, так и стратиграфической позицией датированных толщ; д) совокупность полученных геохронометрических данных позволяет предположить, что активизация эоловых процессов на Самбийском полуострове обусловлена климатическими изменениями в малый ледниковый период.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках госзадания ИГ РАН при поддержке гранта РФФИ “Опасные явления” № 18-05-80087.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Загородных В.А., Довбня А.В., Жамойда В.А.* Информационный отчет о результатах работ по объекту “производство геологического, гидрогеологического доизучения, геолого-экологических исследований и картографирования территории Калининградской области масштаба 1 : 200000, картосоставительских работ масштаба 1 : 200000 на акватории южной Балтики (в пределах экономической зоны России, прилегающей к Калининградской области) и подготовка к изданию комплектов госгеолкарты-200 (новая серия) листов N-34-II, -III, -VIII, -IX, -X, -XI, -XIV, -XV, -XVI, -XVII (все частично)” за 1993-2002 гг. (в 8-ми книгах). ВСЕГЕИ: Гусев – Санкт-Петербург, 2002.
2. *Казанов Ю.В., Макарова Э.П., Иванова З.К.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Прибалтийская. Лист N-34-VIII, IX. Объяснительная записка. М., 1983. 59 с.
3. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Изд-во Наука, Л., 1974. 278 с.
4. Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1 : 1000000. Карта четвертичных отложений. Лист N-(34)-(35), Вильнюс. / Кириков В.П. (гл. ред.), ВСЕГЕИ, 1986.
5. *Лукьянова Н.В., Богданов Ю.Б., Васильева О.В., Варгин Г.П., Вербицкий В.Р., Горбацевич Н.Р., Жамойда В.А., Зытнер Ю.И., Кириков В.П., Максимов А.В.,*

Никутина Н.Г., Семенова Л.Р., Сивков В.В., Фенин Г.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-(34) – Калининград. Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 226 с.

6. *Михневич Г.С.* Особенности строения поверхности дочетвертичных отложений на территории Калининградской области // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2015. Вып. 3. С. 21–35.
7. *Björk S.* A Review of the History of the Baltic Sea, 13,0-8,0 ka BP // Quaternary International. 1995. V. 27. P. 19–40.
8. *Durcan J.A., King G.E., Duller G.A. T.* DRAC: Dose Rate and Age Calculator for Trapped Charge Dating // Quaternary Geochronology. 2015. V. 28. P. 54–61.
9. *Galbraith R.F., Roberts R.G., Laslett G.M., Yoshida H., Olley J.M.* Optical Dating of Single and Multiple Grains of Quartz from Jinmium Rock Shelter, Northern Australia: Part I, Experimental Design and Statistical Models // Archaeometry. 1999. V. 41. № 2. P. 339–364.
10. *Gromig R., Wagner B., Wennrich V., Fedorov G., Savelieva L., Lebas E., Krastel S., Brill D., Andreev A.A., Subetto D., Melles M.* Deglaciation History of Lake Ladoga (Northwestern Russia) Based on Varved Sediments // Boreas. 2019. V. 48. P. 330–348.
11. *Murray A.S., Wintle A.G.* The Single Aliquot Regenerative Dose Protocol: Potential for Improvements in Reliability // Radiation Measurements. 2003. V. 37. № 4–5. P. 377–381.
12. *Reimer P., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., et al.* The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kB Radiocarbon 62. 2020. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41
13. *Stroeven A.P., Heyman J., Fabel D., Björck S., Caffee M.W., Fredin O., Harbor J.M.* A New Scandinavian Reference 10Be Production Rate // Quaternary Geochronology. 2015. V. 29. P. 104–115.
14. *Stroeven A.P., Hättestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B.W., Harbor J.M., Jansen J.D., Olsen L., Caffee M.W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G.C., Strömberg B., Jansson K.N.* Deglaciation of Fennoscandia // Quaternary Science Reviews. 2016. V. 147. P. 91–121.
15. *Wintle A.G.* Luminescence Dating: Laboratory Procedures and Protocols // Radiation Measurements. 1997. V. 27. № 5/6. P. 769–817.

CROSS-OSL AND ^{14}C-DATING OF YOUNG SUBAERIAL DEPOSITS OF THE SAMBIA (KALININGRAD) PENINSULA

S. V. Shvarev[a, b, #], N. E. Zaretskaya[a, c], M. V. Ruchkin[d, e], N. N. Lugovoy[a, f], E. P. Zazovskaya[a], and D. A. Subetto[d, h]

[a] *Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[b] *Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[c] *Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[d] *Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, Russian Federation*
[e] *Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russian Federation*
[f] *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*
[g] *Herzen State Pedagogical University of Russia, Saint Petersburg, Russian Federation*
[h] *Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russian Federation*
[#] *E-mail: shvarev@ifz.ru*

Presented by Academician of the RAS M.A. Fedonkin May 3, 2021

As a result of cross-instrumental dating of the quaternary sediments of the Sambia (Kaliningrad) peninsula, a time series was obtained that indicates the formation of a sequence that overlaps the sediments of the Last Glaciation in the Late Holocene under subaerial conditions with active Aeolian accumulation starting from 450–400 BP. The previously established glaciolacustrine genesis and Late Glacial age of the surface sediments need to be revised. An increase in Aeolian activity presumably associated with climate changes during the Little Ice Age. OSL-dating of very young (Late Holocene) subaerial sediments demonstrates reliable results, supported by convergence with the results of radiocarbon analysis and the stratigraphic position of the dated strata.

Keywords: OSL-dating, radiocarbon analysis, Holocene, Aeolian deposits, Little Ice Age

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 138–143

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

УДК 551.71 + 551.72

ПАЛЕОПАСЦИХНИДЫ ИЗ ЧЕРНОКАМЕНСКОЙ СВИТЫ ВЕРХНЕГО ВЕНДА СРЕДНЕГО УРАЛА (ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

© 2021 г. В. Д. Десяткин[1, *], А. В. Колесников[1, **], А. А. Римский[1], А. О. Сысоева[1], В. А. Терехова[1], Н. Б. Кузнецов[1, 2], А. В. Шацилло[2, 3], И. В. Латышева[1], Т. В. Романюк[3], академик РАН М. А. Федонкин[1]

Поступило 27.04.2021 г.
После доработки 28.04.2021 г.
Принято к публикации 28.04.2021 г.

В типовом для вендской биоты (проблематичные дисковидные отпечатки и арумбериеморфные текстуры) Среднего Урала местонахождении Красная Горка (район Широковского водохранилища на р. Косьва, восток Пермского края), открытом Ю.Р. Беккером еще в 1972 г., в 2020–2021 гг. впервые обнаружены остатки ископаемых вендских организмов группы палеопасцихнид. В стратиграфическом смысле местонахождение приурочено к чернокаменской свите сылвицкой серии верхнего венда. Результаты морфометрического анализа находок палеопасцихнид из местонахождения Красная Горка позволили выделить три морфологических типа остатков: *Palaeopascichnus delicatus*, *Yelovichnus gracilis* и *Palaeopascichnus linearis*. Обнаружение большого количества остатков палеопасцихнид не только расширило представление об их палеобиологии и тафономии, но также показало, что палеонтологический потенциал типового местонахождения и одних из самых представительных разрезов чернокаменской свиты до настоящего времени был раскрыт не полностью.

Ключевые слова: венд, Средний Урал, Широковское водохранилище, палеопасцихниды, *Palaeopascichnus*, *Yelovichnus*, вендская биота, морфодинамика, тафономия

DOI: 10.31857/S2686739721080041

Палеопасцихниды – одна из наиболее распространенных групп ископаемых макроостатков вендского или эдиакарского возраста. Они широко известны из разрезов венда юго-восточного Беломорья, Вычегодского бассейна, Мезенской и Московской синеклиз, Приладожья, Подольского Приднестровья, Среднего и Южного Урала, Оленекского поднятия Сибири, Учуро-Майского бассейна Дальнего Востока и эдиакария о. Ньюфаундленд, Уэльса Англии, п-ова Дигермулен севера Норвегии, южной части Китая и Австралии [1–12]. Палеопасцихниды характерны для крупнейших местонахождений ископаемых организмов эдиакарского типа в указанных регионах. Именно поэтому их присутствие в ассоциации окаменелостей низкого таксономического разнообразия в местонахождении Красная Горка дает основание прогнозировать открытие в изучаемом районе вендской биоты высокого разнообразия. В разное время их интерпретировали как ископаемые следы или продукты жизнедеятельности, остатки водорослей или животных неясного систематического положения [1–3, 13]. Результаты недавних исследований показали, что палеопасцихниды имели камерное строение и внешний скелет, который строился путем агглютинации зерен осадка из окружающего пространства [8]. Однако остается еще много вопросов, связанных с интерпретацией и систематикой этих палеонтологических остатков, которые демонстрируют настолько широкий диапазон типов сохранности, что до сих пор не существует унифицированного диагноза группы. Несмотря на то что пока не все ископаемые остатки монографически описаны, так же, как и сама группа палеопасцихнид, к ним предлагают относить таксоны *Palaeopascichnus linearis*, *Palaeopascichnus delicatus*, *Yelovichnus gracilis* и *Orbisiana simplex* [12].

Вендская ископаемая биота на Среднем Урале впервые была открыта Ю.Р. Беккером в 1972 г. в породах сылвицкой серии на правом берегу Широковского водохранилища (рис. 1), приблизи-

[1] *Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия*
[3] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: desiatkin@ginras.ru*
***E-mail: kolesnikov@ginras.ru*

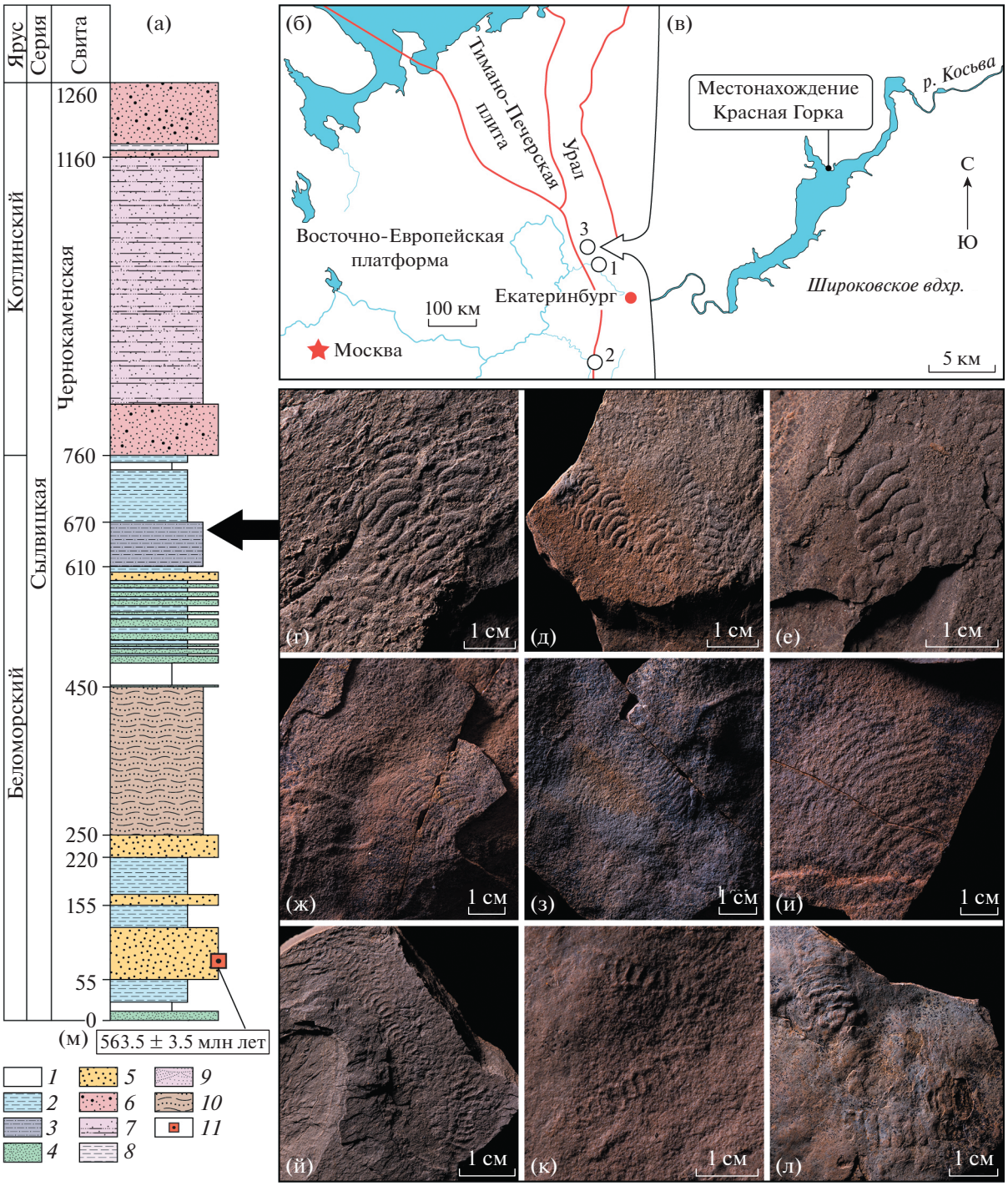

Рис. 1. а – сводный разрез чернокаменской свиты верхнего венда Среднего Урала. б, в – географические карты расположения местонахождений остатков палеопасцихнид на восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы: 1 – р. Сылвица (Свердловская обл.); 2 – Башкирийский мегаантиклинорий (Респ. Башкортостан и Челябинская обл.); 3 – р. Косьва, Широковское вдхр. (Пермский край). Представители ископаемых остатков палеопасцихнид из местонахождения Красная Горка: г–е – *Palaeopascichnus delicatus*; ж–и – *Yelovichnus gracilis*; й–л – *Palaeopascichnus linearis*. Условные обозначения: *1* – тонкослоистые алевролиты; *2* – чередующиеся аргиллиты и алевролиты; *3* – чередующиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники; *4* – переслаивающиеся песчаники и аргиллиты; *5* – переслаивающиеся песчаники; *6* – косослоистые песчаники; *7* – чередующиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники; *8* – чередующиеся аргиллиты и алевролиты; *9* – косослоистые песчаники и алевролиты; *10* – ровно- и волнистослоистые песчаники и алевролиты; *11* – стратиграфическое положение вулканических пеплов и их U–Pb-возраст.

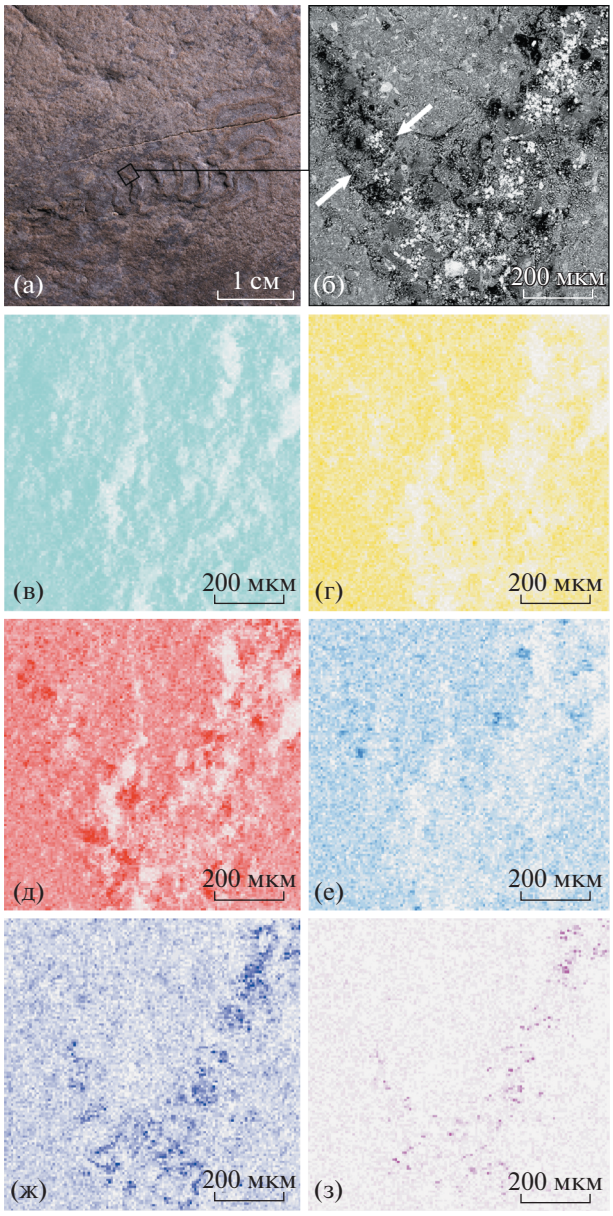

Рис. 2. Строение и состав стенок камер палеопасцихнид под сканирующим электронным микроскопом Phenom XL (ГИН РАН, Москва). а – экземпляр *Palaeopascichnus linearis* и область проведения анализа; б – изображение стенки камер (показаны стрелками) и вмещающей породы, полученное в обратнорассеянных электронах. Элементное картирование области с стенкой камеры и вмещающей породой: в – кислород; г – алюминий; д – кремний; е – калий; ж – железо; з – сера.

тельно в 3.5 км на юго-восток от устья р. Нюр (Няр) и непосредственной близости к урочищу Красная Горка [13]. Для обнаруженных Ю.Р. Беккером вендских палеонтологических остатков характерно низкое таксономическое разнообразие. Они представлены главным образом дисковидными образованиями с концентрическими желобками и складками, описанными как отпечатки медузоидных организмов рода *Tirasiana*. В последние годы такие формы все чаще считают отпечатками микробиальных колоний [14]. Вместе с тем дисковидные окаменелости, нередко объединяемые под общим названием *Aspidella*, подчас имеют весьма сложное строение [16] и являются частью (прикрепительным органом) крупных организмов, например, *Charnia*, *Charniodiscus* и др. Помимо этого, из типового местонахождения Красная Горка ранее были описаны отпечатки бесскелетных организмов *Arumberia banksi*, происхождение которых долгое время оставалось дискуссионным [15], пока не были обнаружены современные аналоги таких форм, являющиеся разновидностью микробиально-индуцированных осадочных текстур [17]. В 2020–2021 гг. мы провели рекогносцировочные исследования по берегам Широковского водохранилища, повторили находки Ю.Р. Беккера и в типовом местонахождении (рис. 1б, 1в) вендской биоты Красная Горка впервые обнаружили многочисленные и разнообразные остатки ископаемых организмов группы палеопасцихнид, приуроченных к средней части разреза чернокаменской свиты (рис. 1 а).

Собранная нами коллекция состоит из 96 экземпляров палеопасцихнид, остатки которых сохранились в виде однорядных раковин, состоящих из глобулярных, вытянутых, фасолевидных или аллантоидных (выгнутой формы) камер, расположенных цепочкообразно друг за другом (рис. 1г–1л). Палеонтологические остатки демонстрируют разную степенью сохранности на поверхностях напластования мелкозернистых песчаников и алевролитов: раковины представлены цельными камерами (рис. 1г–1и), частично разрушенными или сколлапсированными (рис. 1й–1л). У некоторых экземпляров отчетливо видно разделение раковин на два или три ответвления. Ветвящиеся формы характерны для экземпляров любых размеров от самых мелких до самых крупных. Ширина камер изменяется от 2 до 20 мм и может оставаться в раковине относительно постоянной или последовательно увеличиваться. Количество камер в раковине может достигать 15. Длина раковин варьирует от 5 мм до 10 см. Изучение фрагментов камер с помощью сканирующего электронного микроскопа показало наличие агглютинированной стенки, сложенной более крупнозернистым материалом, чем вмещающая порода, с повышенной концентрацией кристаллов пирита и кварца (рис. 2). Этот факт подтверждает наличие внешнего агглютинированного скелета у организмов группы палеопасцихнид, который ранее был установлен при изучении идентичных остатков из хатыспысткой свиты Оленекского поднятия и верховской свиты Онежского полуострова [8].

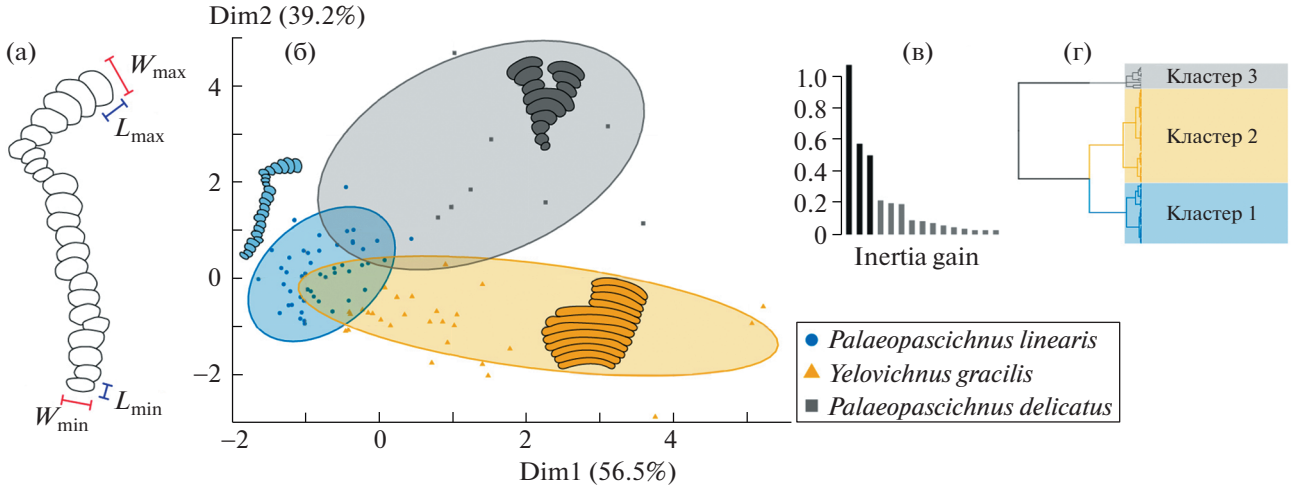

Рис. 3. Морфологический анализ палеопасцихнид из чернокаменской свиты методами PCA и HCPC: а – схематичное изображение формы палеопасцихниды и замеры их основных морфометрических характеристик; б – визуализация результатов кластерного анализа форм палеопасцихнид; в – распределение разброса коэффициентов инерции (inertia gain) в пространстве главных компонент (PCA) подтверждает разделение форм палеопасцихнид на три кластера; г – результат иерархической кластеризации данных на главные компоненты (HCPC) по трем кластерам (морфотипам).

Представительная коллекция палеопасцихнид из местонахождения Красная Горка позволила провести замеры их основных морфометрических характеристик (рис. 3 а): длина и ширина начальной (L_{min}, W_{min}) и конечной камер (L_{max}, W_{max}), а также общее количество камер в раковине (N). На основе прямых измерений были выбраны параметры, отражающие морфологическую изменчивость ископаемых организмов: отношение ширины между начальной и конечной камерами (W_{ratio}) и коэффициент удлинения камер (отношение длины и ширины у начальных и конечных камер соответственно – K_{min}, K_{max}). Морфометрический анализ палеопасцихнид проведен по методу главных компонент и иерархической кластеризации данных на главные компоненты (HCPC, hierarchical clustering on principal components) с помощью программы, написанной в языковой среде R версии 4.0.3 (R Core Team 2020), и ПО RStudio версии 1.4.1103 (RStudio, PBC 2021). Этот метод позволил проанализировать массив морфометрических характеристик путем уменьшения размерности многомерного набора данных и сглаживания случайных флуктуаций в формах и размерах камер палеопасцихнид для последующего построения и визуализации кластерных структур, отражающих морфологическое разнообразие ископаемых организмов. На рис. 3б представлен результат PCA-анализа по трем параметрам W_{ratio} (39.2% от общей дисперсии значений), K_{max} и K_{min} (56.5% соответственно). Установлено, что пространство PCA делится на три кластера (рис. 3 в–г): (кластер 1) – палеопасцихниды с относительно постоянным размером и формой камер от глобулярной до слабо вытянутой (K_{max} не превышает значение 1.75, W_{ratio} колеблется от 1.0 до 1.5); (кластер 2) – палеопасцихниды с относительно постоянным размером, но сильно вытянутой формой камер от фасолевидной до аллантоидной (K_{min} и K_{max} достигают значений 5.5, W_{ratio} не превышает 2.0); (кластер 3) – палеопасцихниды с постоянно увеличивающейся шириной камер от почти глобулярной в начале до сильно вытянутой и дугообразной в конце (K_{max} достигает 3.75, W_{ratio} доходит до 4.5–4.75). Сравнение с ранее опубликованными данными показывает, что для первого кластера характерен таксон *Palaeopascichnus linearis* [8], для второго – *Yelovichnus gracilis* [2], и для третьего – *Palaeopascichnus delicatus* [1]. Похожий результат был получен при изучении морфологического разнообразия палеопасцихнид методами PCA и HCPC из формации Фермюс эдиакария о. Ньюфаундленд, Канада [10]. Стоит отметить, что таксон *Yelovichnus gracilis* пока не относится к роду *Palaeopascichnus* и ожидает ревизии, однако, многими исследователями ранее высказывалось мнение о его принадлежности к группе палеопасцихнид [10–12].

Вместе с палеопасцихнидами в разрезе чернокаменской свиты были обнаружены многочисленные слепки органов прикрепления и отпечатки концентрических микробиальных колоний, белтанелломорфных, рангееморфных и дикинсониеморфных организмов. Совокупность литологических типов осадочных пород и их текстурный облик позволяют интерпретировать условия осадконакопления фоссилиеносного уровня чернокаменской свиты в изученном местонахождении как крайне мелководные приливно-отливные. Литологически и палеонтологически сход-

ный уровень ранее был обнаружен в верхней части коноваловской подсвиты чернокаменской свиты, вскрытый в нижнем течении р. Сылвицы [18, 19] примерно в 110 км к юго-юго–востоку от местонахождения Красная горка. Это допускает предположить, что в местонахождении Красная Горка тоже обнажена коноваловская подсвита. Кроме того, полученный недавно U–Pb-возраст 563.5 ± 3.5 млн лет цирконов из вулканических туфов, обнаруженных в одном из фрагментов разреза сылвицкой серии, позволяет отнести находки палеопасцихнид к беломорскому региоярусу венда на Среднем Урале [20]. До настоящего времени остатки палеопасцихнид в восточном обрамлении Восточно-Европейской платформы были известны из сылвицкой серии Среднего Урала (обнажения перевалокской и чернокаменской свит по р. Сылвицы) и ашинской серии Южного Урала (обнажения басинской и зиганской свит) [4, 6]. Таким образом, разрезы чернокаменской свиты на Широковском водохранилище представляют новое местонахождение палеопасцихнид на Среднем Урале. Результаты морфометрического анализа и подтверждение наличия агглютинированного скелета в строении относимых к ним фоссилий дают новое понимание природы и таксономического разнообразия проблематичных остатков и раскрывают возможный потенциал применения группы палеопасцихнид для биостратиграфии вендских отложений.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Палеобиологический, морфометрический и электронно-микроскопический анализы палеопасцихнид выполнены В.Д. Десяткиным и А.В. Колесниковым при финансовой поддержке гранта РНФ (проект № 19-77-00028). Полевые исследования А.В. Колесникова, В.Д. Десяткина, А.А. Римского, А.О. Сысоевой и В.А. Тереховой проводились при финансовой поддержке грантов Президента РФ (проект № МК-3137.2021.1.5) и РФФИ (проекты № 19-05-00828 и 19-05-00155). Полевые работы Н.Б. Кузнецова и А.В. Шацилло выполнены при финансовой поддержке МОН РФ (Мегагрант 075-15-2019-1883 “Орогенез: образование и рост континентов и суперконтинентов”). Исследования соответствуют темам госзадания ГИН РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Палий В.М.* Остатки бесскелетной фауны и следы жизнедеятельности из отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Подолии // Палеонтология и стратиграфия верхнего докембрия и нижнего палеозоя юго-запада Восточно-Европейской платформы. 1976. Киев: Наукова думка. С. 63–77.
2. *Федонкин М.А.* Систематическое описание вендских Metazoa. Вендская система. Т. 1. Палеонтология. М.: Наука, 1985. С. 70–106.
3. *Antcliffe J.B., Gooday A.J., Brasier M.D.* Testing the Protozoan Hypothesis for Ediacaran Fossils: A Developmental Analysis of *Palaeopascichnus* // Palaeontology. 2011. V. 23 (5). P. 1157–1175.
4. *Гражданкин Д.В., Маслов А.В. и др.* Осадочные системы сылвицкой серии (верхний венд Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
5. *Wan B., Xiao S., et al. Orbisiana linearis* from the Early Ediacaran Lantian Formation of South China and its Taphonomic and Ecological Implications // Precambrian Research. 2014. V. 255. P. 266–275.
6. *Kolesnikov A.V., Marusin V.V., et al.* Ediacaran Biota in the Aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // Precambrian Research. 2015. V. 263. P. 59–78.
7. *Nagovitsin K.E., Rogov V.I., et al.* Revised Neoproterozoic and Terreneuvian Stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and North-western Slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform // Precambrian Research. 2015. V. 270. P. 226–245.
8. *Kolesnikov A.V., Rogov V.I., et al.* The Oldest Skeletal Macroscopic Organism *Palaeopascichnus linearis* // Precambrian Research. 2018. V. 316. P. 24–37.
9. *Kolesnikov A.V., Liu A.G., et al.* A Reassessment of the Problematic Ediacaran Genus *Orbisiana* Sokolov 1976 // Precambrian Research. 2018. V. 316. P. 197–205.
10. *Hawco J.B., Kenchington C.H., McIlroy D.* A Quantitative and Statistical Discrimination of Morphotaxa within the Ediacaran Genus *Palaeopascichnus* // Papers in Palaeontology. 2019. https://doi.org/10.1002/spp2.1290
11. *Jensen S., Hoegstroem A.E.S., et al.* New Occurrences of Palaeopascichnus from the Stahpogieddi Formation, Arctic Norway, and their Bearing on the Age of the Varanger Ice Age // Canadian J. Earth Sci. 2018. V. 55. P. 1–10.
12. *Kolesnikov A.V.* Stratigraphic Correlation Potential of the Ediacaran Palaeopascichnids // Estudios Geologicos. 2019. V. 75 (2), e102. P. 1–5.
13. *Беккер Ю.Р.* Первые палеонтологические находки в рифее Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 3. С. 90–100.
14. *Grazhdankin D., Gerdes G.* Ediacaran Microbial Colonies // Lethaia. 2007. V. 40. P. 201–210.
15. *Колесников А.В., Маслов А.В., Гражданкин Д.В.* Арумбериеморфные текстуры в верхнем венде Урала // ДАН. 2012. Т. 447. № 1. С. 66–72.
16. *Luzhnaya E., Ivantsov A.* Skeletal Nets of the Ediacarian Fronds // Paleontological Journal. 2019. V. 53. P. 667–675.
17. *Kolesnikov A.V., Danelian T., et al.* Arumberiamorph Structure in Modern Microbial Mats: Implications for Ediacaran Palaeobiology // Bull. Soc. géol. Fr. 2017. V. 188 (1–2). P. 1–10.
18. *Sozonov N.G., Bobkov N.I., et al.* The Ecology of *Dickinsonia* on Tidal Flats // Estudios Geologicos. 2019. V. 75 (2), e116. P. 1–5.
19. *Bobkov N.I., Kolesnikov A.V., et al.* The Occurrence of *Dickinsonia* in Non-marine Facies // Estudios Geologicos. 2019. V. 75 (2), e096. P. 1–5.
20. *Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А. и др.* Результаты геохронологического и изотопно-геохимического

изучения циркона из туфов сылвицкой серии (западный склон Среднего Урала): к происхождению пепловых прослоев в вендских толщах Восточно-Европейской платформы // ДАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 341–345.

PALAEOPASCICHNIDS FROM THE UPPER VENDIAN CHERNYI KAMEN FORMATION OF THE MIDDLE URALS (PERM REGION)

V. D. Desiatkin[a, #], A. V. Kolesnikov[a, ##], A. A. Rimsky[a], A. O. Sysoyeva[a], V. A. Terekhova[a], N. B. Kuznetsov[a, b], A. V. Shatsillo[b, c], I. V. Latysheva[a], T. V. Romanyuk[c], and Academician of the RAS M. A. Fedonkin[a]

[a] *Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b] *Institute of the Earth Crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[c] *Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: desiatkin@ginras.ru*

[##] *E-mail: kolesnikov@ginras.ru*

In 2020–2021 the palaeopascichnid fossils were found in the Krasnaya Gorka Site (Shyrokovsky Reservoir, Kosva River area, Perm Region), a type Vendian fossil locality (problematic discoidal casts and arumberiamorph structures) for the Central Urals discovered by Yu.R. Bekker in 1972. In the stratigraphical context, the fossil locality is associated with Chernyi Kamen Formation of the Upper Vendian Sylvitsa Group. The results of morphometric analysis of palaeopascichnid fossils made possible to distinguish three morphological types: *Palaeopascichnus delicatus*, *Yelovichnus gracilis* and *Palaeopascichnus linearis*. Finding of a large number of palaeopascichnid fossils both develops the understanding of their palaeobiology and taphonomy, and also demonstrates that palaeontological potential of the type fossil locality and one of the most representative section of the Chernyi Kamen Formation has not entirely realized.

Keywords: Vendian, Middle Urals, Shyrokovsky Reservoir, Palaeopascichnida, *Palaeopascichnus*, Vendian biota, Ediacaran biota, Morphodynamics, Taphonomy

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 144–150

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 551.24.02:551.243

АНАЛИЗ ДИНАМИКИ БЛОКОВО-РАЗЛОМНОЙ СТРУКТУРЫ В РАЙОНЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2008 И 2020 г. НА ЮЖНОМ БАЙКАЛЕ МЕТОДАМИ СПУТНИКОВОЙ РАДИОИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

© 2021 г. Академик РАН В. Г. Бондур[1,*], Т. Н. Чимитдоржиев[1, 2], Ц. А. Тубанов[3], А. В. Дмитриев[2], П. Н. Дагуров[2]

Поступило 27.04.2021 г.
После доработки 28.04.2021 г.
Принято к публикации 28.04.2021 г.

С использованием методов спутниковой радиолокационной интерферометрии проанализированы смещения земной поверхности до и после землетрясений, состоявшихся вблизи южного берега озера Байкал 21 сентября 2020 г. (Быстринское землетрясение с магнитудой $M = 5.5$) и 27 августа 2008 г. (Култукское землетрясение с магнитудой $M = 6.3$). Для исследования деформационных процессов использовались данные дистанционного зондирования, полученные радиолокаторами с синтезированной апертурой спутника Sentinel-1B (C-диапазон) и спутников ALOS-1/2 PALSAR-1/2 (L-диапазон). На основании результатов анализа спутниковых радарных интерферометрических измерений за периоды времени с мая 2017 по начало октября 2020 г. для Быстринского и с января 2007 по конец февраля 2011 г. для Култукского землетрясений, обнаружены блоки с различными скоростями деформаций, разность величин которых перед Быстринским землетрясением составляла 14 мм, а перед Култукским землетрясением – 12–13 мм.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, радиоинтерферометрия, сейсмоопасные территории, землетрясения, напряженно-деформированное состояние, космический мониторинг

DOI: 10.31857/S268673972108003X

ВВЕДЕНИЕ

Для предупреждения и снижения последствий таких опасных природных процессов, как землетрясения, необходимо развивать методы мониторинга обширных сейсмоопасных территорий, наиболее перспективными среди которых являются космические методы [1, 2]. Для решения этой проблемы необходимо регистрировать различные предвестники землетрясений, проявляющиеся, например, в изменении структуры линеаментов, регистрируемых по космическим изображениям [1], в аномалиях различных физических полей, в том числе в вариациях ионосферных параметров [2] и др. в период подготовки и протекания сейсмических событий. Одним из эффективных подходов для прогноза землетрясений является анализ напряженно-деформационного состояния земной коры сейсмоопасных районов. Для этого могут использоваться методы, основанные на использовании геомеханических моделей [3–5]. Для прогноза могут использоваться также различные подходы, например, основанные на методах сейсмической энтропии [6].

Для регистрации деформаций земной коры в сейсмоопасных районах перспективно использование всепогодных методов спутниковой радиолокационной интерферометрии, которые в настоящее время являются важным инструментом для измерения подвижек земной поверхности, обусловленных различными физическими причинами [7–10].

21 сентября 2020 г. вблизи южной оконечности оз. Байкал произошло Быстринское землетрясение с магнитудой $M = 5.5$. В этом же районе ранее, 27 августа 2008 г., было зафиксировано сильное Култукское землетрясение с магнитудой $M = 6.3$. Район землетрясений представляет собой сейсмоактивную область сочленения Южно-Байкальской и Тункинской впадин, играющую важную роль в изучении структуры и эволюции Байкальского рифта. Территория также представляет интерес с экологической точки зрения из-за хра-

[1] *Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга "АЭРОКОСМОС", Москва, Россия*
[2] *Институт физического материаловедения Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия*
[3] *Геологический институт Сибирского отделения Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия*
**E-mail: vgbondur@aerocosmos.info*

нилища промышленных отходов Байкальского целлюлозно-бумажного комбината.

В настоящем сообщении приведены результаты исследования смещения земной поверхности до и после (для Култукского) землетрясений, включая косейсмические. Для исследований применялись методы спутниковой радиолокационной интерферометрии (РИ). В методах РИ используются данные о разности фаз радарных сигналов, полученных в различные моменты времени пролета спутников над исследуемой территорией, в частности, до и после какого-либо события [8, 9, 10]. Эти разности фаз пропорциональны разностям расстояний, пройденных радарными волнами. Полученные разности расстояний и позволяют определить смещения земной поверхности. В работе рассматривается возможная сейсмотектоническая природа динамики поверхности, связанная с периодом, предшествующим землетрясениям.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Для анализа деформационных процессов на исследуемой территории использовались космические изображения, полученные радиолокаторами с синтезированной апертурой спутника Sentinel-1B, функционирующего на длине волны 5.6 см (C-диапазон) и спутников ALOS-1/2 PALSAR-1/2 с длиной волны 23.5 см (L-диапазон). Важными достоинствами данных Sentinel-1 для исследований и космического мониторинга являются свободный доступ и регулярный характер спутниковой съемки с периодом 12 дней, позволяющие формировать временные серии изображений. Интерферометрические снимки, полученные ALOS-1/2 PALSAR-1/2 вследствие большей длины волны, обладают существенно большей когерентностью, характеризующей качество интерферометрических пар снимков. Однако в настоящее время периодичность радиолокационного зондирования L-диапазона в интерферометрическом режиме нерегулярна и может составлять год и более.

В качестве методов дистанционного зондирования в работе использовались “классический” метод дифференциальной радиолокационной интерферометрии (ДРИ, DinSAR) [7] и метод постоянных рассеивателей (Persistent Scatterers, PS) [8]. Главное ограничение метода ДРИ, основанного на анализе двух разновременных изображений, образующих интерферометрическую пару, – временная и пространственная декорреляция радиолокационных эхо-сигналов. Метод PS является развитием ДРИ, использующим временные серии радарных изображений. Он позволяет рассчитать динамику точечных постоянных рассеивателей, которыми являются объекты типа “квазиуголковых” отражателей, с достаточно сильным и устойчивым во времени отраженным сигналом (соответственно с высокими величинами когерентности). Для этих постоянных рассеивателей рассчитывается множество интерферометрических фазовых соотношений относительно одного опорного изображения, которое позволяет более точно, по сравнению с ДРИ, оценить величину и скорость деформаций дискретно расположенных постоянных рассеивателей. Увеличение точности достигается за счет использования нескольких десятков интерферограмм. Это позволяет существенно уменьшить влияние атмосферы и неточностей опорной цифровой модели рельефа и орбитальные ошибки. Недостаток метода PS – результат в виде отдельных точек, поэтому логичным является его комбинирование с ДРИ, результатом применения которой является непрерывное поле деформаций поверхности [9].

С учетом этого исследование сейсмических процессов на активизированном разломе Байкальского рифта выполнялось с помощью комплексирования метода ДРИ по данным радиолокаторов ALOS-1/2 PALSAR-1/2 (с временными интерферометрическими базами год и более, всего 4 радарных сцены) и метода PS с использованием временных серий Sentinel-1B (47 изображений бесснежного периода) и ALOS PALSAR (28 изображений). Зонирование подвижных блоков и оценка трендов направленности движений проводились методом ДРИ. При помощи метода PS проведена детализация характера деформации поверхности.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ. АНАЛИЗ

Очаг Быстринского землетрясения магнитудой $M = 5.5$, произошедшего 21 сентября 2020 г., расположен в юго-восточной оконечности Главного Саянского разлома (ГСР), сейсмический потенциал которого, по палеосейсмогеологическим данным, оценивается как $M = 8.0$ [11]. Эпицентр землетрясения (желтая звездочка на рис. 1), расположенный вблизи деревни Быстрая, в геоморфологическом плане тяготеет к сочленению Тибельтинской междувпадинной перемычки и Быстринской впадины [12]. Эпицентр Култукского землетрясения 2008 г. с магнитудой $M = 6.3$, произошедшего 27 августа 2008 г. (зеленая звездочка на рис. 1), находился в акватории Байкала. Красные линии на рис. 1 – неотектонические разломы [13]. Градациями зеленого и коричневого цвета на рис. 1 представлены косейсмические смещения вдоль линии распространения (направления радиолокационного обзора) электромагнитной волны от спутникового радара. Схема создана методом ДРИ по данным интерферометрической пары изображений Sentinel-1, полученных за 10 дней до Быстринского события

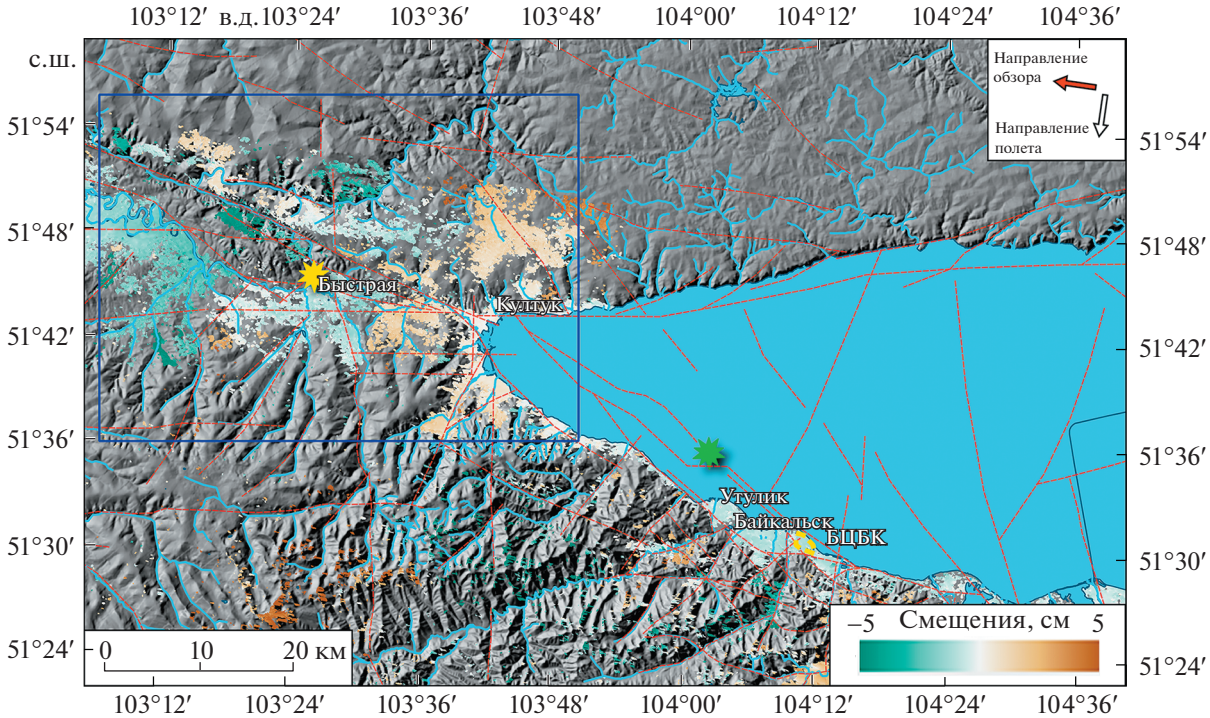

Рис. 1. Схема косейсмических смещений земной поверхности по данным ДРИ Sentinel-1.

(11 сентября 2020 г.) и через 2 дня после события (23 сентября 2020 г.).

Значительная часть интерферометрических данных, вследствие низких величин когерентности, не могла быть использована для измерений, поэтому распределение косейсмических деформаций представлено фрагментарно. Тем не менее ключевые участки сейсмоактивного линеамента в районе Тункино-Южно-Байкальской перемычки, а также вдоль южного берега оз. Байкал характеризуются достаточно значимыми величинами деформаций. В исследуемой области Быстринского землетрясения (прямоугольник на рис. 1) отчетливо выделяются две зоны с противоположным направлением движений. Проседание земной поверхности до 3–5 см выявлено на небольшом участке вдоль разлома в непосредственной близости от эпицентра Быстринского землетрясения. В целом зона проседания (зеленый оттенок) охватывала целиком участок поймы реки Иркут, в то время как зона, окрашенная светло-коричневым цветом, располагающаяся ближе к оконечности оз. Байкал, испытывала подъем (до 1–2 см).

Для анализа геодинамики в районе эпицентра (выделенный прямоугольник на рис. 1), в период, предшествующий землетрясению, были установлены границы активных блоков с различной геодинамикой. Контуры блоков были получены методом ДРИ (рис. 2) по данным интерферометрической пары ALOS-2 PALSAR-2 (27 июня 2019 г.–25 июня 2020 г.), с очень малой пространственной интерферометрической базой 2,1 м, обеспечивающей высокую пространственную когерентность и точность измерения относительных деформаций. Зеленым цветом на рис. 2 выделена область условного проседания, а коричневым цветом выделена область условного поднятия, без учета фазового пьедестала (неизвестной аддитивной константы). Смещения за соответствующий промежуток времени в один год представлены вдоль линии распространения (направления радиолокационного обзора) электромагнитной волны от спутникового радара ALOS-2 PALSAR-2.

Методом PS была рассчитана динамика множества постоянных рассеивателей в пределах участка, выделенного прямоугольником на рис. 1, которые были сегментированы в соответствии с расположением на блоке опускания или поднятия (см. рис. 2). Красным цветом на этом рисунке выделены рассеиватели, расположенные в области условного поднятия, выявленной по данным ДРИ, синие треугольники соответствуют рассеивателям в области условного опускания. Для расчетов использовались 47 изображений, полученных с борта спутника Sentinel-1B за период времени с 06 мая 2017 по 05 октября 2020 г. Для исключения влияния сезонных факторов, связанных с фазовым сдвигом вследствие морозного пучения [14] и наличием снежного покрова [15], были использованы данные бесснежного периода

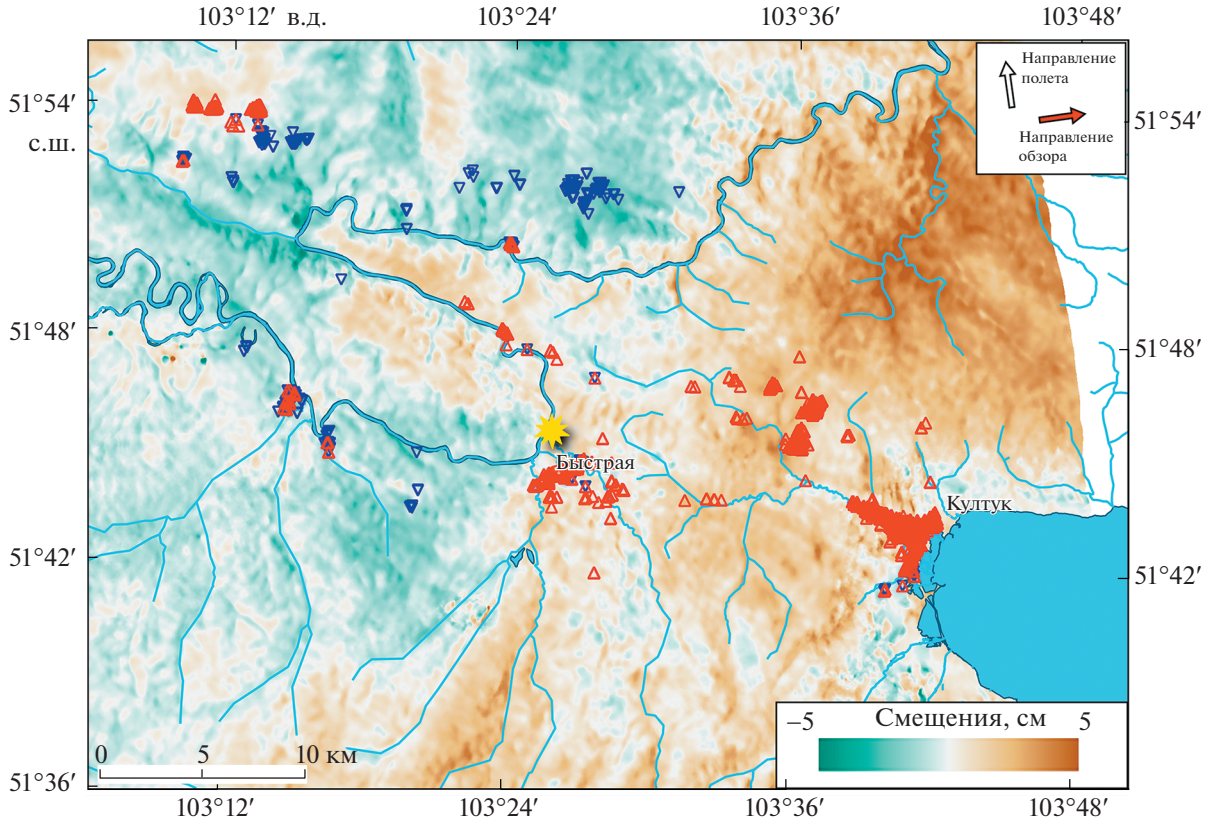

Рис. 2. Результаты оценки смещений в период до землетрясения методом ДРИ по паре изображений ALOS-2 PALSAR-2 с датами съемки 27.06.2019 и 25.06.2020 и местоположения постоянных рассеивателей.

на согласованной вертикальной поляризации. Данные по смещениям постоянных рассеивателей были усреднены и представлены на рис. 3а в виде отдельных временных рядов для каждой области. Красной стрелкой на рис. 3а обозначен момент землетрясения.

Обнаруженная методом ДРИ граница раздела блоков (см. рис. 2) с разным характером подвижки земной поверхности, вблизи которой находился эпицентр Быстринского землетрясения, располагается поперек простирания сейсмоактивного разлома. Подобное соотношение направленности движения блоков согласуется с данными геоморфологии. Инверсионное *воздымание* межвпадинной перемычки является одной из причин циклических миграций русла реки Иркут в субмеридиональном направлении [12]. Поднятые тектонические ступени являются основой междурифтовых перемычек, где периодически случаются землетрясения относительно небольшой силы.

В целом согласно приведенным на рис. 3а зависимостям наблюдается поднятие блоков с разной скоростью для разных областей, которое в среднем прекратилось перед землетрясением при разности величин деформаций 14 мм. При этом начальные данные в 2017 г. также в среднем показывают отсутствие деформаций. Результирующие деформации за 3 года составили в среднем примерно 16 и 30 мм для различных областей. Можно предположить, что данные величины являются некоторым порогом деформаций, который привел к землетрясению в данной части Байкальского рифта.

Методика с комплексированием ДРИ и метода PS также была использована при ретроспективном анализе движений в период Култукского землетрясения магнитудой $M = 6.3$, произошедшего 27 августа 2008 г. Смежное расположение эпицентров землетрясений на одном сейсмоактивном линеаменте позволяет сопоставить сейсмическое событие, произошедшее в 2020 г. с Култукским землетрясением 2008 г., одним из сильнейших за историю наблюдений в этом районе. По данным ДРИ (ALOS-1 PALSAR-1, 06 июля 2008–09 июля 2009) в тыловой части эпицентральной области землетрясения были выявлены два небольших подвижных блока в районе п. Утулик и г. Байкальск, ограниченные прибортовым Утуликским разломом. С использованием метода PS по 28 изображениям ALOS-1 PALSAR-1 данной области была рассчитана динамика постоянных рассеивателей, которые были разделе-

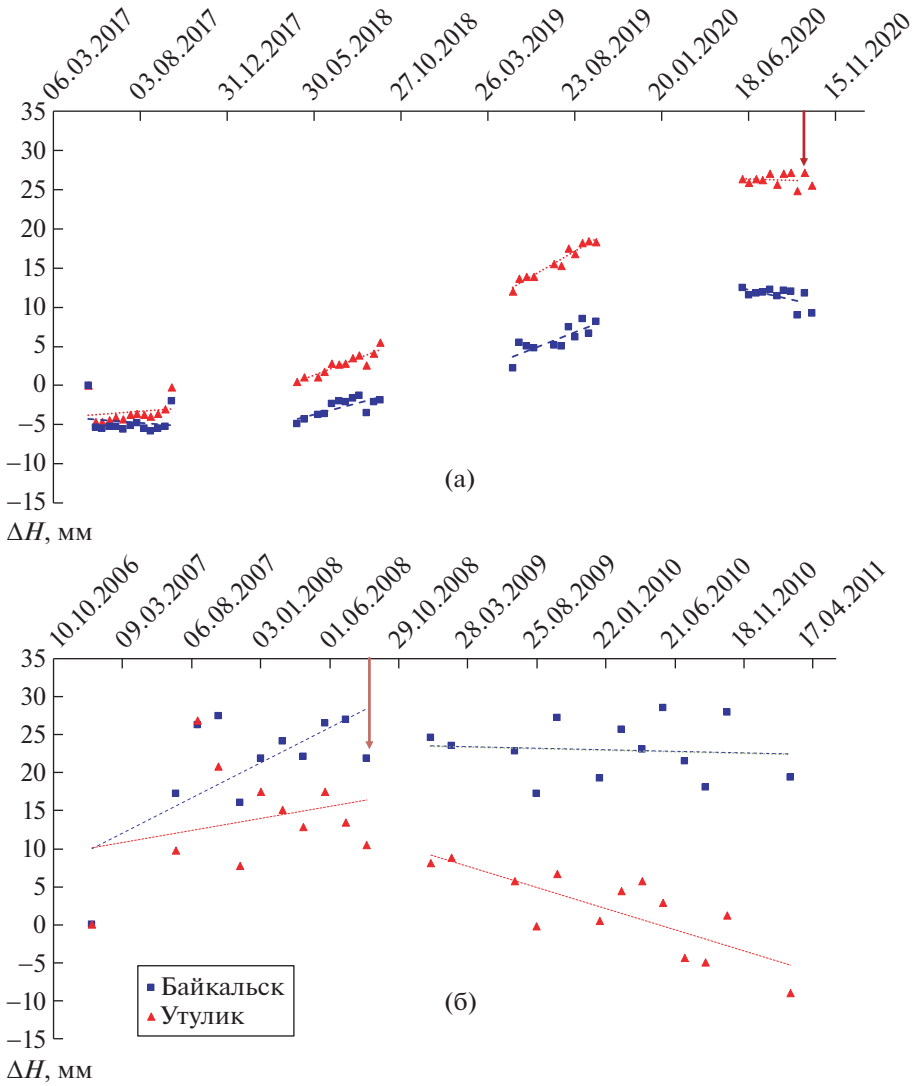

Рис. 3. Деформации смежных участков подвижной области, полученные методом PS: а – Быстринское землетрясение (Sentinel-1B, 2017–2020 гг.); б – Култукское землетрясение (ALOS-1 PALSAR-1, 2007–2011 гг.).

ны на два кластера на блоках в районе п. Утулик и г. Байкальск. В соответствии с этим разделением были получены результаты, которые представлены на рис. 3б. На графике полученные линейные тренды разделены на периоды до и после землетрясения, дата которого обозначена красной стрелкой. Анализ рис. 3б показывает, что перед рассматриваемым сейсмическим событием наблюдается общий подъем блоков с разной скоростью, а различие величин деформаций перед землетрясением достигает 12–13 мм. Полученные результаты свидетельствуют о том, что после Култукского землетрясения наблюдаются изменения в динамике движения: относительная стабильность блока “Байкальск” и проседание блока “Утулик”.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Создана картографическая основа косейсмических деформаций по данным интерферометрической пары изображений Sentinel-1B, полученных за 10 дней (11 сентября 2020 г.) до Быстринского землетрясения с магнитудой M = 5.5, состоявшегося 21 сентября 2020 г. вблизи южной оконечности озера Байкал, и через 2 дня (23 сентября 2020 г.) после этого сейсмического события. В результате комплексирования спутниковых радарных интерферометрических измерений, полученных за период времени с 06 мая 2017 по 05 октября 2020 г. для района Быстринского землетрясения, обнаружены два блока с различными скоростями положительных деформаций, происходивших до 2020 г. Начальные данные, по-

лученные в 2017 г., показывали в среднем отсутствие деформаций.

Непосредственно перед этим землетрясением (сентябрь 2020 г.) разность величин деформаций исследуемых блоков составляла порядка 14 мм. При этом результирующие за 3 года положительные деформации составляли в среднем примерно 16 и 30 мм для различных областей обнаруженных блоков. В 2020 г. после данного сейсмического события скорость поднятия блоков стабилизировалась. Такая стабилизация, возможно, является свидетельством предельного напряженно-деформированного состояния, после которого произошло землетрясение.

Аналогичные расчеты, выполненные за период времени с 01 января 2007 по 27 февраля 2011 г. для Култукского землетрясения с магнитудой $M = 6.3$, произошедшего 27 августа 2008 г., позволили выявить сопоставимые разности величин деформаций (порядка 12–13 мм) и динамику блоков перед этим сейсмическим событием. Определенное сходство динамики соответствующих блоков до землетрясений 2008 и 2020 г. позволяет предполагать сходство этой динамики и после этих сейсмических событий. Тем самым это позволяет спрогнозировать нисходящий тренд одного блока к прежнему уровню и относительную стабилизацию деформаций второго блока в период времени после землетрясения 2020 г.

Полученные результаты свидетельствуют о перспективности комплексного использования методов спутниковой радиолокационной интерферометрии для регистрации деформаций земной поверхности, предшествующих сейсмическим событиям. Результаты радарной интерферометрии размещены в интернете в соответствии с современными тенденциями свободного распространения научных данных (http://omdoki.nextgis.com/resource/676/display?panel = layers).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Японскому аэрокосмическому агентству (JAXA) за данные ALOS-1/2 PALSAR-1/2, предоставленные в рамках проекта ALOS-2 RA6 (PI-3402).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственных заданий Минобрнауки России ИФМ СО РАН, ГИН СО РАН и НИИ “АЭРОКОСМОС” (№ АААА-А19-119081390037-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондур В.Г., Зверев А.Т.* Метод прогнозирования землетрясений на основе линеаментного анализа космических изображений // ДАН. 2005. Т. 402. № 1. С. 98–105.
2. *Бондур В.Г., Смирнов В.М.* Метод мониторинга сейсмоопасных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами // ДАН. 2005. Т. 402. № 5. С. 675–679.
3. *Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В., Стеблов Г.М., Шалимов С.Л.* Геомеханические модели и ионосферные вариации для крупнейших землетрясений при слабом воздействии градиентов атмосферного давления // ДАН. 2007. Т. 414. № 4. С. 540–543.
4. *Бондур В.Г., Гарагаш И.А, Гохберг М.Б., Родкин М.В.* Эволюция напряженного состояния Южной Калифорнии на основе геомеханической модели и текущей сейсмичности // Физика Земли. 2016. № 1. С. 120–132. https://doi.org/10.7868/S000233371601004X
5. *Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В.* Связь между вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры и сейсмической активностью на примере Южной Калифорнии // ДАН. 2010. Т. 430. № 3. С. 400–404.
6. *Акопян С.Ц., Бондур В.Г., Рогожин Е.А.* Технология мониторинга и прогнозирования сильных землетрясений на территории России с использованием метода сейсмической энтропии // Физика Земли. 2017. № 1. С. 34–53. https://doi.org/10.7868/S0002333717010021
7. *Zebker H.A., Rosen P.A., Goldstein R.M., Gabriel A., Werner C.L.* On the Derivation of Coseismic Displacement Fields Using Differential Radar Interferometry: The Landers earthquake // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. № B10. P. 19617–19634. https://doi.org/10.1029/94JB01179
8. *Ferretti A., Prati C., Rocca F.* Permanent Scatterers in SAR Interferometry // IEEE Trans Geosci Remote Sens. 2001. V. 39. № 1. P. 8–20. https://doi.org/10.1109/36.898661
9. *Pawluszek-Filipiak K., Borkowski A.* Monitoring Mining-induced Subsidence by Integrating Differential Radar Interferometry and Persistent Scatterer Techniques // European Journal of Remote Sensing. 2020. P. 1–13. https://doi.org/10.1080/22797254.2020.1759455
10. *Бондур В.Г., Захарова Л.Н., Захаров А.И., Чимитдоржиев Т.Н., Дмитриев А.В., Дагуров П.Н.* Мониторинг оползневых процессов с помощью космических интерферометрических радаров L-диапазона на примере обрушения склона берега реки Бурея. // Исследование Земли из космоса. 2019. № 5. С. 3–14. https://doi.org/10.31857/S0205-9614201953-14
11. *Чипизубов А.В., Смекалин О.П.* Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 6. С. 936–947.
12. *Уфимцев Г.Ф., Щетников А.А., Филинов И.А.* Инверсии в новейшей геодинамике байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 7. С. 796–808.
13. *Лунина О.В.* Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и текто-

нофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 407–434. https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0215

14. *Chimitdorzhiev T.N., Dagurov P.N., Bykov M.E., Dmitriev A.V., Kirbizhekova I.I.* Comparison of ALOS PALSAR Interferometry and Field Geodetic Leveling for Marshy Soil Thaw/freeze Monitoring, Case Study from the Baikal Lake Region, Russia. // Journal of Applied Remote Sensing. 2016. V. 10. № 1. P. 016006. https://doi.org/10.1117/1.JRS.10.016006

15. *Dagurov P.N., Chimitdorzhiev T.N., Dmitriev A.V., Dobrynin S.I.* Estimation of Snow Water Equivalent from L-band Radar Interferometry: Simulation and Experiment // International Journal of Remote Sensing, V. 41. № 24. P. 9328–9359. https://doi.org/10.1080/01431161.2020.1798551

ANALYSIS OF THE BLOCK-FAULT STRUCTURE DYNAMICS IN THE AREA OF EARTHQUAKES IN 2008 AND 2020 ON THE SOUTHERN LAKE BAIKAL BY THE METHODS OF SATELLITE RADIOINTERFEROMETRY

Academician of the RAS V. G. Bondur[a, #], T. N. Chimitdorzhiev[a, b], Ts. A. Tubanov[c], A. V. Dmitriev[a], and P. N. Dagurov[a]

[a] *Scientific research Institute of aerospace monitoring "AEROCOSMOS", Moscow, Russian Federation*
[b] *Institute of Physical Materials Science, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation*
[c] *Geological institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation*
[#] *E-mail: vgbondur@aerocosmos.info*

The earth's surface displacements before and after the earthquakes that took place near the southern shore of lake Baikal on September 21, 2020 (Bystrinskoe earthquake with a magnitude $M = 5.5$) and August 27, 2008 (Kultukskoe earthquake with a magnitude $M = 6.3$) were analyzed with help of satellite radar interferometry methods. Remote sensing data obtained by the Sentinel-1B (C-band) and the ALOS-1/2 PALSAR-1/2 (L-band) spaceborne synthetic aperture radars were used to study the deformation processes. Blocks with different strain rates were found based on the results of satellite radar interferometric measurements analysis for the period from May 2017 to October 2020 for the Bystrinskoe and from January 2007 to February 2011 for the Kultukskoe earthquakes. The difference in the deformation values before the Bystrinskoe earthquake was 14 mm and before the Kultukskoe earthquake equaled from 12 to 13 mm.

Keywords: remote sensing, radiointerferometry, seismic hazards, earthquakes, stress-strain state, space monitoring

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 151–158

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 550.34

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗРЫВА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ХАНСИН-АВАДЗИ (г. КОБЕ, ЯПОНИЯ) 17.01.1995 M 6.9

© 2021 г. В. Н. Морозов[1], А. И. Маневич[1,2,*]

Представлено академиком РАН А.Д. Гвишиани 19.04.2021 г.
Поступило 19.04.2021 г.
После доработки 29.04.2021 г.
Принято к публикации 30.04.2021 г.

Изложены результаты моделирования напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного корового землетрясения Хансин-Авадзи, произошедшего в районе г. Кобе (Япония) 17 января 1995 г. с магнитудой *M* 6.9. Используется разработанный авторами метод моделирования и анализа напряженно-деформированного состояния эпицентральных зон коровых землетрясений. В качестве исходных данных и граничных условий для моделирования используются геолого-тектонические и сейсмологические данные по району землетрясения. Показано, что магистральный разрыв, возникающий в очаге землетрясения, зарождается в зоне высокой интенсивности напряжений при определенном соотношении главных тектонических напряжений и распространяется через области аномально высокой концентрации напряжений, вызывая максимальные смещения в этих зонах. Полученные результаты дают новые представления о механизме очага землетрясения, ориентированные на прогнозирование места и магнитуды сильных коровых землетрясений в сейсмоактивных районах.

Ключевые слова: землетрясение, напряжения, напряженно-деформированное состояние, очаг, тектонический разлом, разрыв, магнитуда

DOI: 10.31857/S2686739721080089

ВВЕДЕНИЕ

Разломная тектоника сейсмоактивных районов является определяющим фактором в генезисе сильных, зачастую катастрофических, землетрясений. Взаимодействие активных разломов в поле тектонических напряжений создает локальные зоны концентрации высокоградиентных полей напряжений, вызывающих развитие протяженных разрывов в земной коре (землетрясений) [2]. Тектонические разломы, как объемные зоны разномасштабного диспергированного материала при протяженности более 100 км, представляют собой “гигантско-глыбовый меланж” шириной в несколько километров [3, 7]. При этом физико-механические характеристики (прочность, упругие свойства горных пород) разломов существенно ниже пород окружающей геологической среды. Тектонические напряжения, формирующие разломную тектонику верхней части земной коры, достигающие 100 МПа [9], являются основой для задания граничных условий моделирования напряженно-деформированного состояния (НДС) эпицентральных зон сильных коровых землетрясений.

17 января 1995 г. в Японии (район г. Кобе) произошло землетрясение Хансин-Авадзи (в литературе также встречаются названия “землетрясение в Кобе”, “землетрясение Хёго-Кен” и “Великое землетрясение Хансин”) с магнитудой *M* 6.9 [12], с координатами эпицентра 34.61°с.ш. и 135.04°в.д. и глубиной гипоцентра 14.3 км [10]. Эпицентр землетрясения находился в Осакском заливе, севернее острова Авадзи, практически попадая в пролив Акаси. На рис. 1 приведена структурно-тектоническая схема района землетрясения, составленная по материалам Японских неотектонических карт, обобщенных в работе [12]. Большинство местных тектонических структур определены как активные разломы в поздне-четвертичном периоде. Развитие сейсмического разрыва в результате землетрясения произошло одновременно в двух направлениях – к южной части острова Авадзи и в направлении г. Кобе [9, 11], трасса разрыва показана на рис. 1 пунктирной линией. Механизм очага землетрясения представляет собой правосторонний сдвиг, ось сжатия которого ориентирована в субширотном направлении. По-

[1] *Геофизический центр Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Горный институт НИТУ “МИСиС”, Москва, Россия*
**E-mail: a.manevich@gcras.ru*

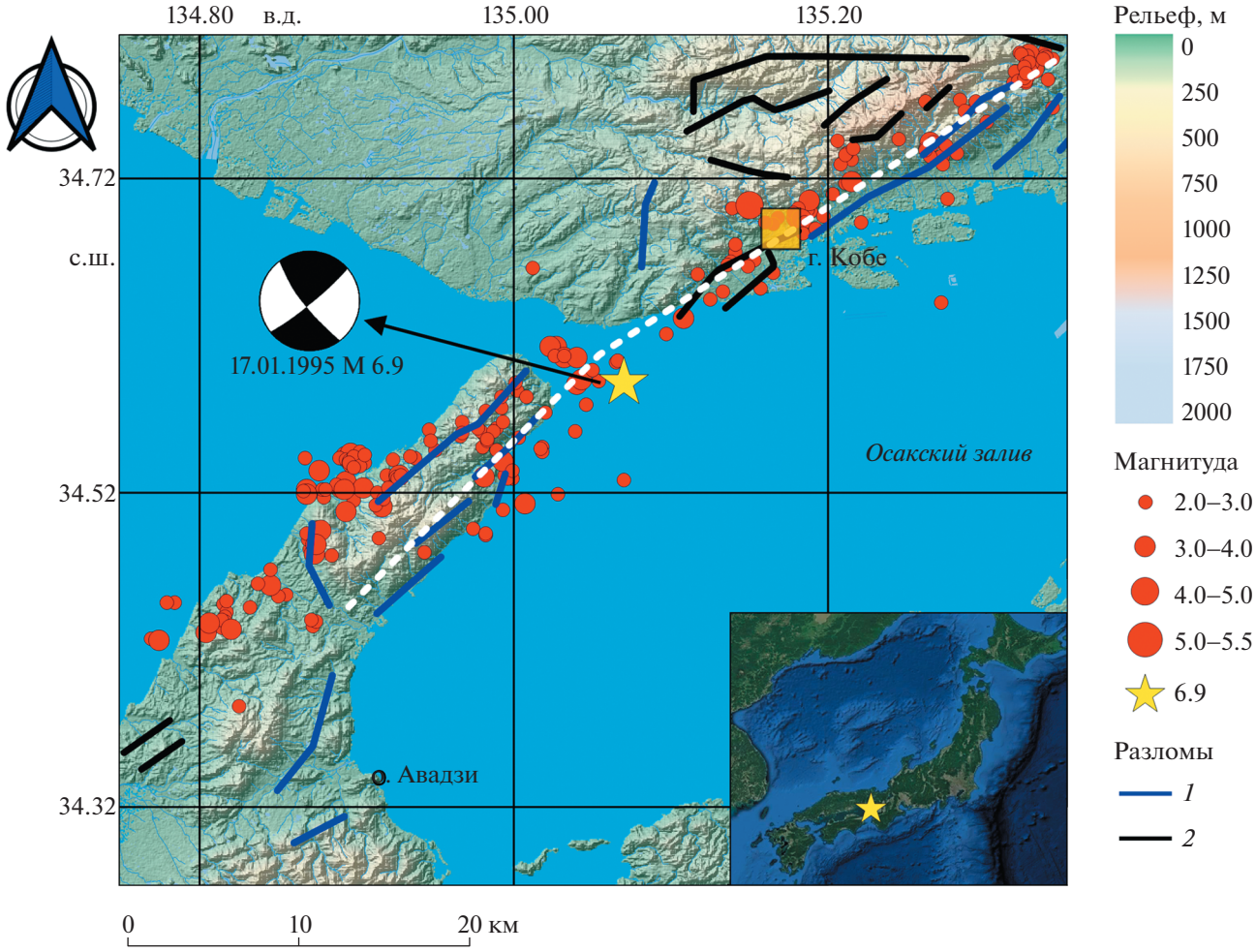

Рис. 1. Структурно-тектоническая схема района землетрясения Хансин-Авадзи, составленная по материалам (Holzer, 1995; Yamanaka, et al., 2002; Hashimoto, et al., 1996; Guo, et al., 2013). *1* – активные разломы позднечетвертичного периода; *2* – разломы раннечетвертичного или кайнозойского периода активности. В правом нижнем углу приведено положение эпицентра землетрясения по отношению ко всей территории Японии.

сле землетрясения в течение 4 мес было зафиксировано более 200 афтершоков с магнитудой от 2.5 до 3.5 и 19 сильных афтершоков с магнитудой более 4 [14].

МЕТОД МОДЕЛИРОВАНИЯ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ

Используемый авторский метод моделирования НДС блочного гетерогенного упруго-изотропного массива, нарушенного системой тектонических разломов, подробно изложен в ранее опубликованной работе [5]. Верхняя часть земной коры в интервале глубин до 20–25 км, соответствующая сейсмогенерирующему (“сейсмогенетическому”) слою сильных землетрясений с $M > 6$, моделируется упруго-изотропным слоем, нарушенным произвольно ориентированными тектоническими разломами с эффективным упругим модулем, существенно более низким по сравнению с окружающей геологической средой. Внешнее поле тектонических напряжений задается, исходя из геолого-геофизических данных, механизмов очагов сильных землетрясений, результатов геодезических исследований, включая GPS-измерения.

При моделировании НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений используются фрагменты верхней части земной коры площадью в пределах ~100 × 100 км. При этих размерах можно пренебречь сферичной формой Земли и считать выбранный фрагмент горизонтальным слоем в предположении, что на глубине 17–20 км под ним существует слой пластической деформации (слой Гутенберга) [1] с низкими скоростями сейсмических волн, для отдельных районов подтвержденный сейсмическими исследованиями.

Слой моделируется идеальной упругой средой, находящейся под действием тектонических на-

пряжений, заданных на его границе. Соотношения между напряжениями и деформациями принимаются осредненными по толщине слоя (обобщенное плоско-напряженное состояние) в форме закона Гука. Вычисления производились при следующих принятых параметрах: модуль Юнга геологической среды $E = 5 \times 10^4$ МПа, эффективный упругий модуль тектонических разломов $E_p = 5 \times 10^2$ МПа, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$.

Граничные условия моделирования заданы, основываясь на данных о механизме очага землетрясения [14] и смещений земной поверхности по данным геодезических измерений [11]. Ориентация компрессионной оси в эпицентральной области принята субширотной при величине $\sigma_{Hmax} = -30$ МПа. Соотношение между главными напряжениями σ_{Hmax} и напряжениями отпора $\sigma_{h\,min}$ принято по А.Н. Диннику:

$$\sigma_{h\,min} = \frac{\nu}{1-\nu}\sigma_{H\,max}.$$

Для расчета НДС эпицентральной зоны землетрясения Хансин-Авадзи была использована структурно-тектоническая схема, приведенная на рис. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 2 представлены результаты расчета интенсивности тектонических напряжений σ_i и отношения главных напряжений $\frac{\sigma_{xx}}{\sigma_{yy}}$ в эпицентральной зоне землетрясения Хансин-Авадзи. Можно видеть, что зона активных разломов, шириной ~7–8 км, ориентированная в северо-восточном–юго-западном направлениях, представляет собой совокупность отдельных разломов протяженностью до 20 км. В пределах разломных зон возникают локальные поля (аномалии) высокой и низкой интенсивности напряжений в сравнении с фоновыми значениями (рис. 2а). Фоновому полю интенсивности напряжений соответствуют значения около 25 МПа (при заданных граничных условиях). Аномально высоким зонам соответствуют значения более 30 МПа. Зоны аномально высокой интенсивности напряжений возникают в межразломных интервалах (в зонах окончания разломов), а зоны аномально низкой интенсивности напряжений в зонах, непосредственно прилегающих к тектоническим разломам.

В пределах центральной части района (как это видно на рис. 2а) образовалась протяженная зона высокой интенсивности напряжений с большей осью субширотного направления, протяженностью около 20 км и шириной около 4 км. В центральную часть этой зоны попадает эпицентр главного толчка землетрясения Хансин-Авадзи (в пределах погрешности определения эпицентра землетрясения ±3 км).

При этом разрыв зарождается в области высокой интенсивности напряжений при отношении главных действующих напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \geq 4$ (рис. 2б), т.е. в области относительно высокого компрессионного сжатия и минимальных напряжений отпора по сравнению с фоновыми значениями.

При дальнейшем распространении на северо-восток и юго-запад магистральный разрыв пересекает зоны высокой интенсивности напряжений, а также максимальных значений σ_{xx}/σ_{yy}, т.е. распространяется в оптимальных условиях для образования сдвига (рис. 2). По данным работ [8, 11], образовавшийся разрыв северо-восточного–юго-западного простирания имеет протяженность около 60 км и угол падения в пределах ~75°–85°. Ориентация разрыва соответствует общей ориентации разломной зоны.

Если исходить из результатов моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения Хансин-Авадзи, априори можно было бы предположить, что разрыв зарождается в области, обозначенной диагональной штриховкой на рис. 2б, и распространяется в направлении северо-восток и юго-запад, в соответствии с генеральным направлением азимута ориентации выявленных тектонических разломов.

Неоднократно наблюдаемое снижение фоновой сейсмической активности в сейсмоактивных районах перед сильными землетрясениями (время “затишья”) способствует накоплению упругой потенциальной энергии в эпицентральной зоне и росту площади критической изобары (около 30 МПа), достигающей в момент землетрясения области аномально высоких значений отношения главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \geq 3$–5.

Разрыв первоначально формируется в объеме диаметром до 1 км и получает свое дальнейшее развитие в направлении максимального градиента интенсивности напряжений $|\mathrm{grad}(\sigma_i)|$ (стрелки на рис. 2а), корректируемое доминирующим направлением простирания разломной зоны.

Для эпицентральной зоны землетрясения Хансин-Авадзи даже высокая точность определения координат эпицентра дает основание варьировать его положением в радиусе 3 км, что позволяет сместить его на северо-запад на 2 км ближе к изобаре в 40 МПа (рис. 2а). Таким образом, как в ряде аналогичных ситуаций при моделировании НДС эпицентральных зон сильных коровых землетрясений [4–6] в рамках использованных граничных условий, условие возникновения разрыва в очаге землетрясения соответствует соотношениям:

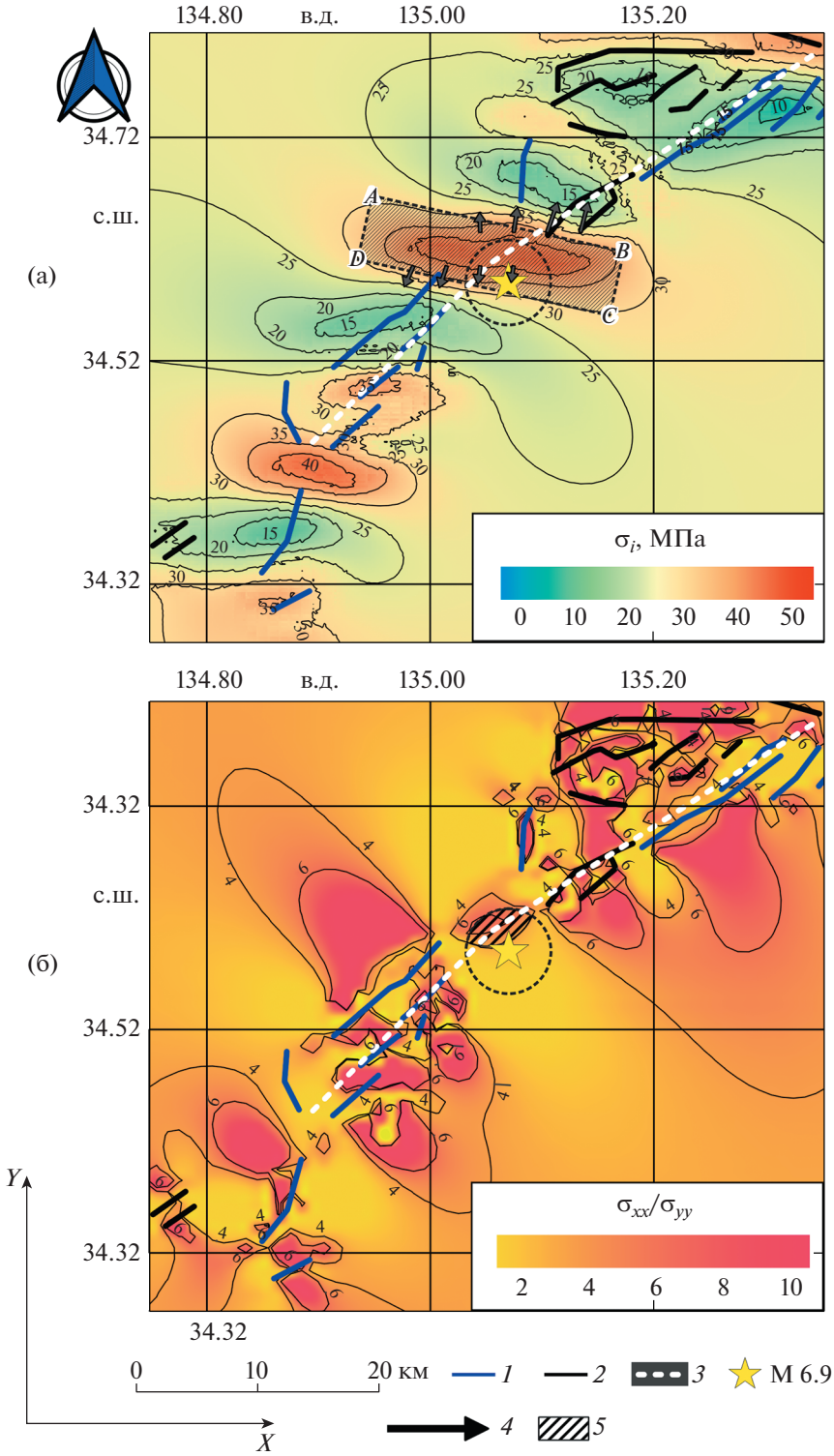

Рис. 2. Напряженно-деформированное состояние эпицентральной зоны землетрясения Хансин-Авадзи 17.01.1995 *M* 6.9. а – интенсивность напряжений σ_i, МПа; б – отношение главных действующих напряжений $\frac{\sigma_{xx}}{\sigma_{yy}}$; *1* – активные разломы позднечетвертичного периода; *2* – разломы раннечетвертичного или кайнозойского периода активности; *3* – образовавшийся разрыв; *4* – направление максимального градиента интенсивности напряжений (а); *5* – область зарождения разрыва (б). Круг, показанный пунктиром, – ошибка определения положения эпицентра землетрясения. Прямоугольник ABCD – зона аккумулирования энергии для формирования разрыва.

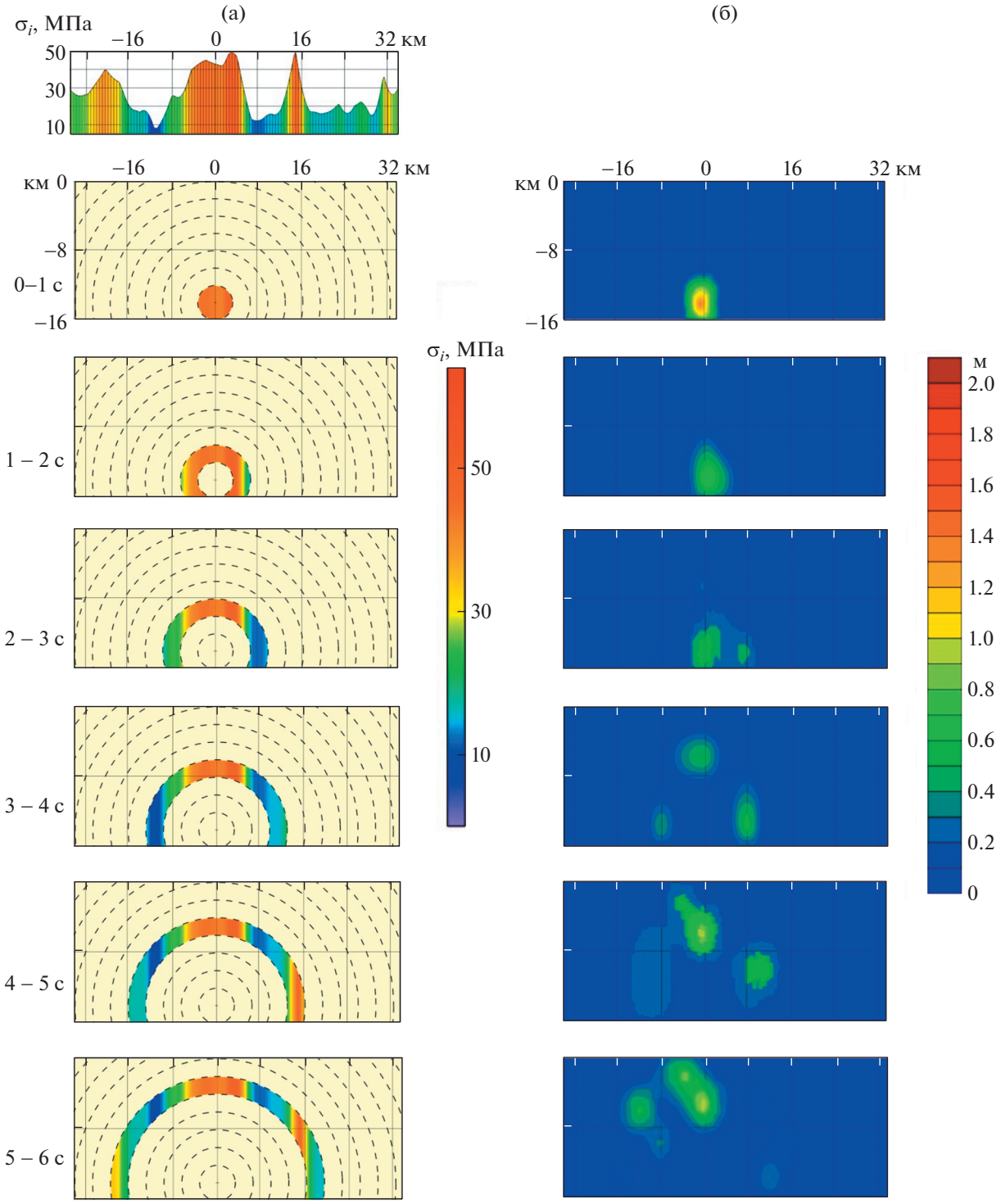

Рис. 3. Модель профиля распространения разрыва в сопоставлении с экспериментальными данными (Guo et al., 2013) в интервале 0–6 с от начала землетрясения. Построенные профили соответствуют трассе сейсмического разрыва, показанного на рис. 1 и 2 пунктирной линией. Вертикальная нулевая линия – соответствует эпицентру землетрясения и месту старта разрыва. а – интенсивность напряжений σ_i, МПа (пунктирные изолинии соответствуют скорости распространения разрыва 3 км/с); б – экспериментальные данные смещений в плоскости разрыва, м.

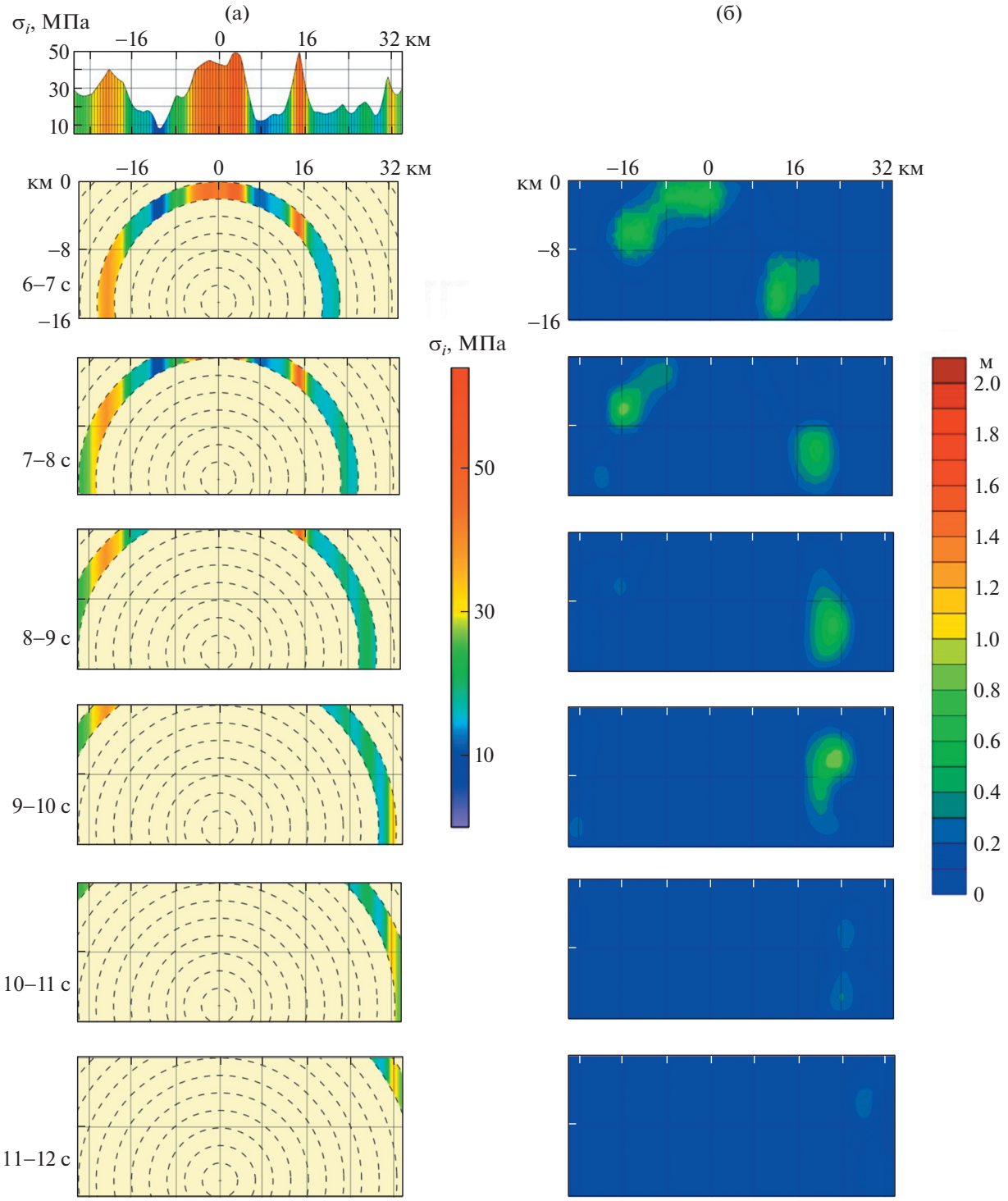

Рис. 4. Модель профиля распространения разрыва в сопоставлении с экспериментальными данными (Guo, et al., 2013) в интервале 6–12 с от начала землетрясения. Построенные профили соответствуют трассе сейсмического разрыва, показанного на рис. 1 и 2 пунктирной линией. Вертикальная нулевая линия – соответствует эпицентру землетрясения и месту старта разрыва. а – интенсивность напряжений σ_i, МПа (пунктирные изолинии соответствуют скорости распространения разрыва 3 км/с); б – экспериментальные данные смещений в плоскости разрыва, м.

$$\begin{cases} (\sigma_i)_{\text{кр}} \geq 30 \text{ МПа} \\ \left(\dfrac{\sigma_{xx}}{\sigma_{yy}}\right)_{\text{кр}} \geq 3\text{–}5 \end{cases}.$$

Полагая, что причиной возникновения разрыва является аккумулированная энергия в пределах площади ABCD, то она определяется формулой (при средней мощности сейсмогенерирующего слоя 20 км и средней интенсивности напряжений $\sigma_i = 35$ МПа):

$$U_{\text{ф}} = \frac{1+\bar{\nu}}{3\bar{\mathbf{E}}}\sigma_i^2 \Delta V = 2.86 \times 10^{16} \text{ Дж},$$

где $\bar{\mathbf{E}}$ и $\bar{\nu}$ – средние модули упругости, ΔV – объем сейсмогенерирующего слоя.

Принимая коэффициент полезного действия землетрясения (seismicefficiency) равным 1%, расчетная магнитуда землетрясения составит $M = 6.4$, что соответствует протяженности разрыва порядка 15 км (по регрессионным уравнениям [13]). Ближайшие зоны высокой интенсивности напряжений на северо-востоке и юго-западе от эпицентра землетрясения находятся на расстоянии ~15 км (рис. 2) и реализуют свою накопленную энергию для его дальнейшего распространения.

На рис. 3–4 показаны области максимальных смещений при распространении разрыва из очага землетрясения по результатам сейсмологических исследований [8] и модель этого процесса с использованием результатов моделирования НДС вдоль профиля, пересекающего “плоскостью” разрыва, аномальную зону ABCD (верхняя часть рис. 3а и 4а), со скоростью приблизительно 3 км/с.

Протяженность разрыва зависит от удаленности зон высокой концентрации потенциальной энергии тектонических напряжений, способных поддержать его распространение. Разрыв землетрясения Хансин-Авадзи, распространяясь к поверхности в аномально напряженной зоне, вызывает максимальный сброс напряжений, сопровождающийся максимальными смещениями по разрыву. При достижении разрывом аномальных зон высокой интенсивности напряжений максимальные смещения были зарегистрированы именно в зонах северо-восточнее и юго-западнее эпицентра землетрясения (рис. 3–4), которые находятся на расстоянии 15–20 км, и им соответствуют аномально высокие отношения σ_{xx}/σ_{yy}.

Таким образом, формирование межразломной зоны высокой интенсивности напряжений (рис. 2а) согласуется с сейсмологическими данными и дает новое представление о механизме очага землетрясения, объясняя наличие областей максимальных смещений в косейсмическом эффекте сильных землетрясений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разумеется, не требуя абсолютного совпадения при сопоставлении результатов моделирования напряженного состояния (рис. 3а–4а) и экспериментальных данных (рис. 3б–4б), можно утверждать, что модель распространения разрыва создает основу для интерпретации сейсмологических данных и физического объяснения причин распространения разрыва.

Результаты моделирования НДС эпицентральной зоны землетрясения в районе г. Кобе (о. Авадзи, Япония) 17 января 1995 г. с магнитудой M 6.9, в сочетании с ранее полученными результатами для других регионов [4–6] дают возможность сделать следующие основные выводы:

– тектонические разломы являются причиной возникновения локальных высокоградиентных полей тектонических напряжений, локальная концентрация упругой потенциальной энергии внешнего поля тектонических напряжений возникает в зонах окончания тектонических разломов;

– концентрация упругой потенциальной энергии, значительно превышающая фоновую в этих зонах, при внешней “подкачке” региональных тектонических напряжений приводит к образованию сейсмогенерирующего разрыва;

– высокая концентрация и аккумуляция упругой потенциальной энергии тектонических напряжений возможны только при определенных соотношениях между главными действующими напряжениями;

– разрыв в эпицентре землетрясения возникает в зоне повышенной концентрации интенсивности напряжений по отношении к фону и при отношении главных напряжений $\sigma_{xx}/\sigma_{yy} \geq 3$;

– протяженность разрыва (следовательно, и магнитуда землетрясения) определяется объемом накопленной сейсмогенерирующим слоем упругой энергии в локальной зоне (как самостоятельным центром), поддерживающим его распространение или совокупности таких взаимодействующих центров при его распространении.

Приведенные результаты моделирования НДС эпицентрального района сильного корового землетрясения Хансин-Авадзи дают новые возможности в реальном прогнозе места и магнитуды сильных коровых землетрясений, включая эффективную постановку геофизических исследований, ориентированных на поиск предвестников землетрясений в локальных зонах наиболее вероятного зарождения сейсмического разрыва.

БЛАГОДАРНОСТИ

В работе использовались оборудование и материалы, предоставленные ЦКП “Аналитический центр

геомагнитных данных” Геофизического центра РАН (http://ckp.gcras.ru/).

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Геофизического центра РАН, утвержденного Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беньофф Г.* Механизм и характеристики деформаций разрыва Уайт-Вулф, выявленные при изучении последовательности афтершоков / Слабые землетрясения. М. 1961. С. 211–219.
2. *Гзовский М.В.* Физическая теория образования тектонических разрывов // Проблемы тектонофизики. 1960. М.: Госгеолиздат. С. 78–89.
3. *Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З.* Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
4. *Морозов В.Н., Кафтан В.И., Татаринов В.Н., Колесников И.Ю., Маневич А.И., Мельников А.Ю.*, Численное моделирование напряженно-деформированного состояния и результаты GPS-мониторинга эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014 (г. Напа, шт. Калифорния, США) // Геотектоника. 2018. № 5. С. 90–102. https://doi.org/10.1134/S0016853X18040069
5. *Морозов В.Н., Татаринов В.Н., Колесников И.Ю., Маневич А.И.* Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Иране (26 декабря 2003 г. Mw = 6.6) // Физика Земли. 2018. № 4. С. 68–78. https://doi.org/10.1134/S0002333718040087
6. *Морозов В.Н., Татаринов В.Н., Маневич А.И.* Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Турции (Измит, 1999 г., М 7.4) // Вулканология и сейсмология. 2020. № 2. С. 43–54. https://doi.org/10.31857/S0203030620020042
7. *Шерман С.И., Семинский С.А., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трусков В.А., Бабичев А.А.* Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1992. 258 с.
8. *Guo Y., Koketsu K., Ohno T.* Analysis of the rupture process of the 1995 Kobe earthquake using a 3D velocity structure // Earth, Planets and Space. 2013. V. 65. № 12. P. 1581–1586. https://doi.org/10.5047/eps.2013.07.006
9. *Kanamori H.* Mechanics of Earthquakes // Annual review of Earth and planetary sciences. 1994. V. 22. P. 207–237. https://doi.org/10.1146/annurev.ea.22.050194.001231
10. *Kanamori Y., Kawakami S.I.* The 1995 7.2 Magnitude Kobe Earthquake and the Arima-Takatsuki Tectonic Line: Implications of the Seismic Risk for Central Japan // Engineering Geology. 1996. V. 43. P. 135M150. https://doi.org/10.1016/0013-7952(96)00056-7
11. *Hashimoto M., Sagiya T., Tsuji H., Hatanaka Y., Tada T.* Co-seismic Displacements of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake // Journal of Physics of the Earth. 1996. V. 44. Iss. 4. P. 255–279. https://doi.org/10.4294/jpe1952.44.255
12. *Holzer T.L.* The 1995 Hanshin-Awaji (Kobe), Japan, Earthquake / Geological Society of America. 1995. V. 5. № 8. P. 153–155, 165–167.
13. *Wells D.L., Coppersmith K.J.* New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement // Bulletin of the Seismological Society of America. 1994. V. 84 (4). P. 974–1002.
14. *Yamanaka H., Hiramatsu Y., Katao H.* Spatial Distribution of Atypical Aftershocks of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake // Earth, Planets and Space. 2002. V. 54. P. 933–945. https://doi.org/10.1186/BF03352441

MECHANISM OF THE HANSHIN-AWAJI EARTHQUAKE RUPTURE FORMATION (KOBE, JAPAN) 17.01.1995 M 6.9

V. N. Morozov[a] and A. I. Manevich[a, b, #]

[a] *Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b] *Mining Institute NUST “MISiS”, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: a.manevich@gcras.ru*

Presented by Academician of the RAS A.D. Gvishiani April 19, 2021

The paper presents the results of the modeling of the stress-strain state of the epicentral zone of the strong crustal Hanshin-Awaji earthquake, which occurred in the area of Kobe (Japan) on 17 January 1995 with a magnitude of *M* 6.9. In this work we used the author’s method for modelling and analyzing the stress-strain state of the epicentral zones of crustal earthquakes. The geological, tectonic, and seismological data for the earthquake region are used as input data and boundary conditions for modeling. In this worh we have shown that the main rupture arising in the earthquake origin is generated in a zone of high stress intensity at a certain ratio of main tectonic stresses and propagates through areas of abnormally high stress concentration, causing maximum displacements in these zones. The results provide new insights into the focal mechanism of an earthquake, aimed at predicting the location and magnitude of strong crustal earthquakes in earthquake-prone areas.

Keywords: earthquake, stress, stress-strain state, focus, tectonic fault, rupture, magnitude

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 159–163

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 556.043+550.34.06.013.22 (571.55)

ВАРИАЦИИ РАДОНОВОЙ АКТИВНОСТИ В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ: ЭМАНАЦИОННЫЙ ОТКЛИК ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2021 г. А. К. Семинский[1,*], К. Ж. Семинский[1]

Представлено академиком РАН В.В. Ярмолюком 14.04.2021 г.
Поступило 15.04.2021 г.
После доработки 28.04.2021 г.
Принято к публикации 30.04.2021 г.

Приведены результаты исследования эманационного отклика на крупные сейсмические события в пределах Байкальского региона за год. В ходе исследования организован мониторинг радиоактивности подземных вод Южного Прибайкалья и выделена совокупность наиболее значимых землетрясений. Рассчитаны радиусы областей влияния произошедших событий и проведена их группировка по пространственному положению относительно пункта опробования. Выявлено три типа эманационных откликов на сейсмические события, один из которых отражает отклик поля не на само событие, а на процесс его подготовки, т.е. является предвестниковым эффектом. Группировка сейсмических событий по удаленности от пункта опробования практически совпадает с группировкой событий по типу отклика. Полученные результаты показывают, что на территории Байкальского региона выявление краткосрочных эманационных предвестников сильных землетрясений возможно при достаточной силе сейсмического события и попадании пункта мониторинга в область его влияния.

Ключевые слова: радон, подземные воды, мониторинг, землетрясения, Южное Прибайкалье

DOI: 10.31857/S2686739721080132

Исследование взаимосвязи сейсмической активности с различными характеристиками окружающей среды является одним из приоритетных научных направлений. Это в первую очередь обусловлено высокой степенью опасности, которую могут представлять землетрясения и их последствия для жизнедеятельности человека, инженерных сооружений и объектов инфраструктуры. Из четырех с половиной сотен научных работ, опубликованных в течение последних десятилетий и направленных на изучение откликов сейсмических событий, около ста пятидесяти базируются на гидрогеологических исследованиях, в том числе более ста посвящены поиску эманационных предвестников сильных землетрясений [1–5]. Повышенное внимание исследователей к объемной активности радона (Q) обусловлено тем, что этот инертный газ, обладая радиоактивными свойствами, легко фиксируется в разных средах. Интенсивность выхода радона напрямую зависит от площади свободной поверхности эманирующих горных пород, которая, в свою очередь, меняется при вариациях напряженного состояния (вследствие раскрытия или закрытия пор, пустот и трещин), обусловленных колебаниями атмосферного давления и степенью геодинамической активности (например, в период наиболее активной стадии подготовки очага).

В пределах Байкальской рифтовой зоны, характеризующейся сложной структурной обстановкой и интенсивной сейсмичностью, исследования пространственно-временных колебаний эманационного поля начаты в 2012 г. На ранних этапах проведены площадная радиометрическая съемка естественных водопроявлений [6] и эманационный мониторинг восьми источников подземных вод, располагающихся на территории Южного Прибайкалья. Целенаправленное изучение взаимосвязи сейсмической активности с колебаниями параметра Q в подземных водах начато на данной территории в 2019 г. [7]. Полученные закономерности базируются на результатах анализа рядов девятилетнего мониторинга с частотой опробования дважды в месяц, а также детальных (ежедневных) наблюдений за параметром Q в одном из источников, входящих в опорную сеть.

[1] *Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия*
**E-mail: zzzsancheszzz@gmail.com*

Предварительно установлено, что статистическая связь между исследуемыми параметрами прослеживается слабо, однако, интенсивность землетрясения оказывает умеренное прямое влияние на всплески объемной активности радона, которые наблюдаются с некоторой задержкой во времени после события. Низкий уровень статистической связи, выявленный по предварительным данным, может быть обусловлен двумя главными факторами. Во-первых, сравнительно низкий уровень сейсмической активности в период проведения режимных наблюдений; во-вторых, землетрясения происходят с различной частотой, а их очаги неравномерно распределены в пространстве. В условиях низкой эффективности статистических методов анализа актуальны создание длительных рядов детальных мониторинговых данных и применение выборочного подхода к базе землетрясений, произошедших на исследуемой территории за период эманационного мониторинга.

Целью данной работы было исследовать отклик эманационного поля радона на наиболее сильные землетрясения, произошедшие в пределах Байкальского региона с 01.04.2020 по 12.01.2021, включая три сейсмических события с магнитудой, превышающей 5.5.

Для достижения намеченной цели решались следующие задачи: во-первых, провести продолжительный детальный мониторинг параметра Q в подземных водах исследуемого региона; во-вторых, обосновать выборку наиболее значимых сейсмических событий за период режимных наблюдений и установить пространственное положение их очагов относительно пункта мониторинга; в-третьих, выявить особенности отклика эманационного поля на сильные землетрясения.

Для решения первой задачи из числа источников подземных вод, опробуемых дважды в месяц, был выбран один, обладающий средней, относительно других родников, концентрацией радона. В то же время по абсолютным значениям выбранный источник относится для изучаемой территории к группе аномальных [6], что позволяет наблюдать отчетливые флуктуации параметра Q во времени. Другим фактором, определившим выбор данного источника для детального мониторинга, является его расположение в зоне влияния крупного Ангарского разлома, юго-восточный сегмент которого входит в сеть крупных разрывных структур Байкальского рифта. Отбор проб воды производился один раз в сутки. Измерение параметра Q осуществлялось радиометром РРА-01М-03, характеризующимся пределом погрешности ±30%.

В результате был сформирован массив числовых данных о радиоактивности подземных вод, приуроченных к крупному Ангарскому разлому. Длительность непрерывных наблюдений достигает 300 дней.

Для решения второй задачи из базы сейсмических событий, произошедших в период детальных наблюдений, выбирались землетрясения, способные вызвать значительные колебания эманационного поля. Всего за период ежедневного мониторинга на исследуемой территории произошло 104 сейсмических события с энергетическими классами (K) от 8.8 до 15.7 и магнитудами (M) от 3.2 до 7 соответственно [8]. Магнитуда более 80% событий (84 землетрясения) не превысила 4. Реакция эманационного поля на такие землетрясения, согласно нашим предварительным данным [7], описывается умеренной корреляционной зависимостью и проявляется в виде незначительных пиков объемной активности радона, наблюдаемых во временных рядах примерно через четверо суток после самого события. Таким образом, для углубленного изучения особенностей реакции эманационного поля целесообразно выбрать землетрясения с $M \geq 4$. За десять месяцев мониторинга произошло 20 таких событий. Их эпицентры, за редким исключением, расположены в пределах Байкальской рифтовой зоны и находятся на расстояниях от 65 до 800 км от опробуемого источника подземных вод (рис. 1а).

Важным аспектом исследования является установление радиуса зоны влияния каждого из произошедших землетрясений. К этой зоне относится территория, в пределах которой при подготовке сейсмического события возможна фиксация каких-либо, в т.ч. и эманационных предвестниковых эффектов [9]. В настоящее время существует несколько формул расчета данного параметра. К часто используемым относятся:

$$R = 10^{0.43M} \text{ [10]}; \quad (1)$$

$$R = 10^{(M+0.43)/2.4} \text{ [11]}; \quad (2)$$

$$R = 10^{0.38M+0.33} \text{ [12]}; \quad (3)$$

$$R = 10^{0.5M-0.27} \text{ [13]}, \quad (4)$$

согласно которым магнитуда произошедшего события (M) является частью степенного показателя десятикилометрового радиуса (R) области влияния. Использование представленных формул позволило установить, что пункт мониторинга радона находился в пределах радиуса влияния четырех сейсмических событий; одно событие зафиксировано на расстоянии $1.5R$. Еще три землетрясения произошли на дистанции, равной $1.5 < R \leq 3$ от опробуемого источника. Расстояние до эпицентров оставшихся двенадцати событий более чем в три раза превысило величину расчетного радиуса влияния. Таким образом, рассматриваемую выборку можно считать презентативной для исследования того влияния, которое оказы-

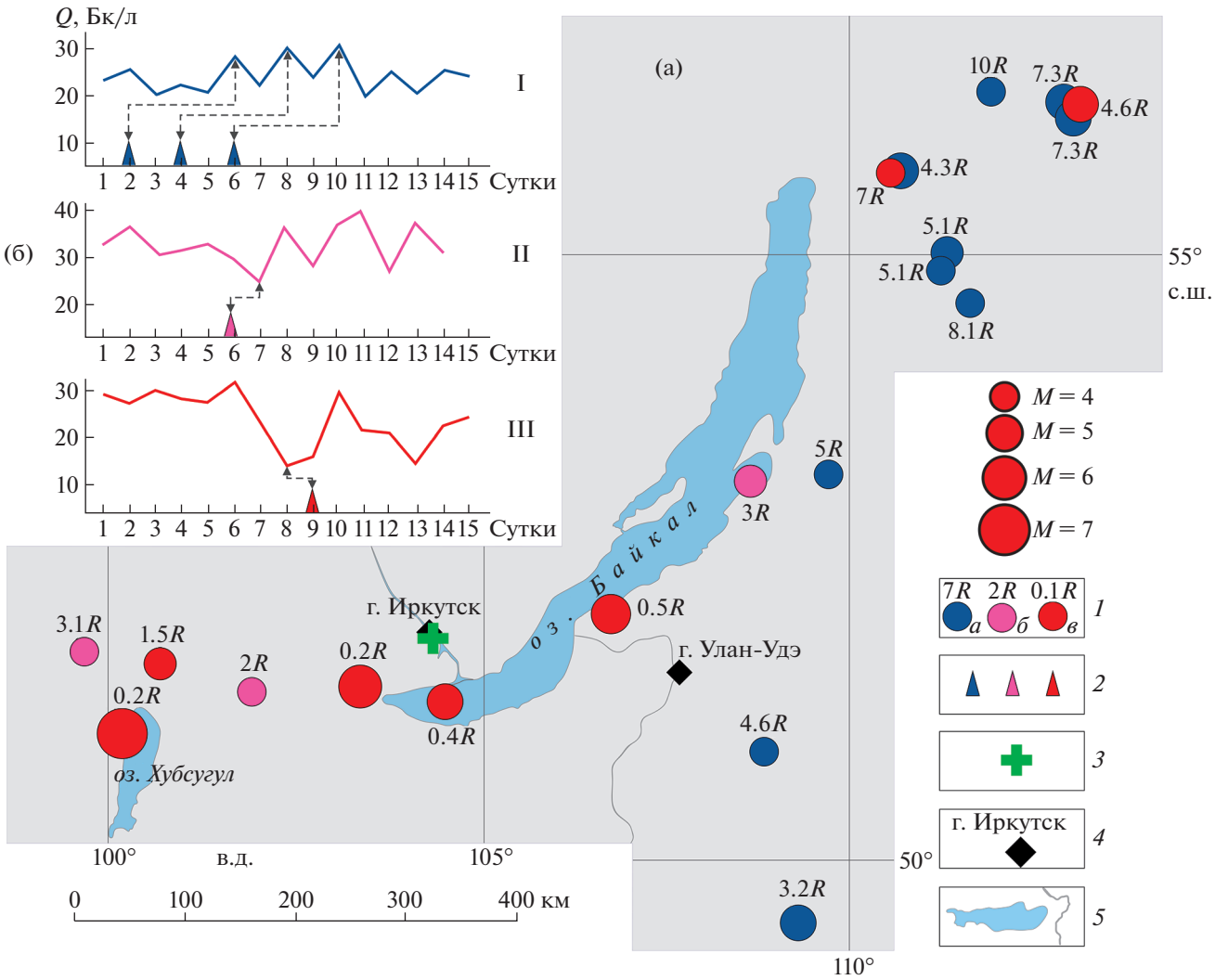

Рис. 1. а – схема расположения очагов сейсмических событий относительно опорного пункта ежедневного опробования; б – примеры типов реакции поля радона на наиболее значимые землетрясения в пределах Байкальского региона. *1* – очаги изученных сейсмических событий, индексы которых обозначают расстояние от пункта мониторинга до эпицентра землетрясения в радиусах области его влияния (цветом показан тип реакции, зафиксированный в пункте мониторинга: а – реакция первого типа, б – реакция второго типа, в – реакция третьего типа); *2* – момент сейсмических событий на графиках вариаций параметра Q; *3* – пункт ежедневного мониторинга Q; *4* – крупные населенные пункты; *5* – гидросеть.

вают степень удаленности и магнитуда землетрясения на характер эманационного отклика.

Решение третьей задачи заключалось в выявлении и типизации откликов радонового поля на наиболее значимые землетрясения. Анализ графика колебаний объемной активности радона позволил выявить три основных типа эманационных откликов, отличающихся характером и амплитудой флуктуации, а также моментом ее проявления относительно момента землетрясения.

Первый из выявленных типов (рис. 1б – I) характеризуется незначительными всплесками на графике параметра Q с запаздыванием в пределах четырех суток после землетрясения, т.е. демонстрирует полную сходимость с реакцией на сейсмические события с $M < 4$, которые, как менее значимые, не вошли в анализируемую выборку. Подобный отклик зафиксирован при десяти землетрясениях, очаги которых располагались в северо-восточном сегменте Байкальской рифтовой зоны или находились на значительном удалении (200–300 км) от ее оси.

Второй тип реакции радонового поля отмечается в пределах первых суток после сейсмического события в виде снижения объемной активности радона на 15–20%, относительно среднего уровня для данного сезона года, с последующим кратковременным всплеском эманирования

(рис. 1б – II). Отклик второго типа был отмечен после трех землетрясений, очаги которых расположены в осевой части Байкальского рифта.

Третий тип эманационного отклика, проявляющийся в виде снижения объемной активности радона, фиксируется за сутки перед самим землетрясением, т.е. отражает реакцию поля не на само событие, а на процесс его подготовки (рис. 1б – III). Подобный предвестниковый эффект был отмечен перед семью землетрясениями. В их число вошли самые сильные на исследуемой территории за последние 10 лет [8] Быстринское (21.09.2020), Кударинское (09.12.2020) и Хубсугульское (11.01.2021) землетрясения, магнитуды которых составили 5.9; 5.5 и 6.7 соответственно.

Важно отметить, что группировка сейсмических событий по удаленности от пункта опробования – относительно радиусов их влияния, – за редким исключением, совпадает с группировкой событий по типу самого отклика и времени его фиксации (рис. 1а). Так, эпицентры землетрясений, вызвавших отклик первого типа, располагались на расстоянии $>3R$ от опорного водоисточника. Эта дистанция для событий с откликом второго типа находилась в пределах $1.5 \leq R \leq 3$. Реакция эманационного поля третьего типа была отчетливо зафиксирована при подготовке сейсмических событий, для которых радиус влияния покрывал опробуемый водоисточник.

Исключение составили два сейсмических события, произошедших на значительном удалении от пункта мониторинга: $7R$ – 29.12.2020 с $M = 4.3$; $4.6R$ – 31.12.2020 с $M = 4.9$. Согласно полученным закономерностям, они должны вызывать в опробуемом источнике реакцию первого типа, однако, перед этими событиями были зафиксированы отчетливые аномалии предвестникового характера. Подобные колебания эманационного поля могут быть вызваны рядом причин, установление которых требует дополнительных, целенаправленных исследований. Одним из вероятных факторов, вызвавших нехарактерную реакцию радонового поля, является влияние сейсмических событий, произошедших далеко за пределами Байкальского региона. В качестве таковых могут, например, рассматриваться два достаточно сильных землетрясения в Чили ($M = 6.8$) и Хорватии ($M = 5.2$). Подобные эффекты ранее фиксировались в Байкальском регионе при изучении временных вариаций параметра Q в почвах [14].

В ходе исследования получены следующие основные результаты.

1. На основе детального мониторинга создан массив числовых данных о радиоактивности подземных вод, приуроченных к активному в плане миграции флюидов и газов сегменту крупного Ангарского разлома. Продолжительность режимных наблюдений достигает 300 дней.

2. Из числа произошедших за время детального мониторинга сейсмических событий выбраны 20 наиболее значимых землетрясений ($M \geq 4$), для которых по известным формулам рассчитаны радиусы областей влияния. Установлено, что в пяти случаях пункт опробования входил в эту область или располагался от нее в непосредственной близости, в трех случаях фактическое расстояние от пункта опробования до эпицентра в полтора-три раза превышало расчетный радиус, в двенадцати оставшихся случаях это расстояние было превышено более чем в три раза. Созданная выборка является презентативной для исследования взаимосвязи пространственного положения эпицентра землетрясения и его магнитуды с характером эманационного отклика.

3. Установлено, что большинство сейсмических событий, произошедших в пределах Байкальской рифтовой зоны и на сопредельных территориях, вызывает заметные колебания эманационного поля. По флуктуациям объемной активности радона выявлено три типа эманационного отклика на сейсмические события, один из которых может быть зафиксирован перед землетрясением, т.е. может рассматриваться как прогностический признак. Необходимо отметить, что в число событий, демонстрирующих такие эффекты, вошли наиболее сильные землетрясения, произошедшие на территории исследования за последние 10 лет – Быстринское, Кударинское и Хубсугульское. Группировка сейсмических событий по удаленности от пункта опробования (с исчислением в радиусах влияния) практически совпадает с группировкой событий по времени их фиксации и типу самого отклика. Таким образом, флуктуации поля радона распространяются от области подготовки землетрясения на значительные расстояния с постепенным затуханием, а момент фиксации эманационного отклика и вид проявившейся на графике аномалии напрямую зависят от мощности готовящегося события, а также расстояния между эпицентром землетрясения и пунктом мониторинга.

Согласно полученным результатам, выявление краткосрочных эманационных предвестников сильных землетрясений на территории Байкальского региона возможно при соблюдении двух главных условий: первое – достаточная сила сейсмического события; второе – расположение пункта мониторинга в пределах области влияния готовящегося землетрясения.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках государственного задания “Современная геодинамика, механизмы деструкции литосферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии” № FWEF-2021-0009, при частичной поддержке Минобрнауки РФ (в рамках го-

сударственного задания № 075-01304-20) с использованием данных, полученных на установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kuo T.* Correlating Precursory Declines in Groundwater Radon with Earthquake Magnitude // Groundwater. 2014. V. 52. № 2. P. 217–224.
2. *Virk H.S.* A Critique of Empirical Scaling Relationship between Earthquake Magnitude, Epicentral Distance and Precursor Time for Interpretation of Radon Data // J. Earthquake Prediction. Res. 1996. V. 5. P. 547–583.
3. *Fleischer R.L., Mogro-Campero A.* Association of Subsurface Radon Changes in Alaska and the Northeastern United States with Earthquakes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1985. V. 49. P. 1061–1071.
4. *Fleischer R.L.* Dislocation Model for Radon Response to Distant Earthquakes // Geophys. Res. Lett. 1981. V. 8. P. 477–480.
5. *Woith H.* Radon Earthquake Precursor: A Short Review // Eur. Phys. J. Spec. Top. 2015. V. 224. P. 611–627. https://doi.org/10.1140/epjst/e2015-02395-9
6. *Seminsky K.Zh., Seminsky A.K.* Radon Concentration in Groundwater Sources of the Baikal Region (East Siberia, Russia) // Applied Geochemistry. 2019. V. 111. P. 1–10. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.104446
7. *Семинский А.К., Семинский К.Ж.* Предварительные результаты исследования взаимосвязи сейсмической активности с концентрацией радона в подземных водах Южного Приангарья // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2020. Т. 33. С. 100–111. https://doi.org/10.26516/2073-3402.2020.33.100
8. Байкальский филиал геофизической службы. 2018. http://seis-bykl.ru/. Заглавие с экрана.
9. *Hirok C., Waseem B., Naseer I., Rakaesh K., Debasis G., Prasanta S., Bikash S.* Long Range Gas-geochemical Anomalies of a Remote Earthquake Recorded Simultaneously at Distant Monitoring Stations in India // Geochemical Journal. 2011. V. 45. P. 137–156.
10. *Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Miachkin V.I.* Estimation of the Size of Earthquake Preparation Zones // Pure Appl. Geophys. 1979. V. 117. P. 1025–1044.
11. *Hauksson E.* Radon Content of Groundwater as an Earthquake Precursor: Evaluation of Worldwide Data and Physical Basis // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 9397–9410.
12. *Rikitake T.* Earthquake Prediction: An Empirical Approach // Tectonophysics. 1988. V. 148. P. 195–210.
13. *Morgounov V.A., Malzev S.A.* A Multiple Fracture Model of Pre-seismic Electromagnetic Phenomena // Tectonophysics. 2007. V. 431. P. 61–72.
14. *Seminsky K.Zh., Bobrov A.A.* The First Results of Studies of Temporary Variations in Soil–radon Activity of Faults in Western Pribaikalie // Geodynamics & Tectonophysics. 2013. V. 4 (1). P. 1–12. https://doi.org/10.5800/GT–2013–4–1–0088

VARIATIONS OF RADON ACTIVITY IN THE GROUNDWATER OF THE SOUTHERN BAIKAL REGION: EMANATION RESPONSE OF EARTHQUAKES

A. K. Seminsky[a, #] and K. Zh. Seminsky[a]

[a] *Institute of the Earth’s Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: zzzsancheszzz@gmail.com*

Presented by Academician of the RAS V.V. Yarmolyuk April 14, 2021

The paper presents the results of a study of the emanation response to large seismic events within the Baikal region for a year. In the course of the study, monitoring of the radioactivity of underground waters in the Southern Baikal region was organized and a set of the most significant earthquakes was identified. The radii of the areas of influence of the events that occurred were calculated and their grouping was carried out according to their spatial position relative to the sampling point. Three types of emanation responses to seismic events have been identified, one of which reflects the field response not to the event itself, but to the process of its preparation, that is, it is a precursor effect. The grouping of seismic events by distance from the sampling point practically coincides with the grouping of events by the type of response. The results obtained show that the identification of short-term emanation precursors of strong earthquakes on the territory of the Baikal region is possible if the seismic event is strong enough and the monitoring point falls into the area of its influence.

Keywords: radon, groundwater, monitoring, earthquakes, South Baikal region

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 164–167

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 550.371: 550.348

О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ВАРИАЦИЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ ПРИ СИЛЬНЫХ УДАЛЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

© 2021 г. С. Л. Шалимов[1,*], С. А. Рябова[2,1,]**

Представлено академиком РАН В.В. Адушкиным 30.04.2021 г.
Поступило 04.05.2021 г.
После доработки 04.05.2021 г.
Принято к публикации 13.05.2021 г.

Предложен механизм возникновения аномальных вариаций вертикальной компоненты напряженности электрического поля, зарегистрированных на Геофизической обсерватории Михнево ИДГ РАН и приуроченных к сильным удаленным землетрясениям. Показано, что интенсификация эманаций радона в районе наблюдений, обусловленная сейсмогравитационными колебаниями с последующей модуляцией концентрации радона и аэрозоля посредством внутренних атмосферных волн, может приводить к указанным вариациям электрического поля.

Ключевые слова: напряженность электрического поля, бухтообразное изменение, внутренние гравитационные волны, аэрозоль

DOI: 10.31857/S2686739721080144

Экспериментальные исследования указывают на то, что развитие сейсмических событий часто сопровождается возмущениями электрического и магнитного полей в приземном слое атмосферы [1–4].

В частности, аномалии в электрическом поле в приземном слое атмосферы хорошо выделяются во временном ходе вертикальной компоненты напряженности электрического поля, зарегистрированном на Геофизической обсерватории Михнево ИДГ РАН в период достаточно сильных ($M > 6.5$) землетрясений [5]. Регистрация вариаций вертикальной компоненты напряженности электрического поля выполняется на обс. Михнево с помощью электростатических флюксметров ИНЭП. В ходе исследований рассматривались сейсмические события, произошедшие в периоды, характеризующиеся отсутствием возмущений электрического поля, вызванных техногенными источниками, а также природными источниками, не связанными с землетрясениями. При этом сейсмические события располагались на значительных расстояниях от пункта измерения.

Было обнаружено, что землетрясения сопровождаются как повышенными локальными вариациями электрического поля в период прихода сейсмических волн в пункт наблюдений, так и вариациями, приуроченными ко времени сейсмического события (иногда даже опережая его). В последнем случае эффект проявляется в виде знакопеременных вариаций вертикальной компоненты напряженности электрического поля, а также бухтообразного понижения или повышения, как правило, осложненного знакопеременными вариациями. Примеры вариаций электрического поля приведены на рис. 1.

Учитывая значительные расстояния до эпицентральной области (заведомо превышающие область подготовки событий), вопрос о механизме возникновения подобных вариаций требует дополнительного изучения, которое предпринято в настоящей работе.

Согласно современным представлениям (см., например, [6] и ссылки в этой работе), приземная атмосфера представляет собой слабоионизованную среду. Ионизация атмосферы под влиянием внешних факторов (радиоактивность, УФ-радиация) состоит в превращении молекул воздуха, а также нейтральных аэрозольных частиц в ионы. При этом электроны практически мгновенно прилипают к молекулам, образуя отрицательные ионы. Поскольку подвижность отрицательных ионов на 30–40% выше, чем положительных, нейтральные аэрозольные частицы при взаимо-

[1] *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Институт динамики геосфер им. М.А. Садовского Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: pmsk7@mail.ru*
***E-mail: riabovasa@mail.ru*

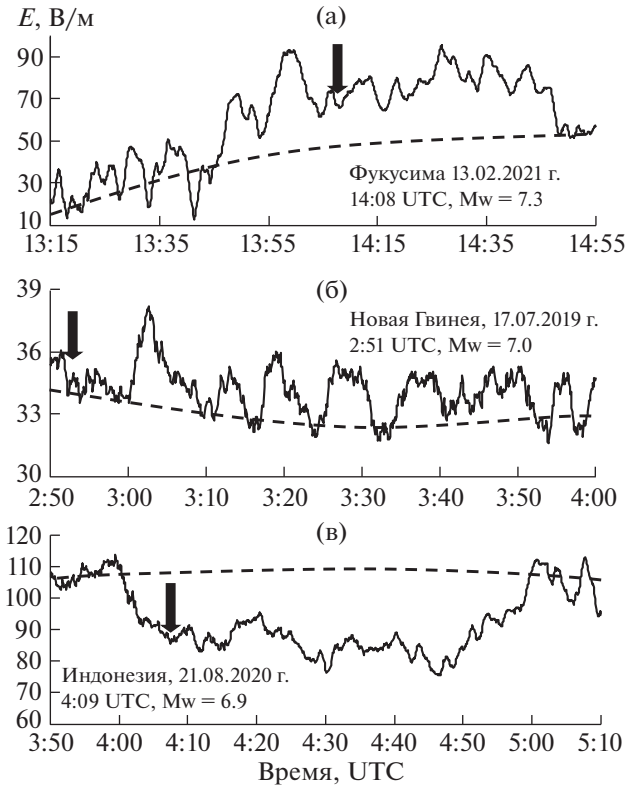

Рис. 1. Примеры вариаций вертикальной компоненты напряженности электрического поля: (а) бухтообразное повышение, (б) знакопеременная вариация и (в) бухтообразное понижение; стрелкой обозначен момент основного толчка землетрясений; параметры землетрясений приведены в поле рисунка; пунктирная линия – тренд.

действии с ними приобретают в основном отрицательный заряд. В результате седиментации заряженных аэрозолей происходит смещение отрицательного заряда относительно положительного, что приводит к возникновению электрического поля в первоначально квазинейтральной атмосфере.

В квазигидродинамическом приближении, зависящие только от вертикальной координаты z (выберем направление оси z вдоль фонового электрического поля) и времени, уравнения непрерывности для ионов и аэрозольных частиц, уравнения движения и уравнение Пуассона рассматриваемой модели имеют вид:

$$\frac{\partial n_\pm}{\partial t} = q - \alpha n_+ n_- - \beta_\pm n_\pm n_a - \frac{\partial}{\partial z}(n_\pm V_\pm), \quad (1)$$

$$\frac{\partial n_a}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z}(n_a V_a), \quad (2)$$

$$V_\pm = \pm\mu_\pm E - \frac{D_\pm}{n_\pm}\frac{\partial n_\pm}{\partial z}, \quad (3)$$

$$V_a = -\mu_a E + \frac{g}{\nu_a}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial E}{\partial z} = \frac{4\pi e}{\varepsilon_0}(n_+ - n_- - Z_a n_a). \quad (5)$$

Здесь $n_\pm$, n_a, $V_\pm$, V_a – концентрации ионов, частиц аэрозоля и их скорости, q, α, $\beta_\pm$ – скорость ионообразования, коэффициенты рекомбинации и осаждения ионов на аэрозольную частицу соответственно, причем $\beta_- = \beta_+(1 + Z_a n_{0a}/n_{0-})$ по условию квазинейтральности, $\mu_\pm$, μ_a, E, $D_\pm$ – подвижности и коэффициенты диффузии ионов (в дальнейшем диффузией ионов пренебрегаем), подвижность частиц аэрозоля и электрическое поле, Z_a – заряд аэрозольной частицы, нормированный на абсолютную величину заряда электрона e (далее заряд считаем неизменным), $\nu_a = 9\eta/2R_a^2\rho_a$ – эффективная частота соударений для аэрозольных частиц, η, R_a, ρ_a – вязкость воздуха, радиус и плотность аэрозольной частицы.

Из системы уравнений (1)–(5) при условии, что характерное время разделения заряда меньше, чем время осаждения ионов на аэрозольную частицу, а также, что $\mu_\pm \gg \mu_a$, можно получить уравнение, описывающее вариации электрического поля в приземном слое атмосферы:

$$\frac{\partial E}{\partial t} = \frac{4\pi e Z_a n_a}{\varepsilon_0}\frac{g}{\nu_a} - \frac{4\pi}{\varepsilon_0}(\lambda_+ + \lambda_-)E, \quad (6)$$

где $\lambda_\pm = en_\pm\mu_\pm$ – проводимость воздуха. В дальнейшем для оценок полагаем $\lambda_+ \approx \lambda_- = \lambda$.

Нетрудно получить аналитическое решение (6) и оценить амплитуду вариаций электрического поля:

$$E = \frac{eZ_a n_a}{2\lambda}\frac{g}{\nu_a}. \quad (7)$$

Рассмотрим теперь вопрос о возможной причине вариаций электрического поля на примере наблюдений в обс. Михнево. Прежде всего отметим практически постоянное присутствие аэрозоля в приземной атмосфере [6]. Условно можно разделить частицы аэрозоля по величине радиуса на мелкие и крупные. В дальнейшем будем считать крупными присутствующие в приземной атмосфере частицы с радиусом $R_a \geq 1$–2 мкм (частицы большего радиуса могут попасть в атмосферу в результате сальтации под действием ветра [6]). Кроме этого отметим, что основным естественным ионизатором воздуха приземной атмосферы является поступающий в атмосферу природный радон [6, 7], максимальная концентрация которого сосредоточена в основном в приземном слое высотой несколько метров. Учтем также, что радон является индикатором геодинамического состояния среды: изменение поля радоновых эманаций

всегда (хотя и с некоторой задержкой порядка нескольких часов) сопровождает изменения геодинамического режима среды (в частности, изменение структуры исследуемого участка земной коры, проницаемости каналов миграции газа и т.д.) [7]. Поскольку обс. Михнево расположена в районе Нелидово-Рязанской тектонической структуры, можно ожидать высокую чувствительность земной коры в этом районе к изменениям геодинамического режима.

Изменения геодинамического режима могут быть обусловлены так называемыми сейсмогравитационными колебаниями Земли [8, 9]. Устойчивый спектр этих колебаний (приблизительно из 40 линий) в диапазоне 0.5–4 ч регистрируется (вертикальная и горизонтальная компоненты) при сейсмологических измерениях [10]. В указанный диапазон попадают наиболее длиннопериодные собственные колебания Земли – линии мультиплета сфероидального колебания ${}_0S_2$, имеющие период около 54 мин. Совпадение выводов теории и эксперимента на высокочастотной границе служит основанием для предположения о том, что колебания более низких периодов также представляют собой собственные колебания Земли [11] (теория которых, однако, отсутствует из-за недостаточной изученности глубинных слоев Земли и особенно ее внутреннего ядра).

Особенностью сейсмогравитационных колебаний является их глобальность, о чем свидетельствует идентичность спектрального состава колебаний в удаленных на 2200 км пунктах – Санкт-Петербурге и Тбилиси при синхронных наблюдениях в этих городах [11]. Другая важная для нас особенность – установленная экспериментально глобальная интенсификация колебаний перед сильными землетрясениями [12] (при том, что сейсмогравитационные колебания наблюдаются и в отсутствие землетрясений).

Основываясь на этих представлениях, можно предложить следующий сценарий возникновения вариаций электрического поля, наблюдаемых на значительных (порядка 10000 км) расстояниях от эпицентров сильных землетрясений и иногда предшествующих этим событиям. Глобальные сейсмогравитационные колебания, которые интенсифицируются перед сильными событиями, приводят к изменениям геодинамического режима, особенно заметным в тектонически сложно построенных регионах (к которым можно отнести район наблюдений в обс. Михнево). В результате растет интенсивность эманаций радона в приземный слой атмосферы, где радон, а также аэрозоль, подхватываются и выносятся в более высокие слои посредством внутренних атмосферных волн (ВГВ), которые присутствуют в атмосфере практически всегда. Периоды этих волн, согласно наблюдениям, проявляются в вариациях приземного электрического поля.

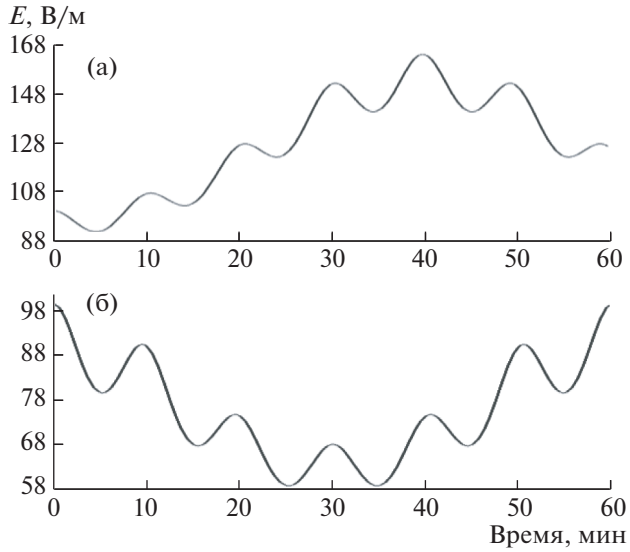

Рис. 2. Примеры решения модельного уравнения (6) для случая, когда ВГВ в противофазе (а) и в фазе (б).

Сделаем некоторые оценки, полагая, что вязкость воздуха $\eta = 1.8 \times 10^{-5}$ кг/м с, плотность вещества аэрозолей $\rho_a = 2.5 \times 10^3$ кг/м^3, $R_a = 1.2$ мкм, $\lambda = 10^{-14}$ См/м, $n_a = 10^9$ 1/м^3. Для крупных аэрозолей примем $Z_a = 10$ [6]. Тогда из формулы (7) следует, что амплитуда вариаций поля $E = 25$–100 В/м (именно такие амплитуды вариаций поля и наблюдаются [5]). Сами вариации, как было отмечено, обусловлены модулирующим воздействием ВГВ на приземный слой, где в основном сконцентрированы радон и аэрозоль. В результате концентрация аэрозоля и проводимость воздуха в приземном слое будут квазипериодически меняться со временем, и генерация электрического поля будет поддерживаться.

Согласно экспериментальным наблюдениям за электрическим полем на обс. Михнево, выделяются два основных диапазона вариаций: около 10 мин и около 60 мин (бухты), что соответствует периодам ВГВ в атмосфере. Учитывая, что амплитуды этих волн могут быть сопоставимы или отличаться в несколько раз, а волны могут быть в фазе или противофазными, на рис. 2 приведены два примера решения уравнения (6) с начальным условием $E(0) = 100$ В/м для случаев, когда амплитуда высокочастотной волны в 3 раза больше амплитуды низкочастотной, причем на рис. 2а волны в противофазе ("бухтообразное повышение", осложненное высокочастотными вариациями), а на рис. 2б – в фазе ("бухтообразное понижение"). Видно, что модель способна воспроизводить наблюдаемые амплитуды и формы вариаций поля.

Таким образом, предложенная в работе модель генерации вариаций вертикальной компоненты напряженности электрического поля в приземной атмосфере может описывать аномальное поведение напряженности поля, обусловленное развитием крупных удаленных сейсмических событий на примере наблюдений в Геофизической обсерватории Михнево.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Экспериментальные исследования выполнены в рамках государственного задания (тема АААА-А-19-119021890067-0), разработка модели и вычисления на ее основе выполнены в рамках государственного задания (тема АААА-А19-119110690110-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Канониди К.Х.* Результаты анализа инструментальных наблюдений аномальных геомагнитных возмущений, наведенных землетрясениями в геосферах // Триггерные эффекты в геосистемах. М.: ГЕОС, 2013. С. 329–341.
2. *Спивак А.А., Рябова С.А.* Геомагнитные вариации при сильных землетрясениях // Физика Земли. 2019. № 6. С. 3–12.
3. *Руленко О.П., Марапулец Ю.В., Кузьмин Ю.Д., Солодчук А.А.* Совместное возмущение геоакустического, эманационного и атмосферного электрического полей у границы земная кора – атмосфера перед землетрясением // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. Науки. 2016. № 3 (14). С. 72–78.
4. *Черногор Л.Ф.* Геомагнитные возмущения, сопровождавшие Великое Японское землетрясение 11 марта 2011 г. // Геомагнетизм и аэрономия. 2019. Т. 59. № 1. С. 69–82.
5. *Рябова С.А., Спивак А.А.* Удаленный отклик электрического поля и атмосферного тока на сильные землетрясения // ДАН. 2020. Т. 495. № 1. С. 42–47.
6. *Смирнов В.В.* Ионизация в тропосфере. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 312 с.
7. *Адушкин В.В., Спивак А.А.* Физические поля в приповерхностной геофизике. М.: ГЕОС, 2014, 360 с.
8. *Шалимов С.Л.* О влиянии длиннопериодных колебаний Земли на верхнюю атмосферу // Изв. РАН. Физика Земли. 1992. № 7. С. 89–95.
9. *Vallée M., Ampuero J.P., Juhel K., Bernard P., Montagner J.P., Barsuglia M.* Observations and Modeling of the Elastogravity Signals Preceding Direct Seismic Waves // Science. 2017. V. 358. № 6367. P. 1164–1168.
10. *Линьков Е.М., Петрова Л.Н., Савина Н.Г., Яновская Т.Б.* Сверхдлиннопериодные колебания Земли // Доклады АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 321–324.
11. *Линьков Е.М., Петрова Л.Н., Зурошвили Д.Д.* Сейсмогравитационные колебания Земли и связанные с ними возмущения атмосферы // Доклады АН СССР. 1989. Т. 306. № 2. С. 314–317.
12. *Линьков Е.М., Петрова Л.Н., Осипов К.С.* Сейсмогравитационные пульсации Земли и возмущения атмосферы как возможные предвестники сильных землетрясений // Доклады АН СССР. 1990. Т. 313. № 5. С. 1095–1098.

ABOUT A POSSIBLE MECHANISM OF VARIATIONS OF THE ELECTRIC FIELD OF THE SURFACE ATMOSPHERE DURING STRONG REMOTE EARTHQUAKES

S. L. Shalimov[a, #] and S. A. Riabova[b, a, ##]

[a] *Schmidt United Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[b] *Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: pmsk7@mail.ru*

[##] *E-mail: riabovasa@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS V.V. Adushkin April 30, 2021

The mechanism of the anomalous vertical electric field strength variations recorded at the Mikhnevo Geophysical Observatory of IDG RAS during strong remote earthquakes is suggested. It was shown that intensification of radon emanations in the observational area stimulated by the seismogravitational oscillations and subsequent modulation by atmospheric internal gravity waves result in the electric field variations, which are similar in amplitude and shape to observations.

Keywords: electric field strength, bay-like change, internal gravitational waves, aerosol

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 168–173

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 550.34.098

ВЫДЕЛЕНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН РАЗЛОМОВ, КАВЕРНОЗНОСТИ И ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПУТЕМ ПОСТРОЕНИЯ АТРИБУТОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДИФРАКЦИОННЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ

© 2021 г. М. И. Протасов[1,*], В. А. Чеверда[1], В. В. Шиликов[2]

Представлено академиком РАН М.И. Эповым 08.04.2021 г.
Поступило 08.04.2021 г.
После доработки 08.04.2021 г.
Принято к публикации 08.04.2021 г.

Рассматривается процедура построения сейсмических трехмерных дифракционных изображений глубинной структуры с последующим расчетом атрибутов дифракции. Алгоритм основан на асимметричном суммировании сейсмических данных и дает возможность определить три характеристики среды: атрибут структурной дифракции, атрибут точечной дифракции и азимут структурной дифракции. Эти атрибуты позволяют различить зоны трещинноватости и кавернозности, определить ориентацию трещин. Апробация подхода представлена на реальных сейсмических данных.

Ключевые слова: дифракционные изображения, сейсмические атрибуты, разломы, трещины, каверны

DOI: 10.31857/S2686739721080119

ВВЕДЕНИЕ

Понимание структуры флюидопотоков в резервуаре углеводородов, а следовательно, и определение оптимальной схемы его разработки, невозможны без картирования расположенных в нем зон разломов [4]. Кроме того, для резервуаров в карбонатах первостепенную важность также имеет локализация областей скопления трещин и каверн, поскольку известно, что трещины зачастую определяют направления потоков флюидов, в то время как каверны свидетельствуют о зонах аккумуляции углеводородов. Следовательно, способность с максимально доступной точностью локализовать близповерхностные структурные неоднородности, а также определять их свойства имеет первостепенное значение для обеспечения эффективной разработки нефтегазовых залежей.

Трещины, каверны и разломы суть геологические объекты, которые могут быть классифицированы по масштабу:

• макромасштаб – от первых сотен метров до десятков километров;

• мезомасштаб – от десятков сантиметров до десятков метров;

• микромасштаб – от микрометров до сантиметров.

Как правило, разломы относятся к макромасштабным объектам и довольно уверенно проявляются в стандартных сейсмических атрибутах отраженных волн, как крупные линеаменты.

Здесь и в дальнейшем под *атрибутом* мы понимаем результат некоторых специальных математических преобразований сейсмических данных, нацеленный на извлечение дополнительной информации, интересующей геофизика-интерпретатора [2]. Упорядоченные скопления микромасштабных трещин приводят к анизотропии упругих свойств горных пород, а следовательно, и к анизотропии сейсмических волновых полей. Они весьма надежно определяются путем азимутального анализа амплитуд и времен пробега отраженных волн. Небольшие разломы, зоны деформации вблизи крупных разломов, каверны, кластеры трещин (или крупные трещины) – это мезомасштабные объекты, которые порождают дифракцию/рассеяние сейсмических волн. На сегодняшний день существуют различные методы локализации и определения ряда свойств этих объектов посредством анализа дифрагированных/рассеянных сейсмических волн [5, 6, 8].

Основываясь на потребностях практики, подход к построению глубинных изображений в рассеянных/дифрагированных волнах [7, 8] модифицирован таким образом, чтобы обеспечить возможность его использования для построения волновых изображений во временной области.

[1] *Институт нефтегазовой геологии и геофизики, Новосибирск, Россия*
[2] *ООО "РН-КрасноярскНИПИнефть", Красноярск, Россия*
**E-mail: protasovmi@ipgg.sbras.ru*

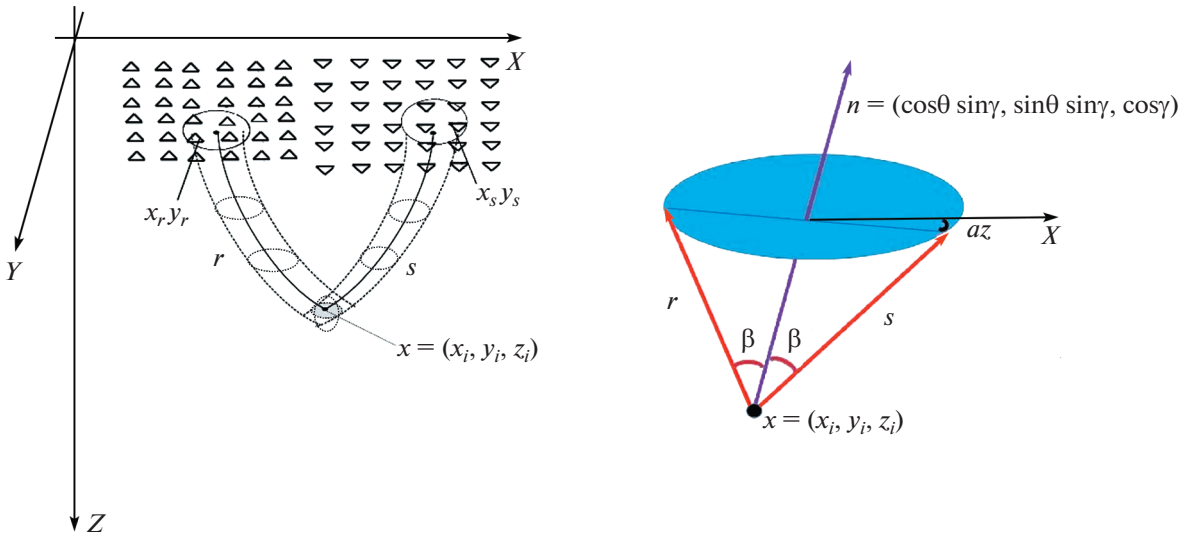

Рис. 1. Геометрия алгоритма построения селективных изображений: Гауссовы пучки и площадная система наблюдения – слева; начальные направления лучей и задающие их углы – справа.

Предложенная модификация расширяет возможности практического применения дифрагированных/рассеянных волн, так как не требует знания глубинной скоростной модели.

В работе выполняется азимутальный анализ трехмерных изображений в рассеянных/дифрагированных волнах, обеспечивающий построение новых дифракционных атрибутов для площадных сейсмических данных. Эти атрибуты позволяют провести дифференциацию трещиноватых и кавернозных геологических объектов и определить преимущественную ориентацию трещин и разломов.

Разработанные алгоритмы апробированы на синтетических данных, полученных для реалистичной модели одного из геологических объектов Юрубчено-Тохомской зоны, расположенной на севере Восточной Сибири [3].

ТЕОРИЯ И МЕТОД РАСЧЕТА АТРИБУТОВ

Для расчета изображений в дифрагированных/рассеянных волнах мы применяем асимметричное суммирование данных путем использования разнообразных комбинаций источников и приемников. Это позволяет получать *селективные сейсмические изображения* геологических объектов, основным достоинством которых является возможность выделения элементов, порождающих конкретный тип волн: регулярные отражения, дифракцию, рассеяние, распространяющихся в заранее выбранном диапазоне направлений [4, 7, 8].

Условие визуализации для построения селективных изображений для известной глубинной скоростной модели получено в работе [7] и опирается на использование Гауссовых пучков:

$$I_{\text{depth}}(\bar{x};\theta,az,\beta) = \int T^{s}_{gb}(\bar{x}_r;\bar{x};\omega;\gamma,\theta,az,\beta)\cdot \vec{T}^{r}_{gb}(\bar{x}_r;\bar{x};\omega;\gamma,\theta,az,\beta)\cdot\vec{\varphi}(\bar{x}_r;\bar{x}_s;\omega)d\bar{x}_s d\bar{y}_s d\omega d\gamma, \quad (1)$$

где T^{s}_{gb}, $\vec{T}^{r}_{gb}$ – веса суммирования, которые определяются используемыми Гауссовыми пучками, $\vec{\varphi}$ – вектор многокомпонентных сейсмических данных многократного перекрытия. Здесь $\bar{x}_r$ – координата приемника, $\bar{x}_s$ – координата источника, ω – временная частота, $\bar{x} = (x_i, y_i, z_i)$ – точка изображения, γ – угол наклона, θ – азимут наклона, β – угол открытия, az – азимут открытия [7]. Эти углы задают геометрию лучей, определяющих Гауссовы пучки (рис. 1).

В этой реализации для построения селективных изображений необходимо выполнить трассировку Гауссовых пучков из точки изображения до системы наблюдения (рис. 1). Именно для этого и необходимо знание скоростной модели в глубинной области. Однако зачастую такая информация недоступна и вместо скоростной модели в глубинной области известна текущая средняя скорость во временной области. При этом вместо глубины z_i используется удвоенное вертикальное время пробега волны до целевой точки, в которой строится изображение: $t_i = 2z_i/V^{P}_{0i}$. Здесь V^{P}_{0i} есть так называемая текущая средняя скорость в точке изображения $\bar{x} = (x_i, y_i, z_i)$. Как правило, именно она и известна в результате выполнения предварительной обработки сейсмических данных.

Теперь в качестве условия визуализации мы вновь используем (1), но вместо глубины вводим вертикальное время пробега $z_i = 0.5V_0^p t_i$ для текущей средней скорости V_0^p в точке изображения $(x_i, y_i, z_i = 0.5V_0^p t_i)$. Трассировка Гауссовых пучков при этом выполняется в модели средних скоростей. Тем самым условие визуализации во временной области принимает следующий вид:

$$I_{\text{time}}(x_i, y_i, t_i; \theta, az, \beta) = \\ = I_{\text{depth}}\left(x_i, y_i, z_i = 0.5V_0^p t_i; \theta, az, \beta\right). \quad (2)$$

В трехмерной среде становится возможным построение индикатрисы рассеяния, описывающей распределение амплитуды рассеянных волн на единичной сфере, охватывающей текущую точку. Для этого условие визуализации (2) рассчитывается для ряда структурных азимутов в выбранной точке (x_i, y_i, t_i) изображения и для фиксированных углов az, β:

$$\text{Indicatrix}(\theta; x_i, y_i, t_i) = I_{\text{time}}(x_i, y_i, t_i; az, \beta;\ \theta). \quad (3)$$

Исходя из этого соотношения, мы определяем следующие три дифракционных атрибута.

1. Атрибут структурной дифракции:

$$\mathrm{E}^{\text{struct}}(x_i, y_i, t_i) = \max_{\theta} \text{Indicatrix}(\theta; x_i, y_i, t_i) \times \\ \times \int \text{Indicatrix}(\theta; x_i, y_i, t_i) d\vartheta. \quad (4)$$

Он указывает на наличие дифрагирующих объектов с определенной структурой, которыми являются протяженные, ориентированные трещины и разломы.

2. Атрибут точечной дифракции

$$\mathrm{E}^{\text{point}}(x_i, y_i, t_i) = \frac{\min_{\theta} \text{Indicatrix}(\theta; x_i, y_i, t_i)}{\max_{\theta} \text{Indicatrix}(\theta; x_i, y_i, t_i)} \times \\ \times \int \text{Indicatrix}(\theta; x_i, y_i, t_i) d\vartheta \quad (5)$$

подчеркивает точечные дифрагирующие объекты, точнее объекты без выраженного пространственного простирания, такие как вариации плотности трещин, каверн и другие.

3. Азимут структурной дифракции

$$AZ^{\text{struct}}(x_i, y_i, t_i) = \\ = \left\{\theta(x_i, y_i, t_i) : \max_{\theta} \text{Indicatrix}\left(\theta; x_i, y_i, t_i\right)\right\} + 90^\circ \quad (6)$$

определяет азимутальное направление объектов структурной дифракции, в первую очередь, направление трещин и разломов.

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Чтобы проиллюстрировать поведение введенных атрибутов на типичных целевых объектах и протестировать предложенные подходы к их вычислению, мы разработали реалистичную трехмерную модель с разломами, скоплениями трещин и каверн (рис. 2, 3). В качестве основы для этой модели мы выбрали типичный геологический объект для района Юрубчено-Тохомской зоны на севере Красноярского края [1, 3]. Для построения трехмерного каркаса структурной модели, а именно отражающих поверхностей и разломов, использовались результаты обработки и интерпретации данных трехмерной сейсморазведки (рис. 2), а для определения параметров среды между этими поверхностями были привлечены как скважинные данные, так и результаты скоростного анализа.

Именно эта модель используется для конечно-разностного моделирования упругих волновых полей. Синтетические данные были рассчитаны на системе наблюдения 8000 м × 10000 м с приемниками, равномерно размещенными по сетке с шагами 25 м × 25 м. Максимальная глубина модели равна 4000 м. Для возбуждения сейсмических волн используются источники типа центра давления, излучающие импульс Риккера с доминирующей частотой 40 Гц. Эти источники размещены с шагом 50 м на линиях, отстоящих друг от друга на 300 м.

Кроме макромасштабных сейсмических объектов, таких как разломы и регулярные границы, модель содержит мезомасштабные неоднородности: зоны разломов, коридоры трещиноватости (крупные трещины) и каверны (рис. 3). Вплоть до настоящего времени при интерпретации сейсмических изображений наиболее распространено описание разломов как двумерных поверхностей скольжения (макромасштабные объекты), но на самом деле это трехмерные геологические тела, заполненные раздробленными породами, т.е. мезомасштабные объекты. Для вычисления распределения размеров неоднородностей для пород, заполняющих разломы, мы провели моделирование их формирования с использованием метода дискретных элементов [3]. В итоге было получено распределение неоднородностей в породе, заполняющей разломы, которое и было использовано при проведении численного моделирования.

На рис. 3 представлены результаты обработки синтетических данных. Как видно, между моделью и изображением (условие визуализации (2)) есть практически взаимно однозначное соответствие: все дифрагирующие/рассеивающие объекты, заложенные в модель, корректно представлены и на дифракционном изображении, и наоборот. Заметим при этом, что и кинематические, и динамические характеристики объектов восстановлены корректно.

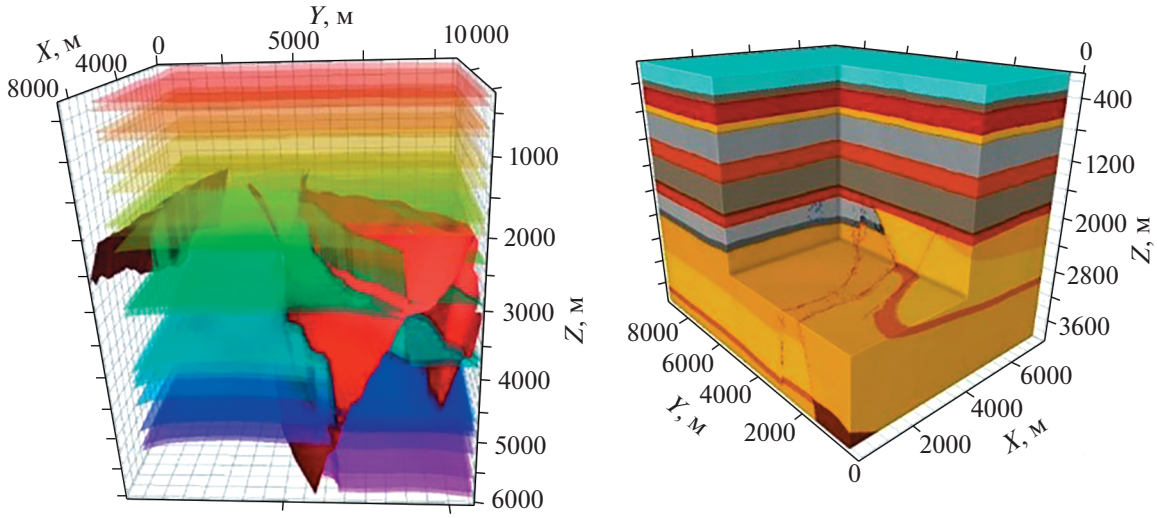

Рис. 2. Основные этапы создания трехмерной синтетической модели: каркас модели (слева); сейсмическая модель (справа).

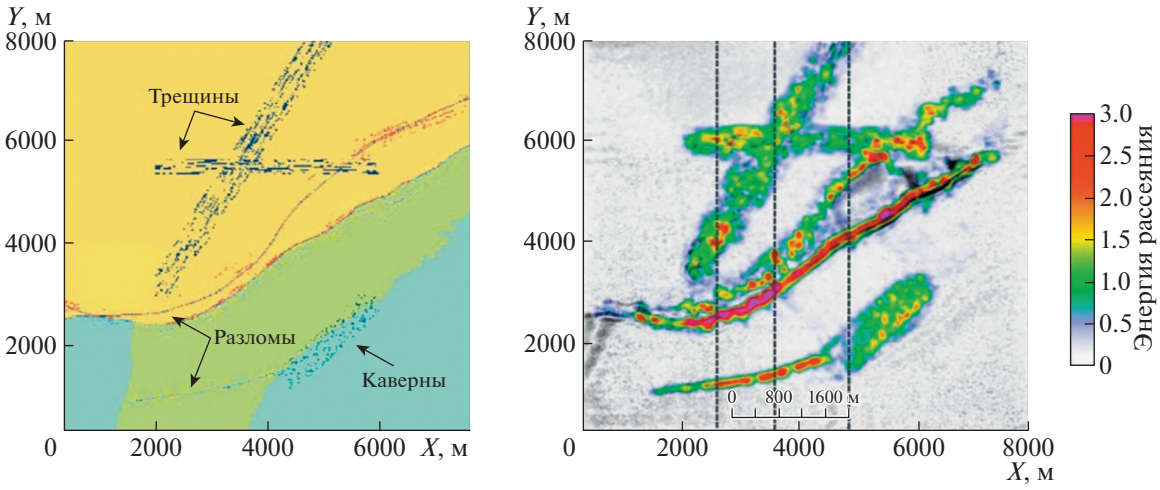

Рис. 3. Сравнение синтетической модели (слева) и полного дифракционного изображения (справа).

Особый интерес вызывают рассчитанные по формулам (4)–(6) дифракционные атрибуты. Их площадное распределение показано на рис. 4. Отметим, что, как и было указано выше, имеют место следующие факты:

• атрибуты структурной дифракции подчеркивают пространственно выраженные сингулярные объекты, такие как разломы, уединенные протяженные трещины и скопления единообразно ориентированных трещин, так называемые коридоры трещиноватости;

• азимут структурной дифракции соответствует азимутальной ориентации структурных объектов;

• точечный дифракционный атрибут показывает вариации плотности трещин, зоны пересечения семейства трещин и, наконец, зоны кавернозности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование трехмерных дифракционных изображений во временной области обеспечивает надежное восстановление геологических объектов, таких как каверны, скопления трещин (крупные трещины), коридоры трещиноватости и зоны разломов. Предложены новые атрибуты дифракции, основанные на анализе трехмерных селективных изображений: атрибут структурной дифракции, атрибут точечной дифракции, азимут структурной дифракции. Их использование открывает возможность разделения зон повышен-

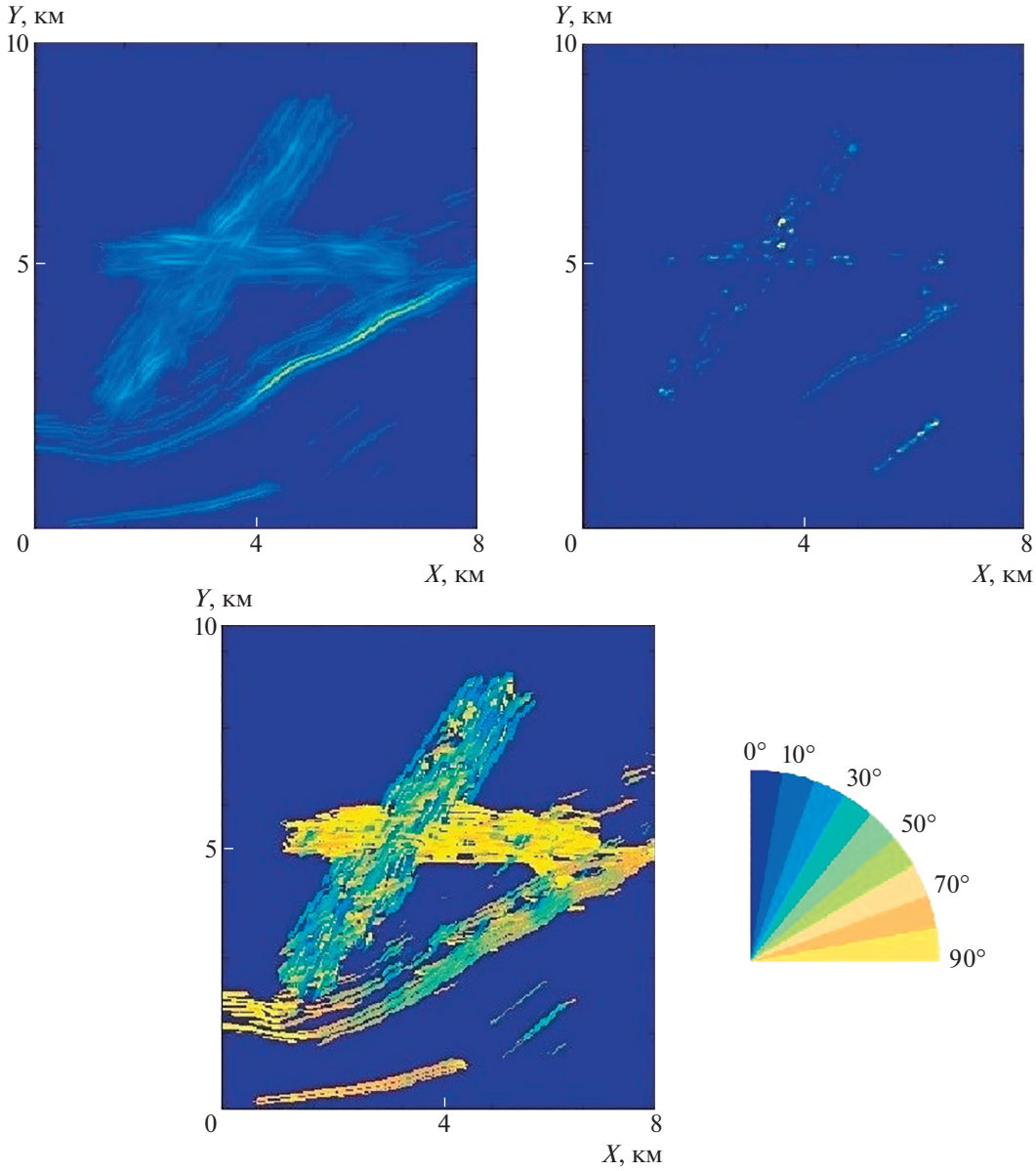

Рис. 4. Дифракционные атрибуты для реалистичных синтетических данных: атрибут структурной дифракции (вверху, слева); атрибут точечной дифракции (вверху, справа); азимут структурной дифракции (внизу).

ной кавернозности и зон повышенной трещиноватости, а также обеспечивает возможность надежного определения ориентации крупных трещин и разломов. Предложенные алгоритмы протестированы и подтверждены на реалистичных синтетических данных.

БЛАГОДАРНОСТИ

Данная работа выполнена при поддержке Российского научного фонда грант № 21-71-20002. Численные расчеты были получены М.И. Протасовым с использованием вычислительных ресурсов суперкомпьютерного центра Санкт-Петербургского политехнического университета Петра Великого (scc.spbstu.ru).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А., Хабаров Е.М., Изосимова И.Д.* Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазонакопления в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 166–195.
2. *Михайлова С.В.* Анализ сейсмических атрибутов – комплексный подход при концептуальном моделировании // PRONEФТЬ. Профессионально о нефти. 2018. № 2(8). 31–35.

3. *Cheverda V., Lisitsa V., Protasov M., Reshetova G., Glinsky B., Chernykh I., Merzlikina A., Volyanskaya V., Petrov D., Melnik A., Shilikov V.* Digital Twin of the Seismogeological Object: Building and Application // Journal of Physics: Conference series. 2019. V. 1392. P. 012–051.

4. *Kolyukhin D., Lisitsa V., Protasov M., Qu D., Reshetova G., Tveranger J., Tcheverda V., Vishnevsky D.* Seismic Imaging and Statistical Analysis of Fault Facies Models // Interpretation. 2017. V. 5 (4). SP71–SP82.

5. *Landa E., Fomel S., Reshef M.* Separation, Imaging, and Velocity Analysis of Seismic Diffractions Using Migrated Dip- angle Gathers // 72nd SEG Ann. Mtg. Expanded Abstracts. 2008. P. 2176–2100.

6. *Moser T.J., Howard C.B.* Diffraction Imaging in Depth // Geophysical Prospecting. 2008. V. 56. P. 627–642.

7. *Protasov M.I., Gadylshin K.G., Tcheverda V.A., Pravduhin A.P.* 3D Diffraction Imaging of Fault and Fracture Zones via Image Spectral Decomposition of Partial Images // Geophysical prospecting. 2019. V. 67 (5). P. 1256–1270.

8. *Protasov M.I., Tcheverda V.A., Reshetova G.V.* Fracture Detection by Gaussian Beam Imaging of Seismic Data and Image Spectrum Analysis // Geophysical Prospecting. 2016. V. 64 (1). P. 68–82.

LOCALIZATION AND CHARACTERIZATION OF FAULTS, CAVERNS, AND FRACTURES VIA SEISMIC DIFFRACTION IMAGE ATTRIBUTES

M. I. Protasov[a, #], V. A. Cheverda[a], and V. V. Shilikov[b]

[a] *Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russian Federation*

[b] *"RN-KrasnoyarskNIPIneft", Krasnoyarsk, Russian Federation*

[#] *E-mail: protasovmi@ipgg.sbras.ru*

Represented by Academician of the RAS M.I. Epov April 8, 2021

The paper discusses the procedure for constructing three-dimensional diffraction images with the subsequent calculation of the diffraction attributes. The algorithm is based on asymmetric stacking of seismic data and provides the ability to create three attributes: the structural diffraction attribute, the point diffraction attribute, and the structural diffraction azimuth. These attributes make it possible to distinguish between fractured and cavernous zones, and to determine the orientation of fractures. Approbation of the approach is presented on realistic seismic data.

Keywords: diffraction images, seismic attributes, faults, fractures, caverns

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 174–180

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 552.124.4

РУДОНОСНОСТЬ КОБАЛЬТОНОСНЫХ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРОК ГАЙОТА ГОВОРОВА МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР ТИХОГО ОКЕАНА

© 2021 г. Г. В. Новиков[1,*], Т. Е. Седышева[2,3], Академик РАН Л. И. Лобковский[1], Н. В. Лобус[1], О. Ю. Богданова[1]

Поступило 12.03.2021 г.
После доработки 16.04.2021 г.
Принято к публикации 16.04.2021 г.

Основными рудными минералами всех слоев кобальтоносных железомарганцевых корок гайота Говорова Магеллановых гор Тихого океана являются плохо окристаллизованные, плохо структурно упорядоченные Fe-вернадит, Mn-фероксигит, достаточно структурно упорядоченный вернадит, находящийся, в основном, в слое I–1 и в меньшем количестве в слое I–2, идентифицирован также гётит. В виде примеси отмечаются асболан-бузерит и бузерит-I. Распределение катионов цветных, тяжелых, редких и редкоземельных металлов по слоям корок гайота Говорова свидетельствует о явно неравномерном их поступлении в кобальтоносные железомарганцевые корки.

Ключевые слова: железомарганцевые корки, гайот Говорова, катионы цветных, тяжелых, редких, редкоземельных металлов

DOI: 10.31857/S2686739721080090

В настоящее время кобальтоносные железомарганцевые корки (далее корки, КМК), широко распространенные на многочисленных подводных возвышенностях Тихого океана, рассматриваются как перспективная руда на кобальт, никель, медь и марганец [1–7, 10]. К наименее исследованным относятся корки гайота Говорова Магеллановых гор, который располагается на севере северо-западного звена этих гор и является одним из четырех гайотов, входящих в Российский Разведочный Район (РРР).

На рис. 1 представлена схема гайота Говорова с выделенными двумя полигонами, на которых были проведены геологические работы с отбором образцов железомарганцевых корок. *Полигон 08-2* (станции 08Д106, 08МТП02-3) расположен в северо-северо-восточной части гайота, захватывая часть вершинной поверхности и верхние части склонов. Фототелевизионное профилирование показало, что корковое оруденение приурочено преимущественно к склонам вулканических построек и наблюдается до глубин 2200–2400 м. Бровка и верхние части склонов покрыты сплошными покровами корок, мощность которых изменяется от 2.7 до 13 см. Разрез корок обычно трехслойный, с выпадением нижнего слоя I–2 (табл. 1). Субстратом чаще всего служат вулканокластические породы и брекчии позднего мела и раннего палеогена.

На вершинной поверхности гайота установлено, что мощности корок изменяются в диапазоне от 0.7 до 14.5 см. Разрез корок по керну – чаще всего полный, включающий слои I–1, I–2, II и III. Субстратом КМК являются преимущественно плотные органогенно-обломочные известняки, реже – брекчии и вулканокластические породы позднего мела и раннего палеогена.

Полигон 08-3 (станции 08Д115, 08Д122 и 08Д127-2) захватывает часть вершинной поверхности и верхние части южных и западных склонов гайота-сателлита, расположенного к юго-востоку от основного гайота. Как и на полигоне 08–2, корковое оруденение здесь также прослеживается до глубин 2200–2400 м. На вершинной поверхности гайота мощности корковых покровов достигают 9.8–19 см. На ее периферической части мощность корок меньше и составляет 2.5–11 см. Разрез корок обычно трехслойный, с выпадением нижнего слоя I–1 (табл. 1). Субстратом корок чаще всего служат известняки и брекчии позднего мела и раннего палеогена.

Минеральный состав рудной компоненты корок идентифицирован методами рентгенофазового анализа и микродифракцией электронов.

[1] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия*
[3] *АО "Южморгеология", Геленджик, Россия*
**E-mail: gvnovikov@yandex.ru*

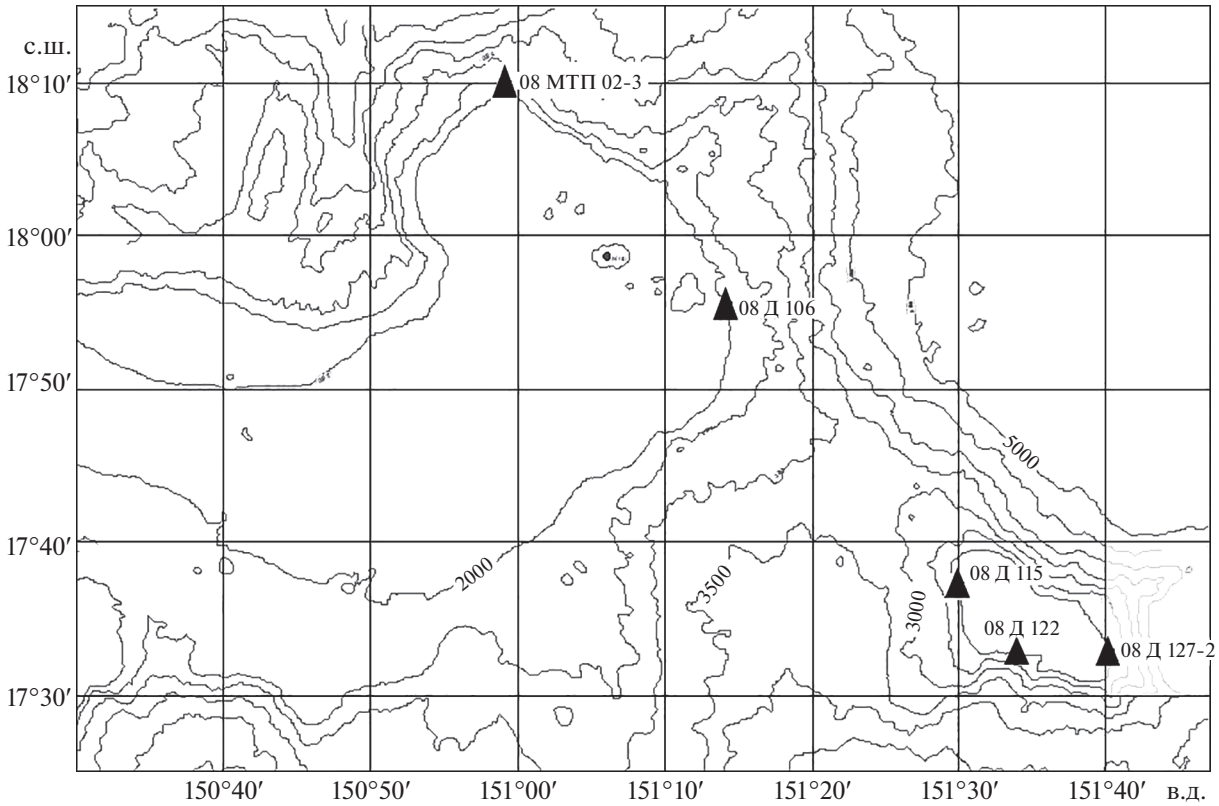

Рис. 1. Расположение станций отбора проб кобальтоносных железомарганцевых корок на гайоте Говорова.

Установлено, что основными рудными минералами различных слоев корок гайота Говорова являются плохо окристаллизованные, плохо структурно упорядоченные Fe-вернадит, Mn-фероксигит, а также достаточно структурно упорядоченный вернадит, находящийся, в основном, в слое I–1 и в меньшем количестве в слое I–2 (табл. 1). В значительно меньшем количестве в слое I–1 станции 08Д106 и в слое I–2 станции 08Д115 КМК также присутствует асболан-бузерит. В слоях II станций 08Д115 и 08Д127-2 и III станций 08Д106 и 08Д127-2 КМК идентифицирован гётит. Кроме того, в слое III корок станций 08Д115 и 08МТП02-3 в виде примеси отмечается бузерит-I.

Геохимия корок. Распределение основных рудных элементов, Fe и Mn, по слоям корок выглядит разнонаправленно (табл. 2). Содержание Fe по отдельным слоям корок возрастает от слоя I–1 к слою III и составляет 7.19–16.22 мас. %. Для Mn наблюдается противоположная картина – его содержание в целом уменьшается от слоя I–1 к слою III. При этом в КМК станции 08Д106 минимальное (15.35 мас. %) содержание Mn наблюдается в слое II, тогда как в этом же (II) слое корок станции 08Д127-2 оно максимально – 19.21 мас. %.

Марганцевый модуль, Mn/Fe, в корках гайота Говорова изменяется в типичном интервале значений для гидрогенных железомарганцевых корок Тихого океана – 0.93–2.54 (табл. 2).

Распределение катионов *цветных* металлов – Co^{2+}, Ni^{2+}, Cu^{2+} – крайне неодинаково в слоях корок (табл. 2). Ни для одного из данных катионов металлов не установлена какая-либо закономерность в их распределении – в одних корках наблюдается уменьшение их содержания от слоя I–1 к слою III, в других – наоборот увеличение. При этом самое низкое содержание Ni^{2+}, Co^{2+} и Cu^{2+} отмечается в слое III корок станций 08Д115, 08Д127-2 и 08МТП02-3.

Наиболее стабильны в корках гайота Говорова содержания катионов *тяжелых* металлов – Zn^{2+}, Mo^{6+}, Sr^{2+}, Cd^{2+}, Ba^{2+} и Pb^{2+}, что позволяет считать их практически постоянными величинами (табл. 2).

Распределение катионов *редкоземельных* металлов (РЗМ) в слоях разных корок неодинаково и характеризуется следующими особенностями (табл. 2). Сумма катионов РЗМ в слоях корок находится в интервале 1216.2 г/т (ст. 08Д106) – 2475.5 г/т (ст. 08МТП02-3). При этом минимальное и максимальное их содержание отмечается в слое I–1 корок указанных станций. Наибольший вклад в эту сумму вносят катионы Ce^{3+}, доля которых составляет 39.4 (ст. 08Д115)–63.0%

Таблица 1. Состав рудных минералов в слоях кобальтоносных железомарганцевых корок гайота Говорова

станция 08Д106, слои:				станция 08Д115, слои:		
I–1	II	III		I–2	II	III
Fe-вернадит, Mn-фероксигит, вернадит, асболан-бузерит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, гётит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, гётит		Fe-вернадит, Mn-фероксигит, вернадит, асболан-бузерит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, гётит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, бузерит-I (мало)
станция 08Д127-2, слои:				станция 08ДМТП 02-3, слои:		
I–1	I–2	II	III	I–1	II	III
Fe-вернадит, Mn-фероксигит, вернадит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, гётит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, вернадит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, бернессит (мало)	Fe-вернадит, Mn-фероксигит, бузерит-I (мало)
станция 08Д122, слои:						
I–2	II	III				
Fe-вернадит, Mn-фероксигит, вернадит (мало)	Fe-вернадит, Mn-фероксигит гётит	Fe-вернадит, Mn-фероксигит гётит (мало)				

(ст.08Д106). Как и в предыдущем случае, минимальное и максимальное значения доли катионов Ce^{3+} так же характерны для верхнего слоя III корок указанных станций. В то же время среди изученных корок минимальное (510 г/т) и максимальное (1425 г/т) содержание катионов Ce^{3+} отмечаются соответственно в слоях I–1 и III станции 08Д106, что в 2.8 раза больше в данных КМК (рис. 2). В остальных корках гайота содержание катионов Ce^{3+} уменьшается от нижнего слоя I–1 к верхнему слою III в 1.7–2.4 раза (рис. 2). Установлено, что распределение катионов Ce^{3+} совпадает с распределением Mn (IV), для которого характерна общая тенденция – уменьшение содержаний от слоя I–1 к слою III.

Содержание катионов Y^{3+} и La^{3+} в слоях разных корок в целом сопоставимо при небольшом преобладании La^{3+} и изменяются в следующих диапазонах (г/т): Y^{3+} – 150 (ст. 08Д106, слой I–1)–311 (ст. 08МТП02-3, слой I–1), La^{3+} – 191 (ст. 08Д115, слой I–2)–349 (ст. 08МТП02-3, слой I–2) (рис. 2). Содержание катионов Nd^{3+} в корках изменяется от 133 г/т в слое I–2 станции 08Д115 до 253 г/т в слое III станции 08МТП02-3 (рис. 2). Исходя из полученных данных, можно предположить, что содержание катионов Ce^{3+}, Y^{3+}, La^{3+} и Nd^{3+} в корках увеличивается с северо-запада на юго-восток в пределах гайота Говорова, что аналогично для корок разных гайотов Магеллановых гор [2, 4, 7].

Распределение катионов РЗМ в каждом из образцов различается между собой (табл. 2). Содержание Y^{3+}, La^{3+}, Ce^{3+} и Er^{3+} в корках станции 08Д106 возрастает от нижнего слоя I–1 к верхнему слою III, содержание Pr^{3+}, Nd^{3+}, Sm^{3+}, Eu^{3+}, Gd^{3+}, Tb^{3+}, Dy^{3+}, Yb^{3+} можно считать практически равным в каждом слое КМК. Содержание Y^{3+}, La^{3+}, Ce^{3+}, Tm^{3+} и Yb^{3+} в КМК станции 08Д115 уменьшается от слоя I–1 к слою III, содержание Ho^{3+}, Er^{3+} и Lu^{3+} практически одинаково в каждом слое, содержание остальных катионов РЗМ возрастает от нижнего (I–1) к верхнему (III) слою. При этом отмечается, что в слое I–2 наблюдается минимальное содержание в ряду катионов металлов $Sm^{3+} \rightarrow Lu^{3+}$. Содержание катионов РЗМ в ряду $Y^{3+} \rightarrow Yb^{3+}$ в КМК станции 08Д127-2 уменьшается от слоя I–1 к слою III, содержание Tm^{3+} и Lu^{3+} практически совпадает по каждому из них в соответствующих слоях. Корки станции 08МТП02-3 характеризуются уменьшением содержания Y^{3+}, La^{3+}, Ce^{3+}, Pr^{3+}, Ho^{3+}, Er^{3+}, Tm^{3+}, Yb^{3+} и Lu^{3+} от нижнего слоя к верхнему, содержание Nd^{3+}, Sm^{3+} и Eu^{3+} – увеличивается в обратном порядке, содержание Tb^{3+} и Dy^{3+} практически одинаково в каждом из них. Кроме того, выявлена следующая тенденция: в КМК станций 08Д115, 08Д127-2 и 08МТП02-3 в слоях I–2 и II соответственно содержание катионов РЗМ в ряду $Pr^{3+} \rightarrow Lu^{3+}$ минимально.

Для исследования процессов образования корок важным аспектом является выявление La-,

Таблица 2. Содержание элементов в кобальтоносных железомарганцевых корках гайота Говорова

Элемент	Станция 08Д106			Станция 08Д115			
	№ слоя			№ слоя			
	I–1	II	III	I–1	I–2	II	III
Fe, мас. %	8.49	14.92	13.47	8.28	7.19	11.92	15.70
ΣMn	20.61	15.35	18.12	19.43	18.26	18.43	15.41
Mn^{2+}	0.55	0.31	0.41	0.42	0.44	0.45	0.33
Co	0.32	0.36	0.47	0.39	0.38	0.47	0.35
Ni	0.41	0.30	0.40	0.44	0.62	0.47	0.27
Cu	0.081	0.088	0.098	0.096	0.17	0.15	0.051
Zn	0.063	0.049	0.050	0.068	0.065	0.056	0.044
Pb	0.11	0.10	0.17	0.16	0.098	0.12	0.13
Ba	0.095	0.12	0.22	0.18	0.14	0.14	0.10
Sr	0.15	0.11	0.096	0.14	0.12	0.11	0.11
Ca	1.86	4.87	10.67	10.25	9.37	2.36	1.86
Mg	0.82	0.94	0.76	0.77	0.87	0.95	0.83
Na	1.35	1.35	1.26	1.21	1.29	1.36	1.51
K	0.54	0.54	0.35	0.33	0.40	0.55	0.47
Mo, г/т	272	343	611	488	383	350	346
Cd	1.9	2.7	2.2	1.5	3.3	3.0	1.9
Sc	8.6	9.8	6.0	7.1	8.5	9.6	8.0
Y	150	237	268	298	268	232	179
La	203	207	248	272	191	228	239
Ce	510	850	1425	1330	947	1060	555
Pr	36.6	37.2	34.5	39.3	33.2	43.2	46.4
Nd	153	151	138	157	133	170	189
Sm	28.7	29.2	22.8	26.7	24.8	32.3	36.3
Eu	7.7	7.5	5.9	6.9	6.5	8.5	9.8
Gd	35.6	35.9	30.4	35.9	32.6	40.1	44.1
Tb	5.5	5.6	4.7	5.5	4.9	6.0	6.8
Dy	32.7	32.9	30.5	35.4	30.2	36.6	40.6
Ho	7.0	7.3	7.0	8.1	6.8	7.7	8.2
Er	20.8	22.0	21.7	24.7	20.5	22.7	24.0
Tm	3.0	3.2	3.2	3.6	2.9	3.2	3.4
Yb	19.6	21.0	20.8	23.8	19.7	21.2	22.2
Lu	3.0	3.2	3.2	3.5	3.0	3.3	3.2
Pt	0.25	0.70	0.38	0.59	0.66	0.83	0.16
Mn/Fe	2.43	1.03	1.34	2.35	2.54	1.54	0.98
ΣРЗМ, г/т	1216	1650	2264	2270	1724	1915	1407
P, мас. %	0.37	1.44	3.56	3.35	3.02	0.47	0.38

Элемент	Станция 08Д127			Станция 08МТП02-3		
	№ слоя			№ слоя		
	I–1	I–2+II	III	I–1	II	III
Fe, мас. %	12.29	13.20	15.26	10.89	10.83	16.22
ΣMn	17.93	19.21	14.71	18.92	20.23	15.76
Mn^{2+}	0.37	0.41	0.30	0.46	0.51	0.33
Co	0.40	0.46	0.35	0.43	0.42	0.39
Ni	0.43	0.46	0.26	0.41	0.53	0.26
Cu	0.12	0.15	0.072	0.10	0.15	0.055
Zn	0.056	0.063	0.046	0.053	0.060	0.047
Pb	0.13	0.11	0.12	0.17	0.12	0.14
Ba	0.15	0.16	0.11	0.18	0.18	0.11
Sr	0.11	0.11	0.10	0.14	0.11	0.11
Ca	3.07	2.07	1.88	5.18	3.51	1.84
Mg	0.87	1.02	0.82	0.78	0.98	0.83
Na	1.31	1.45	1.41	1.18	1.53	1.36
K	0.49	0.59	0.50	0.37	0.60	0.41
Mo, г/т	356	327	262	492	383	352
Cd	2.8	2.9	2.2	2.4	3.0	2.0
Sc	8.9	8.5	7.9	10.3	9.4	8.6
Y	234	153	155	311	272	195
La	243	202	211	349	293	284
Ce	1031	943	612	1285	1304	685
Pr	44.3	38.3	40.3	59.9	53.9	57.8
Nd	174	151	161	233	232	253
Sm	33.0	29.0	30.9	42.0	39.6	44.0
Eu	8.8	7.6	8.1	10.9	10.2	11.5
Gd	41.0	34.0	38.0	52.2	45.6	52.4
Tb	6.2	5.2	5.8	8.0	7.0	8.0
Dy	36.8	30.9	34.7	47.7	42.6	47.2
Ho	8.1	6.5	7.1	10.3	8.8	9.5
Er	22.9	19.0	20.7	30.6	26.1	26.6
Tm	3.3	2.7	3.0	4.2	3.5	3.7
Yb	21.5	18.3	19.9	27.8	23.1	23.9
Lu	3.3	2.8	3.1	4.1	3.3	3.5
Pt	0.59	0.60	0.14	0.57	1.08	<ПО*
Mn/Fe	1.46	1.45	0.96	1.74	1.87	0.97
ΣРЗМ, г/т	1911	1643	1351	2476	2365	1705
P, мас. %	0.72	0.33	0.33	1.46	0.81	0.37

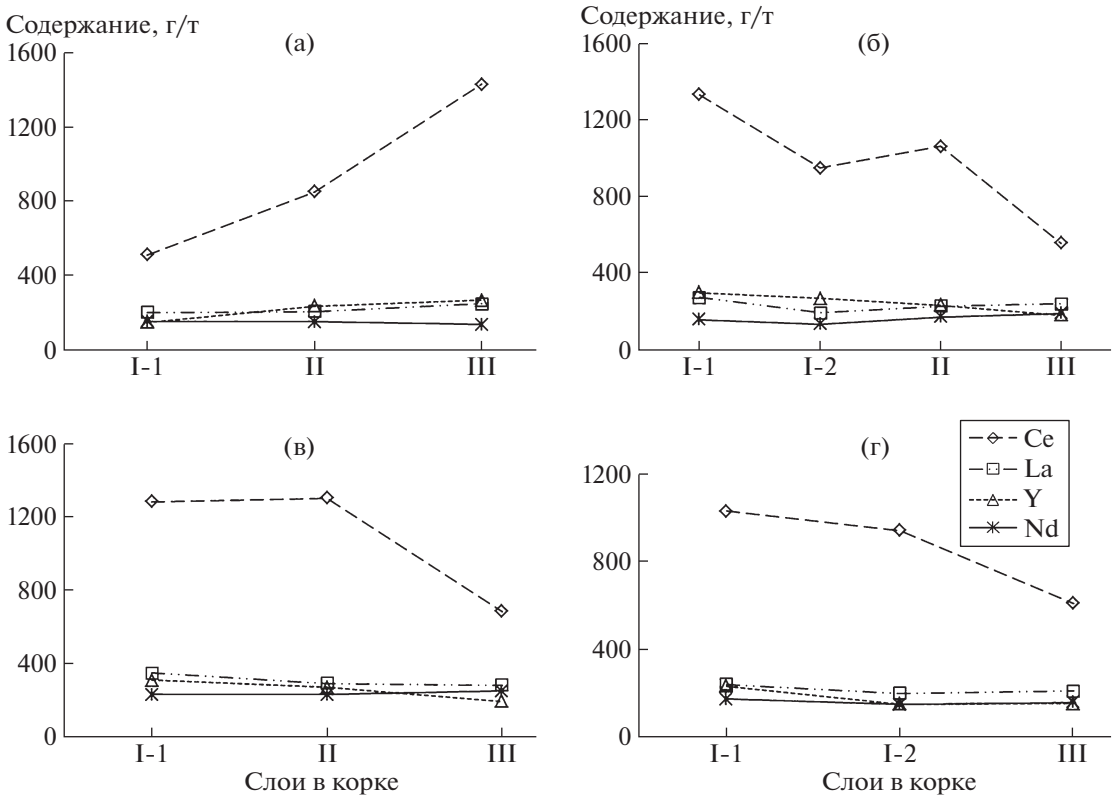

Рис. 2. Содержание катионов РЗМ в слоях железомарганцевых корок гайота Говорова: а – обр. 08Д106, б – обр. 08Д115, в – обр. 08МТП02-3, г – обр. 08Д127-2.

Ce-, Y-, Eu-аномалий. На примере нижнего (I–1) и верхнего (III) слоев корок образцов 08Д106, 08Д115 и 08МТП02-3 показано распределение РЗЭ, нормализованное на NASC (рис. 3). Данные слои корок (и обр. 08Д127–2) характеризуют в целом равномерное распределение всех катионов РЗМ за исключением Ce. При этом в образце 08Д106 положительная Ce-аномалия наблюдается в верхнем III слое, тогда как в остальных образцах в нижнем I–1 (I–2) слое. Полученные результаты позволяют считать, что катионы редкоземельных металлов поступали в рудные минералы разных слоев корок из придонной океанской воды. Это, в свою очередь, свидетельствует о гидрогенном происхождении корок гайота Говорова, что совпадает с данными по коркам из других районов Мирового океана [4, 11]. Вместе с тем обращает на себя внимание следующая особенность изученных корок. В их нижнем слое содержится безжелезистый вернадит, являющийся характерным рудным минералом гидротермальных марганцевых корок [2]. В данном случае можно предположить, что в палеоцене океанская вода обогащалась гидротермальными компонентами, в том числе Ce, который более интенсивно поглощался рудными минералами корок по сравнению с другими катионами РЗМ. В последующие геологические времена влияние гидротермального источника явно уменьшилось.

Скандий в слоях корок гайота Говорова распределяется равномерно, а его содержание составляет первые г/т (табл. 2).

Содержание *Pt* в корках гайота Говорова находится в диапазоне 0.14–1.08 г/т (табл. 2). При этом максимальное ее содержание (1.08 г/т) установлено в корке станции 08МТП02–3, наименьшее – в слое III корок данного гайота. Следовательно, полученные данные позволяют считать, что современный этап формирования кобальтоносных железомарганцевых корок (слой III) характеризуется минимальным накоплением платины.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие важные выводы. Установлено, что минеральный состав слоев железомарганцевых корок гайота Говорова стабилен и однороден. Полученные данные хорошо согласуются с ранее опубликованными [1–6, 8], что позволяет считать изученные КМК типичными как для гайота Говорова, так и в целом для Магеллановых гор Тихого океана.

Распределение катионов металлов различной химической природы по слоям кобальтоносных железомарганцевых корок гайота Говорова свидетельствует о явно неравномерном их поступле-

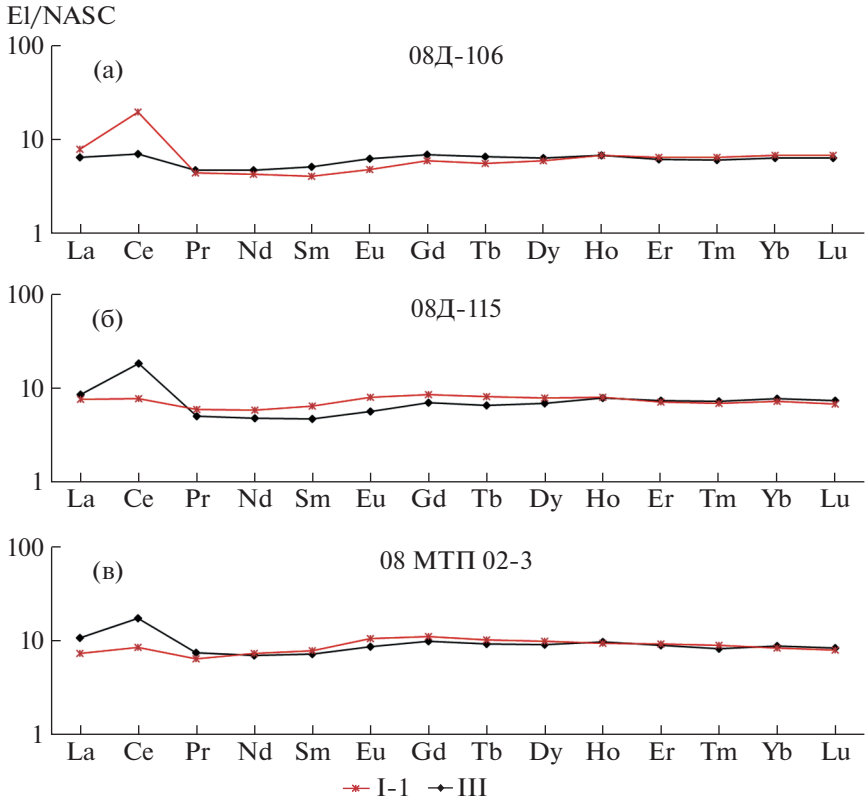

Рис. 3. Распределение редкоземельных металлов, нормализованное на NASC, в нижнем I–1 и верхнем III слоях железомарганцевых корок гайота Говорова: а – обр. 08Д106, б – обр. 08Д115, в – обр. 08МТП02-3.

нии в эти образования, несмотря на практически постоянные показатели физико-химических параметров океанской воды в разные геологические возраста (от палеоцена до современного). На распределение катионов металлов могут оказывать влияние различные факторы, из которых нижеперечисленные являются, с нашей точки зрения, основополагающими. Во-первых, это рассеянное состояние катионов металлов в океанской водной толще с концентрациями $n \times 10^{-6}$ г/л и меньше при высокой их химической устойчивости в растворенном состоянии. Во-вторых, исходя из особенностей изученных корок, можно предположить, что в палеоцене океанская вода обогащалась гидротермальными компонентами, в том числе Ce, который более интенсивно поглощался рудными минералами корок по сравнению с другими катионами РЗМ. В последующие геологические времена влияние гидротермального источника явно уменьшилось. В-третьих, у поверхности отдельных гайотов Магеллановых гор, на которых формируются КМК, скорости придонных течений изменяются от 5 до 40 см/с [6, 7]. По-видимому, даже при нижнем пределе скорости придонных течений не наблюдается не только полного осаждения рудных минералов КМК (содержание $Mn_{общ}$ невысокое – в среднем 18–20 мас. %), но и концентрирования в них катионов тяжелых, редких и других металлов. Как показано в [9], практически полное (100%) извлечение указанных катионов металлов наблюдается при скоростях движения многокомпонентных растворов, равных (1.75–1.90) $\times 10^{-3}$ см/с, что как минимум на 3 порядка меньше скоростей придонных течений. Следовательно, новообразованные Mn-фазы или Mn-минералы растущих корок за крайне малое время взаимодействия с океанской водой могут извлечь, по-видимому, очень незначительное количество катионов металлов из пограничного к ним слоя придонной воды. Наконец, нельзя исключать и локальных условий формирования корок, при которых либо наблюдалось интенсивное поглощение катионов металлов – таких как Co, Ni, Cu, Ce, либо не происходило или было крайне низким их концентрирование в рудных минералах железомарганцевых корок.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект 14-50-00095 (подготовка корок к исследованиям, идентификация минерального состава, определение химического состава) и государственного задания № 0128-2021-0004 (анализ, обобщение и интерпретация полученных данных).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов Ю.А., Горшков А.И., Гурвич Е.Г., Богданова О.Ю. и др.* Железо-марганцевые корки и конкреции гайотов северо-западной части Тихого океана // Геохимия. 1998. № 5. С. 518–531.
2. *Богданова О.Ю., Горшков А.И., Новиков Г.В., Богданов Ю.А.* Минеральный состав морфогенетических типов железо-марганцевых рудных образований Мирового океана // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 6. С. 526–534.
3. *Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др.* Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
4. *Дубинин А.В., Успенская Т.Ю., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А.* Геохимия и проблемы генезиса железомарганцевых образований островных дуг западной части Тихого океана // Геохимия. 2008. № 10. С. 1280–1303.
5. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана // Под ред. Лисицына А.П. М.: Недра, 1990. 227 с.
6. *Мельников М.Е.* Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ФГУГП ГНЦ, 2005. 230 с.
7. *Мельников М.Е., Седышева Т.Е.* Редкоземельные элементы в железомарганцевых корках Магеллановых гор (Тихий океан) – Благородные, редкие и радиоактивные элементы в рудообразующих системах / Материалы Всерос. науч. конф. с междунар. участием: Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2014. С. 442–449.
8. *Новиков Г.В., Мельников М.Е., Богданова О.Ю., Викентьев И.В.* Природа кобальтоносных железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана. Сообщение 1. Геология, минералогия, геохимия // Литология и полезные ископаемые. 2014а. № 1. С. 3–25.
9. *Новиков Г.В., Мельников М.Е., Богданова О.Ю., Викентьев И.В.* Природа кобальтоносных железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана. Сообщение 2. Ионообменные свойства рудных минералов // Литология и полезные ископаемые. 2014б. № 2. С. 137–164.
10. *Новиков Г.В., Мельников М.Е., Лобковский Л.И., Богданова О.Ю., Сорохтин Н.О.* Рудоносность поднятия Маркус-Уэйк (Тихий океан) // ДАН. 2015. Т. 465. № 4. С. 469–473.
11. *Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., et al.* Discriminating between Different Genetic Types of Marine Ferromanganese Crusts and Nodules Based on Rare Earth Elements and Yttrium // Chemical Geology. 2014. V. 381. P. 1–9.

ORE CONTENT OF COBALT-RICH FERROMANGANESE CRUSTS OF THE GOVOROV GUYOT OF THE MAGELLANIC MOUNTAINS OF THE PACIFIC OCEAN

G. V. Novikov[a,#], T. Eu. Sedysheva[b, c], Academician of the RAS L. I. Lobkovsky[a], N. V. Lobus[a], and O. Yu. Bogdanova[a]

[a] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[b] *I.S. Gramberg Vniiokeangeologiya, Saint-Petersburg, Russian Federation*
[c] *Yuzhmorgeologiya JSC, Gelendzhik, Russian Federation*
[#] *E-mail: gvnovikov@yandex.ru*

The main ore minerals of all layers of cobalt-rich ferromanganese crusts of Guyot Govorov of the Magellanic Mountains of the Pacific Ocean are poorly crystallized, poorly structurally ordered Fe-vernadite, Mn-feroxigite. A sufficiently structurally ordered vernadite, which is mainly found in layer I–1 and in a smaller amount in layer I–2, has also been identified as goethite. As an impurity, asbolan-buzerite and buzerite-I are noted. The distribution of cations of non-ferrous, heavy, rare, and rare-earth metals in the layers of Govorov guyot crusts indicates that they are clearly unevenly supplied to the cobalt-rich ferromanganese crusts.

Keywords: ferromanganese crusts, Govorov guyot, cations of heavy, rare, and rare earth metals

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 181–184

ГЕОГРАФИЯ

УДК 630*9+574.4

О ПОТЕНЦИАЛЕ ПОГЛОЩЕНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ ЛЕСАМИ РОССИИ ДЛЯ СНИЖЕНИЯ УГЛЕРОДНОГО СЛЕДА ЭКСПОРТА ОТЕЧЕСТВЕННОЙ ПРОДУКЦИИ

© 2021 г. А. В. Птичников[1,*], Е. А. Шварц[1], Д. А. Кузнецова[1]

Представлено академиком РАН В.М. Котляковым 24.04.2021 г.
Поступило 25.04.2021 г.
После доработки 25.04.2021 г.
Принято к публикации 26.04.2021 г.

В связи с введением Евросоюзом углеродного налога на импорт высокоуглеродной продукции, в том числе из России, анализируется возможность снижения углеродного следа экспортируемой продукции за счет использования лесоклиматических офсетных проектов. Выявлена существенно различная роль лесов в поглощении выбросов парниковых газов (ПГ) в России и ЕС. Сделано предположение, что политика ЕС по достижению климатической нейтральности, связанная с преимущественным снижением прямых выбросов CO_2 энергетикой, промышленностью и сельским хозяйством, является следствием незначительной роли лесов в поглощении ПГ. В то же время достижение климатической нейтральности РФ во многом может быть обеспечено мероприятиями по снижению выбросов ПГ и повышению поглощения ПГ лесами и, возможно, через реализацию лесоклиматических проектов (ЛКП). С учетом требований по базовой линии и дополнительности предложены три типа ЛКП для реализации в РФ. Дана оценка потенциала “монетизации” углерододепонирующей функции лесов в рамках офсетных проектов.

Ключевые слова: климатическая политика, баланс парниковых газов в лесах, углеродный след экспорта, лесоклиматические проекты

DOI: 10.31857/S2686739721080120

По данным национального кадастра парниковых газов общий объем выбросов парниковых газов (ПГ) в России оценивается в 2.155 млрд т CO_2 экв в год по состоянию на 2017 год [1]. Сектор землепользования, изменений в землепользовании, лесного хозяйства (ЗИЗЛХ) является основным нетто-поглотителем[1] ПГ в России, при этом основными поглотителями являются лесные земли (forestlands) – примерно 655 млн т CO_2 экв в год, а также пастбища и сенокосы (grasslands) – примерно 27 млн т CO_2 экв в год [1]. Это обеспечивает около 30% поглощения ПГ в РФ. Согласно альтернативным расчетам баланса парниковых газов для лесных земель России, например ВНИИЛМ [2], IIASA [3], величина нетто-поглощения ПГ лесами составляет соответственно около 1.8 и 1.9 млрд т CO_2 экв в год, что обеспечивает примерно 85% сокращения выбросов ПГ России. В этой связи российские леса представляют собой важнейший природный и материальный актив для реализации национальной климатической политики в части поглощения выбросов ПГ. Крайне значительная роль лесов в национальной климатической политике объединяет Россию с некоторыми другими многолесными странами, например, с Бразилией и рядом других.

В то же время леса ряда промышленно развитых стран, например, стран ЕС, играют существенно меньшую роль в поглощении парниковых газов по сравнению с Россией. Так, леса ЕС обеспечивают нетто-поглощение около 300 млн т ПГ, что составляет лишь 6.8% от общего объема эмиссией ПГ в ЕС (4.39 млрд т в 2018 г.) (рис. 1) [4]. В этой связи в политике достижения климатической нейтральности Евросоюз основной упор делает на снижение эмиссий парниковых газов в энергетике, промышленности, авиации, а также в транспортном секторе, строительстве и сельском хозяйстве. Ставка делается на повышении энергоэффективности, на возобновляемой энергетике, развитии низкоуглеродных технологий, адаптации к изменениям климата. В то же время в проекте обновления директивы ЕС о

[1] Нетто-поглощение – разница между поглощением и выбросами парниковых газов, фактически баланс ПГ.

[1] *Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия*
**E-mail: aptichnikov@igras.ru*

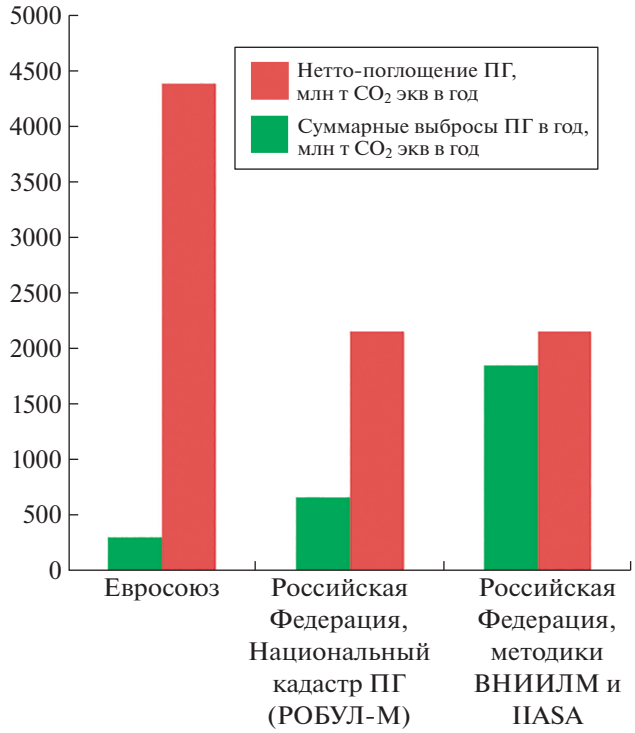

Рис. 1. Роль лесов в поглощении парниковых газов в ЕС и России (рассчитано по данным [1, 5]).

ЗИЗЛХ на 2021–2030 гг. говорится о возможности компенсации выбросов ПГ за счет *офсетных климатических проектов*[2] в секторе ЗИЗЛХ стран ЕС в объеме до 280 млн т в год [5].

ЕС стремится к 2050 г. стать климатически нейтральным, т.е. стать экономикой с нулевыми выбросами парниковых газов[3] [5]. Для этой цели в ближайшие 2–3 года ЕС вводит трансграничное углеродное регулирование (carbon border adjustment mechanism) (ТУР или CBAM), призванное обеспечить снижение углеродного следа ввозимой в ЕС продукции [6]. Вводимое в 2023–2025 гг. ТУР является вызовом для экспортеров высокоуглеродной продукции из России, включая нефть, газ, уголь, металлы, цемент, удобрения и т.д. В случае, если при производстве единицы указанной продукции в РФ выбросы углерода превысят пороговое значение ЕС, данное превышение может облагаться специальным углеродным налогом. Российские экспортеры *потенциально* могут снизить углеродный налог, снижая свои выбросы ПГ, либо, по аналогии с ЕС, участвуя в офсетных климатических проектах в секторе ЗИЗЛХ, если решение об этом будет одобрено в рамках переговорного процесса о реализации ТУР между РФ и ЕС.

Лесные пожары, а также сплошные рубки леса являются основными факторами эмиссии ПГ в секторе ЗИЗЛХ. Из примерно 600 млн т CO_2 экв ежегодных эмиссий ПГ в лесах примерно половина связана с лесными пожарами и примерно половина – со сплошными рубками [1]. Офсетные климатические проекты могут быть направлены на снижение эмиссий и повышение поглощения ПГ за счет лучшего управления лесами.

Парижское соглашение РКИК предусматривает несколько механизмов сотрудничества между Сторонами в отношении передачи[4] *сокращений выбросов* (ст. 6.2, 6.4). Ключевым понятием здесь является понятие *сокращения выбросов*, что подразумевает передачу только таких углеродных единиц, которые образовались в результате сознательной деятельности, приведшей к сокращению выбросов. В этой связи к *сокращению выбросов* может быть отнесен только тот объем нетто-сокращения ПГ, который образовался в результате направленных действий сверх требований базового сценария (BAU) управления лесами. Основной формой *передачи* сокращений выбросов является *климатический проект*, в котором обеспечено выполнение всех вышеперечисленных условий.

В период участия РФ в Киотском протоколе (2008–2012) российскими организациями было зарегистрировано в структурах РКИК 93 национальных климатических проекта. По данным Forest trends всего в мире реализовано или реализуется 254 лесных климатических проекта (ЛКП) [7].

Нами выявлено два основных направления “монетизации” углерододепонирующего потенциала ЗИЗЛХ: накопление и реализация накопленных в проектах *углеродных единиц* (УЕ) на рынке, либо их “переуступка” от лесных климатических проектов к экспортерам для достижения уровня требований по углеродному следу продукции.

Согласно требованиям РКИК, неотъемлемой частью любого проекта являются его базовая линия (т.е. базовый сценарий развития – BAU) и дополнительность по отношению к базовому сценарию, в рамках которой и обеспечивается зачитываемое накопление углеродных единиц. Например, базовым в лесном секторе является сценарий, в котором арендатор осваивает 100% расчетной лесосеки, выполняя минимально определенные законодательством процедуры лесовосстановления и профилактики лесных пожаров. Дополнительность возникает тогда, когда арендатор применяет улучшенные способы лесопользования – снижает

[2] Офсетный проект – это проект, в котором накопленные сокращения выбросов в одном секторе, например в ЗИЗЛХ, могут быть зачтены для снижения выбросов в другом секторе, например в энергетике.

[3] С учетом поглощений ПГ в секторе ЗИЗЛХ.

[4] Передача сокращений выбросов может быть осуществлена на безвозмездной или возмездной основе. В последнем случае речь идет о международной торговле сокращениями выбросов ПГ.

Таблица 1. Типы возможных лесоклиматических проектов в РФ

Тип ЛКП	Базовая линия	Дополнительность
ЛКП в рамках добровольного сохранения лесов арендаторами: сохранение ЛВПЦ в FSC/PEFC лесной сертификации	100% освоение расчетной лесосеки	Добровольное сохранение лесов от рубок и пожаров арендаторами на основе улучшения профилактики и тушения пожаров
ЛКП в рамках улучшенного лесопользования, способствующего увеличению поглощения ПГ – проекты по интенсивному использованию и воспроизводству лесов (ИИВЛ)	Экстенсивное лесопользование	Увеличение прироста древесины в результате активного использования уходов за лесом и выборочных рубок, улучшения профилактики пожаров
ЛКП в рамках программ защитного лесоразведения и облесения на безлесных землях лесного фонда (ранее покрытых лесом), на сельскохозяйственных землях (полезащитное и противоэрозионное лесоразведение)	Безлесная территория, деградированные лесные экосистемы	Формирование устойчивых и резилиентных к изменениям климата лесов, восстановление исходных лесных экосистем

площади сплошных рубок, вводит улучшенное лесовостановление, делает упор на проведение несплошных рубок ухода. Таким образом, “монетизации” в ЛКП подлежит не весь объем нетто-накопления лесами углерода, а только та часть, которая создается сверх базовой линии. При текущей величине нетто-поглощения ПГ лесами России в 655 млн т CO_2 экв в год, потенциал “монетизации” существенно меньше. По нашей оценке, он составляет не более 25–30% величины нетто-поглощения, или 165–200 млн т CO_2 экв в год, что позволяет компенсировать около 10% от объема выбросов ПГ в России.

Нами предложены несколько типов ЛКП, направленных на повышение природного капитала лесов по депонированию углерода, а также на улучшение управления лесами в РФ (табл. 1).

Для снижения воздействия планируемых углеродных налогов ЕС на экспортеров целесообразно направить усилия профильных органов государственной власти на создание благоприятных условий для реализации лесоклиматических проектов в секторе ЗИЗЛХ, без ущерба для экологии и биоразнообразия лесных экосистем. Примером регулирования, снижающего возможности реализации ЛКП, является распоряжение Минприроды № 3-р от 20.01.2021, которое фактически сделало невыгодным реализацию ЛКП по профилактике и тушению лесных пожаров в резервных лесах и уменьшило потенциал реализации ЛКП примерно на 100 млн т в год [8].

Достижение климатической нейтральности является важнейшей целью для стратегии низкоуглеродного развития Российской Федерации. Достижение этой цели может быть обеспечено только через проведение скоординированной политики, направленной одновременно на коренное улучшение управления лесами и на создание благоприятных условий для реализации лесоклиматических проектов.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0148–2019–0007 “Оценка физико-географических, гидрологических и биотических изменений окружающей среды и их последствий для создания основ устойчивого природопользования”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Национальный доклад о кадастре антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов не регулируемых Монреальским протоколом за 1990–2017 гг. М. 2019. https://cc.voeikovmgo.ru/images/dokumenty/2019/RUS_NIR-2018_v1.pdf
2. *Филипчук А.Н., Малышева Н.В., Моисеев Б.Н., Страхов В.В.* Аналитический обзор методик учета выбросов и поглощения лесами парниковых газов атмосферы ВНИИЛМ // Лесохозяйственная информация. № 3. 2016. http://lhi.vniilm.ru/index.php/ru/filipchuk-a-n-malysheva-n-v-moiseev-b-n-strakhov-v-v-analiticheskij-obzor-metodik-uchjota-vybrosov-i-pogloshcheniya-lesami-parnikovykh-gazov-atmosfery
3. *Швиденко А.З.* Углеродный бюджет лесов России // Сибирский лесной журнал. 2014. № 1. С. 69–92.
4. Proposal for a Regulation of the European Parliament and of the Council on the Inclusion of Greenhouse Gas Emissions and Removals from Land Use, Land Use Change and Forestry into the 2030 Climate and Energy Framework and Amending Regulation No 525/2013 of the European Parliament and the Council on a Mechanism for Monitoring and Reporting Greenhouse Gas Emissions and Other Information Relevant to Climate

Change.
https://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/HTML/?uri=CELEX:52016SC0249&from=EN

5. Trends and Drivers of EU Greenhouse Gas Emissions. European Environment agency report. № 3/2020. https://www.eea.europa.eu/publications/trends-and-drivers-of-eu-ghg
6. EU Carbon Adjustment Border Mechanism. https://www.europarl.europa.eu/committees/en/carbon-border-adjustment-mechanism/product-details/20201009CDT04181
7. Forest Trends. Ecosystem Markets Map. https://www.forest-trends.org/project-list/#s
8. Распоряжение Минприроды России от 20.01.2021 № 3-р о внесении изменений в методические указания по количественному определению объема поглощения парниковых газов, утвержденные распоряжением Минприроды России от 30 июня 2017 г. № 20-р.

ON THE POTENTIAL OF GREENHOUSE GAS ABSORPTION BY FORESTS OF RUSSIA TO REDUCE THE CARBON FOOTPRINT OF DOMESTIC PRODUCTS EXPORT

A. V. Ptichnikov[a, #], E. A. Shvarts[a], and D. A. Kuznetsova[a]

[a] *Institute of Geography Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: aptichnikov@igras.ru*

Presented by Academician of the RAS V.M. Kotlyakov April 24, 2021

In connection with the introduction by the European Union of a carbon tax on imports of high-carbon products, including from Russia, the possibility of reducing the carbon footprint of exported products through the use of forest-climatic offset projects is being analyzed. A significantly different role of forests in the absorption of greenhouse gas emissions in Russia and the EU has been revealed. It has been suggested that the EU's climate neutrality policy associated with a predominant reduction in direct CO_2 emissions from energy, industry and agriculture is a consequence of the insignificant role of forests in GHG absorption. At the same time, the achievement of climate neutrality in the Russian Federation can largely be ensured by measures to reduce GHG emissions and increase GHG absorption by forests and, possibly, through the implementation of forest climate projects (LCP). Taking into account the requirements for the baseline and additionality, three types of paintwork are proposed for implementation in the Russian Federation. The assessment of the potential of "monetization" of the carbon-depositing function of forests in the framework of offset projects is given.

Keywords: climate policy, greenhouse gas balance in forests, export carbon footprint, forest climate projects

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 185–192

ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.4:551.79

ДИАГНОСТИКА НАЧАЛА АГРАРНОГО ОСВОЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ ПО СПОРО-ПЫЛЬЦЕВЫМ СПЕКТРАМ

© 2021 г. Член-корреспондент РАН А. А. Тишков[1,*], Н. Г. Царевская[1], Е. Ю. Новенко[1], Е. А. Белоновская[1]

Поступило 04.05.2021 г.
После доработки 12.05.2021 г.
Принято к публикации 13.05.2021 г.

Рассматриваются вопросы диагностики по споро-пыльцевым спектрам начала аграрного освоения хвойно-широколиственных лесов северо-запада Европейской России и его специфики относительно агрогенной трансформации зонального лесного покрова и формирования на его месте лесо-поле-лугового ландшафта. Показано, что сельскохозяйственное освоение лесов рассматриваемого региона, согласно материалам споро-пыльцевого анализа по ключевым разрезам, начинает проявляться с 2300–2600 кал. л.н., а после 1500 кал. л.н., судя по непрерывному присутствию в диаграммах пыльцы культивируемых растений, оно становится повсеместным и необратимым. Приведены соответствующие показатели и виды растений, наличие пыльцы которых в диаграммах позволяет индицировать время и характер агрогенных изменений растительности.

Ключевые слова: споро-пыльцевые спектры, палинологический анализ, голоцен, хвойно-широколиственные леса, аграрное освоение, индикаторы, Восточно-Европейская равнина, Валдайская возвышенность

DOI: 10.31857/S268673972108020X

ВВЕДЕНИЕ

Климатогенные и антропогенные изменения растительности в голоцене, которые можно надежно индицировать и реконструировать по изменениям состава и соотношений основных компонентов споро-пыльцевых спектров, как известно, имеют разное “характерное время” и “характерное пространство” проявления в ландшафте [1]. Первые, если это касается критических изменений среднегодовых температур и последующих зональных перестроек растительного покрова, проявляются как “географические смены” и сдвиги зональных и подзональных границ растительности. Их характерное время – сотни и первые тысячи лет. Они позволяют в умеренном климате выявлять последовательные смены лесных пород, а по периферии лесной зоны – отмечать расширение или сокращение переходной полосы от леса к степи или к тундре. А вторые, на фоне возможных изменений климата, будут демонстрировать дигрессивно-демутационные процессы с характерным временем в десятки и первые сотни лет. Это относится только к вторичным восстановительным сукцессиям лесов, так или иначе связанным с деятельностью человека – вырубкой и выжиганием, распашкой, перелогой, поддержанием послелесной луговой стадии за счет сенокошения и выпаса и забрасыванием пашни. Первичные сукцессии растительности по параметрам “характерного времени” сопоставимы с вековыми и тысячелетними климатическими циклами и протекают на их фоне, который, в сущности, определяет их конечные стадии – зональный климакс, как это было на северо-западе Восточно-Европейской равнины по мере становления здесь зональной растительности и эволюции озерно-болотных комплексов после голоценового оптимума.

В сообщении рассматриваются вопросы диагностики по пыльцевым спектрам *начала аграрного освоения хвойно-широколиственных лесов* северо-запада Европейской России и его специфики относительно изменения пространственной структуры зонального лесного покрова и его антропогенных модификаций, свойственных лесо-поле-луговому ландшафту так называемых “поозерий” – Валдайского, Псковского, Смоленского, Белорусского и др. Можно полагать, что эта полоса вдоль “конечно-моренной дуги”, окаймляющей Балтийское море, еще в начале раннего

[1] *Институт географии, Российская академия наук, Москва, Россия*
**E-mail: tishkov@igras.ru*

железного века (конец I тыс. до н.э. – первая половина I тыс. н. э.) стала ареной фронтального аграрного освоения лесов, достигшего максимума в период около 2000 кал. л.н., в так называемый "Римский оптимум" [2]. Уточнению начала необратимых агрогенных изменений лесов здесь по имеющимся споро-пыльцевым диаграммам и посвящена данная работа.

В качестве одной из гипотез в основе статьи рассматривается положение, что раннее сельскохозяйственное освоение данных территорий имело "очаговый" характер, свойственный, например, финно-угорским народам, и не находило явного "индикационного" отражения в споро-пыльцевых спектрах. Только "фронтальное" волнообразное освоение лесов с оборотом их выжигания, расчистки и забрасывания, меньшим, чем период восстановительной сукцессии зональных лесов, привел к коренной перестройке структуры растительного покрова. В рассматриваемом регионе она происходила в период, предшествовавший "великому переселению народов", и отразилась в большинстве выявленных споро-пыльцевых спектров опосредованно через необратимое изменение соотношения компонентов, трендов доли их участия и появления пыльцы и спор новых групп растений, связанных с примитивным аграрным производством [2–7].

Ранее нами было показано [8], что сохранившиеся разновозрастные леса и другие элементы лесо-поле-лугового ландшафта Валдайской возвышенности имеют близкую наследованную антропогенную фрагментированность, составляющую около 2 га – соответствующую контуру первичной подсечно-огневой расчистки под пашню. Ее выявление посредством анализа спектральных снимков Landsat позволило определить, что основные факторы антропогенной фрагментации и мелкоконтурности действовали в период доминирования именно подсечно-огневой системы землепользования, задолго до появления в рассматриваемом регионе постоянных поселений и аграрных угодий вокруг них, когда аграрная нагрузка стала более концентрированной в пространстве (поля и луга), а в отношении лесного покрова ослабла [9].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве объектов анализа, синтеза и интерпретации результатов индикации агрогенных изменений растительности рассматриваемого региона, которые прослеживаются в споро-пыльцевых диаграммах из многочисленных разрезов, выбраны такие хорошо датированные объекты (рис. 1): 1 – оз. Райгаствере в Эстонии [10]; 2 – болото Старосельский мох в Центрально-лесном заповеднике на юге Валдайской возвышенности в Тверской области [11]; 3 – оз. Галичское в Костромской области [12]; 4 – оз. Долгое в Московской области [13]; 5 – болото Ольгино в национальном парке Валдайский в Новгородской области [14].

Имеющиеся радиоуглеродные датировки позволили построить достоверные модели скорости накопления отложений в разрезах, представленных в анализируемых публикациях, и споро-пыльцевые диаграммы, в которых по оси ординат представлен возраст отложений (рис. 2_1–2_4). Калибровка радиоуглеродных дат и построение модели "возраст–глубина разреза" проведены при помощи программы Bchron. Обработка данных анализа разрезов и построение споро-пыльцевых диаграмм проводились с помощью программы TILIA TILIA-Graph.

Более детально скорость накопления отложений в разрезе прослежена и на примере нашего разреза "Болото Ольгино" в Новгородской области, заложенного еще при участии Л.Р. Серебрянного и В.А. Климанова (нижняя датировка для глубины 648 см – 12 100 ± 270 л.н., № GIN-9018). По нашим данным [14], в позднеледниковье скорость осадконакопления здесь была минимальной и составляла 0.075 мм/год. В пребореале – 0.15 мм/год, а в бореале достигла 1.15 мм/год. В атлантический период скорость накопления замедлилась – 0.71 мм/год, в суббореальный период – 0.75 мм/год, в начале субатлантического периода – около 0.72 мм/год, в его середине – 0.56 мм/год и за последние 200 лет (исходя из самой "свежей" датировки 190 ± 60 л.н.) скорость торфонакопления была максимальной – около 4.25 мм/год.

К облигатным диагностическим признакам агрогенных изменений лесной зоны Восточноевропейской равнины в споро-пыльцевых спектрах позднего голоцена могут быть отнесены:

– увеличение в целом доли пыльцы травянистых растений (как отражение расширения площадей, занятых послелесной луговой растительностью на водоразделе);

– рост доли спор зеленых мхов-пирофитов, единственной группы споровых растений, обильно продуцирующих споры; лесные виды мохообразных, например рр. *Pleurozium*, *Hylocomium*, *Ptilium*, *Dicranum* спороносят редко, зато обильно спороносящие первые десятилетия после выжигания леса *Leptobryum*, *Polytrichum*, *Funaria* и др.;

– сокращение доли пыльцы ели в регионе и широколиственных пород (дуба, липы, клена), конкретно в районе расположения объекта, как индикатор снижения площадей формируемых ими лесов на благоприятных для создания пашни территориях;

– рост участия березы, серой ольхи и сосны как пионерных пород на месте коренных хвой-

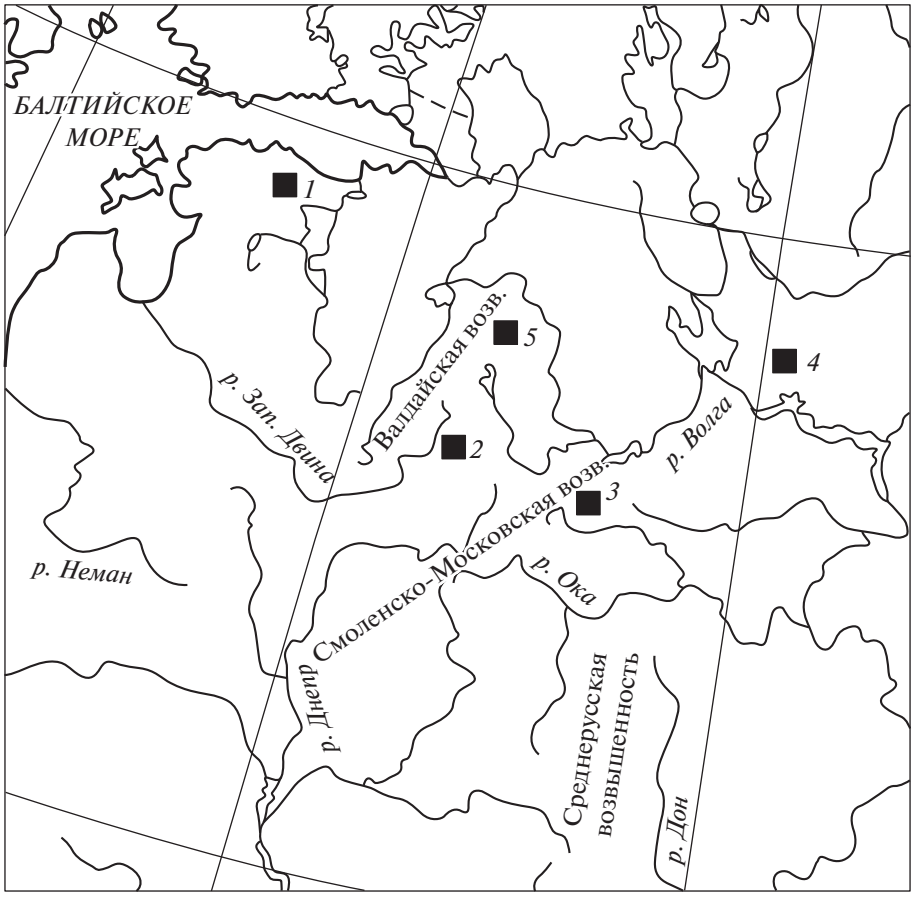

Рис. 1. Географическое положение ключевых разрезов, рассмотренных в тексте: *1* – оз. Райгаствере, Эстония; *2* – болото Старосельский мох, Тверская область; *3* – оз. Долгое, Московская область; *4* – оз. Галичское, Костромская область; *5* – болото Ольгино, Новгородская область.

ных и хвойно-широколиственных лесов после их сведения под пашню;

– появление в составе споро-пыльцевого спектра пыльцы культивируемых растений, сорняков и других растений-индикаторов нарушенных земель, пашни и пр.;

– наличие пыльцы видов растений эвтрофных местообитаний (р. *Urtica*), малосъедобных и ядовитых растений для развития опушечного и лесного (подкронового) выпаса коров и свиней;

– рост доли пыльцы растений-индикаторов пастбищного использования лугов – индикаторов уплотнения почвы (*Polygonum*, *Plantago*), а также ядовитых и малосъедобных растений (*Ranunculus*, *Rumex*, *Calamagrostis*, *Deschampsia*);

– в случае анализа озерных отложений с участием макрофитов за счет их появления и доминирования, можно фиксировать начальные стадии агрогенного евтрофирования в местах усиления стоков с полей.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Палинологические исследования разрезов голоцена лесной зоны Восточно-Европейской равнины (рис. 2) позволяют выделить этапы естественных изменений растительности, обусловленных климатическими изменениями [3]. В раннем голоцене, в бореальном периоде (10 300–8800 кал. л.н.) рассматриваемая территория была покрыта березовыми лесами. Потепление климата в течение атлантического периода (8800–5700 кал. л.н.) способствовало расселению здесь дуба, вяза, липы, ольхи и лещины и формированию зональных широколиственных, хвойно-широколиственных и неморальных еловых лесов. Несмотря на похолодание климата в суббореальное время, в течение периода 5700–4000 кал. л.н., роль широколиственных пород в лесных формациях оставалась достаточно высокой. В то же время увеличение содержания пыльцы ели в спектрах из разрезов в Прибалтике, на Валдайской возвышенности (разрез Старосельский мох, Ольгино болото) и в бассейне Верхней Волги отражает активную экспансию ели – “верхний максимум

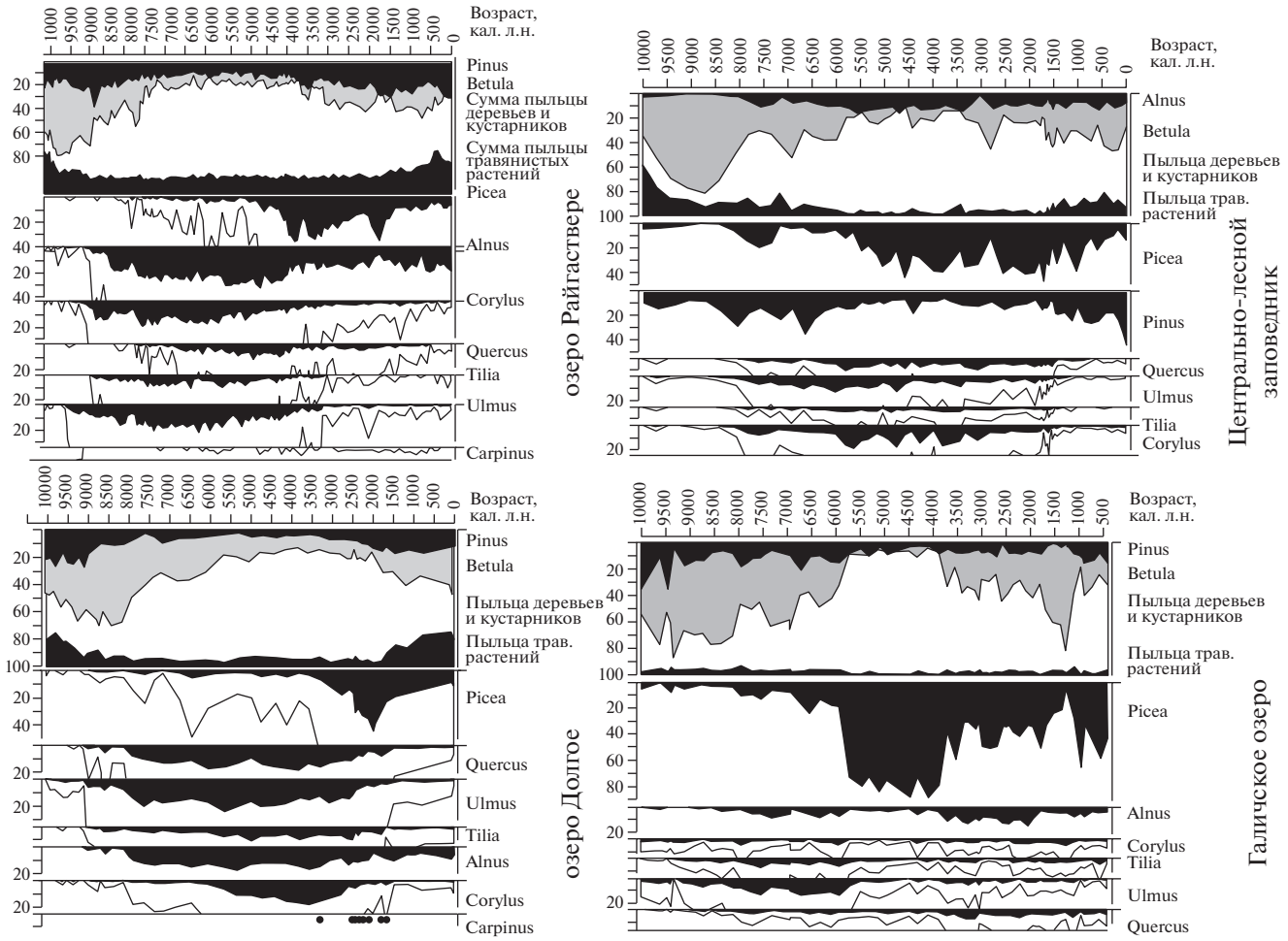

Рис. 2. Спорово-пыльцевые диаграммы разрезов: *1* – оз. Райгаствере, *2* – болото Старосельский мох, *3* – оз. Долгое, *4* – оз. Галичское. В пыльце древесных растений дополнительный контур показывает увеличение базового таксона в 10 раз.

ели” в голоцене по Н.А. Хотинскому [3]. В Верхнем Поволжье, как показывают данные по стратиотипическому разрезу голоцена – Половецко-Купанскому болоту [15] и Галичскому озеру [12], климатогенная деградация широколиственных сообществ была даже более глубокой. На этой территории господствующими растительными формациями стали южно-таежные ельники. На Смоленско-Московской возвышенности (разрез оз. Долгое, [13]) и в бассейне Верхней Оки [16] сохранялись широколиственные леса из дуба, вяза и липы с густым подлеском из лещины.

Существенные изменения растительности выявлены в интервале 4000–3000 кал. л.н. (средний суббореал) и связаны с сокращением доли пыльцы ели и увеличением содержания широколиственных пород (липы, дуба и вяза) и березы. В период после 3000 кал. л.н. еловые леса восстановили свои позиции на Валдае и в Верхнем Поволжье и расширялись к югу. Хорошо выраженный максимум пыльцы ели (до 50%) и сокращение участия пыльцы дуба, вяза и орешника на диаграмме оз. Долгое на Смоленско-Московской возвышенности относятся к интервалу 2600–1800 кал. л.н.

Существенные изменения спорово-пыльцевых спектров происходят почти синхронно в рассмотренных разрезах и относятся к рубежу 1500 кал. л.н., и это, очевидно, может быть связано с влиянием хозяйственной деятельности человека. Выше этой хроностратиграфической границы в спектрах зафиксированы резкое сокращение участия пыльцы ели и снижение почти до нуля содержания пыльцы широколиственных пород, увеличение процентных соотношений пыльцы березы и сосны (пионерных пород деревьев). Особенно ярко уничтожение широколиственных лесов проявилось по пыльцевым данным разрезов, расположенных на возвышенных моренных равнинах – Валдайской и Среднерусской возвышенностях. В настоящее время хвойно-широколиственные леса и ельники неморальной группы занимают наиболее благоприятные для земледе-

лия участки, и на заре становления сельского хозяйства в регионе они уничтожались в первую очередь [7, 17].

После 1500 кал. л.н. кривая пыльцы культурных злаков в рассмотренных разрезах становится непрерывной, существенно увеличивается содержание пыльцы травянистых растений, в том числе подъем кривых *Poaceae*, *Chenopodiaceae* и *Artemisia*. Появляются такие индикаторы нарушенных грунтов и поселений человека, как виды рр. *Plantago*, *Rumex*, *Polygonum* и *Urtica*. Следует отметить, что единичные пыльцевые зерна культурных злаков *Cerealia* и сорных (например, *Asteracea*) видов отмечены на спорово-пыльцевых диаграммах начиная с 2300–2600 кал. л.н. Это позволяет предположить, что земли обрабатывались под посевы раньше – *в течение всего субатлантического периода*.

Однако, согласно полученным при синтезе споро-пыльцевых диаграмм данным, массовое сведение лесов началось только *в последние две тысячи лет*. В северо-восточных районах Восточно-Европейской равнины, особенно там, где хозяйственное освоение было не столь интенсивным, как в центральных районах, хвойные леса частично восстановились. Об этом свидетельствует увеличение участия пыльцы ели в спектрах отложений Галичского озера. В центре Европейской части России и в Прибалтике верхние горизонты разрезов характеризуются высоким содержанием пыльцы березы, сосны и трав. Участие пыльцы ели и широколиственных пород остается низким, а в отложениях, соответствующих последним 400–500 лет, доля этих таксонов еще уменьшается. Для этого же временного интервала выявлена максимальная концентрация пыльцы культивируемых растений, луговых трав и сорняков. Подобные изменения спорово-пыльцевых спектров свидетельствуют о том, что в течение последних столетий естественные растительные сообщества постепенно были уничтожены на больших территориях и их место заняли вторичные леса и сельскохозяйственные угодья.

В итоге анализ споро-пыльцевых диаграмм на северо-западе Восточно-Европейской равнины позволил уточнить “характерное время” и некоторые индикаторы агрогенной динамики растительности (табл. 1) для периода последних 2000 лет, когда климатогенная динамика перестала доминировать.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Для конечно-моренных ландшафтов северо-запада Восточно-Европейской равнины все признаки выделения антропогенных изменений растительности по споро-пыльцевым диаграммам, за исключением явного присутствия пыльцы культурных растений, справедливы только при анализе постоптимальных фаз голоцена, когда природная зональность приобрела современную структуру.

Агрогенная трансформации лесов рассматриваемого региона, согласно материалам спорово-пыльцевого анализа (рис. 2), *начинает проявляться с 2300–2600 кал. л.н.*, *а после 1500 кал. л.н.*, *судя по непрерывному присутствию в диаграммах пыльцы культивируемых растений*, *она становится повсеместной и необратимой*.

Выявляемые индикаторы агрогенной трансформации растительности в спорово-пыльцевых спектрах (рис. 2; табл. 1) могут быть сгруппированы по следующим критериям: (1) соотношению сумм древесной пыльцы и пыльцы трав, отражающему пропорцию площадей каждого из элементов лесо-поле-лугового ландшафта, прежде всего, устойчивому присутствию в растительном покрове послелесных водораздельных лугов; (2) изменениям доли пыльцы внутри группы древесных пород, индицирующих уничтожение зональных лесов – дубрав и ельников – и их замещение вторичными лесами – березняками, сосняками, сероольшанниками, а также отражающих интенсивность массовых заготовок веточных кормов для скота; (3) устойчивое (в некоторых случаях “волнообразное”) появление в спектрах спор и пыльцы пирофитных растений – зеленых мхов, папоротника – *Pteridium aquilinum*, иван-чая (*Onagraceae*) и др.; (4) присутствие пыльцы, а с начала субатлантического периода появление непрерывной кривой концентрации культурных злаков *Cerealia* и других индикаторов пашенного земледелия, а также сорняков из *Asteraceae* (например, *Cirsium*, *Centaurea*) и *Chenopodiaceae* (*Chenopodium album*); (5) присутствие пыльцы луговых злаков и разнотравья из семейств *Poaceae*, *Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, *Fabaceae*, *Brassicaceae и Asteraceae*, характерных для послелесных водораздельных лугов; (6) наличие пыльцы растений, индицирующих пасквальное уплотнение грунтов (*Polygonum aviculare*, *Plantago major*, *P. media*) и пастбищный режим использования растительности, в нашем случае – рост в травостое доли малосъедобных и ядовитых растений – рр. *Deschampsia*, *Calamagrostis*, *Carex*, *Ranunculus*, *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosella*, *видов рр. Rubiaceae*, *Rosaceae.*

Важным результатом исследований спорово-пыльцевых диаграмм в нашем случае можно считать вывод о том, что рассмотрение по отдельности каждого из приведенных параметров, видов и групп растений в качестве индикаторов агрогенных изменений зональной растительности возможно лишь в совокупности с подробным анализом ее динамики и “характерного времени” проявления ее форм (табл. 1). Единичные находки пыльцы агрогенных индикаторов, включая пыль-

Таблица 1. “Характерное время” и индикаторы агрогенной динамики растительности в споро-пыльцевых диаграммах голоцена северо-запада Восточно-Европейской равнины

Форма антропогенной трансформации	Дигрессивно-демутационные процессы	Индикаторы	“Характерное время”
Сплошная рубка, выжигание леса, расчистка	Вторичная сукцессия, начало формирования антропогенных модификаций растительных сообществ – агрогенных, пирогенных, пасквальных	Рост доли пыльцы *Pinus sylvestris*, *Betula pendula*, *Alnus incana*; сокращение доли пыльцы *Quercus robur*, других широколиственных пород и *Picea abies*	Продолжительность: (1) замещения коренных пород (дуб, ель) на вырубках вторичными породами (сосна, береза, осина, ольха) – 30–50 лет; (2) полного цикла вторичной сукцессии – 80–120 лет; (3) начало плодоношения молодняка на залежи (выделения пыльцы): сосна – 20, ель – 20–30, береза – 15, дуб – 30, липа и клен – 20
Режим пашни и перелоги	Цикл перелоги с восстановлением растительности до длительно-производной (луговой) стадии	Пыльца культивируемых растений – злаков рр. *Secale*, *Triticum*, *Hordeum*, *Panicum*, *Avena*, овощей – рр. *Brassica* (*редко культивировались до образования пыльцы*), сорняков и видов открытых грунтов (из *Brassicaceae*, *Asteraceae* и др.)	За счет фронтального освоения территории под пашню (режим 10–15 лет) и параллельного существования перелоги (до 20–30 лет) фиксируется сначала как “событие”, а потом как постоянно действующий фактор и элемент структуры растительного покрова
Режим послелесного лугового сенокоса и выпаса (коров, лошадей)	“Управляемое” с помощью сенокошения, выпаса и палов существование послелесных лугов – кормовых угодий (обязательного элемента аграрного хозяйства	Доминирование пыльцы луговых злаков и разнотравья – *Festuca*, *Poa*, *Polygonum*, *Taraxacum officinale Plantago*, *Trifolium*, *Rumex*; на сырых местах – малосъедобных и ядовитых растений рр. *Filipendula*, *Carex*, *Ranunculus*, *Deschampsia*	Сначала как элемент перелоги, а в дальнейшем как постоянно действующий фактор. Цикл демутации вторичного леса “по лугу” – 30–50 лет, коренного леса – 80–120 лет
Режим подкронового выпаса в лиственных лесах (коров, свиней) и заготовка веточно-листового корма для скота	Эвтрофирование леса, уничтожение подроста и подлеска, дигрессия первичных (дубрав) и вторичных (травяные березняки) лесов	*Urtica sp.sp.*, рост доли пыльцы непоедаемых и ядовитых растений – *Ranunculus*, *Rumex*, *Deschampsia*, *Calamagrostis*, *Pteridium*, исчезновение пыльцы *Corylus* и других видов подлеска, образующих пыльцу	Постоянно действующий фактор “волн” плодоношения не только по климатическим причинам (засухи), но и за счет эвтрофирования (больше плюсовых деревьев). Переложное использование выпасов совпадало и с циклами плодоношения дуба (15–20–30 лет)

Таблица 1. Окончание

Форма антропогенной трансформации	Дигрессивно-демутационные процессы	Индикаторы	“Характерное время”
Сельскохозяйственные стоки с полей и пастбищ	Эвтрофирование прибрежной полосы озер и влажных западин, развитие полосы макрофитов, образование сплавины на мелководьях озер (феномен “второго” после раннего голоцена всплеска образования болот)	*Potamogeton*, *Lemna*, *Phragmites*, *Scirpus*, *Hydrocháris*, *Nuphar*, *Equisetum*, *Typha*, *Comarum*, *Carex*, *а из мохообразных – виды рр. Calliergon*, *Sphagnum* (*например*, *Sph. obtusum*), *Drepanocladus и др.*	Цикл в случае нового заболачивания охватывает около 2000 лет с короткой – несколько сот лет – “эвтрофной” фазой. Эвтрофирование обводненной каймы мелкоконтурного верхового болота охватывает также несколько сот лет и находит отражение в пыльцевой диаграмме
Выжигание леса, лесные и луговые палы, палы для лесной пастьбы	Постпирогенные сукцессии, формирование пирогенных субклимаксов, например сосняков – брусничных и беломошников	Виды *Bryales и Hepaticae*– рр. *Funaria*, *Polytrichum*, *Marchantia*. Для лугов с частыми палами – виды рр. *Calamagrostis*, *Rumex*, *Equisetum*	Восстановление вторичного леса на гари 30–50 лет, коренного леса – 100–120 лет. “Оборот огня”, не позволяющий восстанавливаться под пологом сосняка дубравы и ельника – 30–50 лет, для лугов – раз в несколько лет

цу *Secale*, *Triticum*, *Hordeum*, *Panicum*, *Avena*, нельзя рассматривать признаком развития аграрного производства, а интерпретация становится возможной только с учетом совокупности индикационных признаков.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования поддержаны грантом РФФИ-РГО №17-05-4120 и темой госзадания Института географии РАН № 0148-2019-0007.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Тишков А.А.* “Характерное пространство” и “характерное время” как ключевые категории биогеографии // Изв. РАН. Сер. геогр., 2016. № 4. С. 20–33.
2. *Новенко Е.Ю.* Изменения растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов. М.: ГЕОС, 2016. 227 с.
3. *Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
4. *Гуман М.А.* Антропогенные изменения растительности юга Псковской области в голоцене (по палинологическим данным) // Бот. журн. 1978. Т. 63. № 10. С. 1415–1429.
5. *Гуман М.А., Хотинский Н.А.* Антропогенные изменения растительности центра Русской равнины в голоцене (по палинологическим данным) // Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. М., 1981. С. 7–19.
6. Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. М.: Наука. АН СССР, Науч. совет по пробл. Биосферы. Отв. ред. Л.Г. Динесман. 1981. 246 с.
7. *Носова М.Б., Новенко Е.Ю., Зерницкая В.П., Дюжова К.В.* Палинологическая индикация антропогенных изменений растительности восточно-европейских хвойно-широколиственных лесов в позднем голоцене // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 4. С. 35–43.
8. *Белоновская Е.А., Кренке-мл. А.Н., Тишков А.А., Царевская Н.Г.* Природная и антропогенная фрагментация растительного покрова Валдайского поозерья // Изв. РАН. Сер. геогр. 2014. № 5. С. 67–82.
9. *Тишков А.А.* Ландшафтная основа происхождения названия “Валдай” // Изв. РАН. Сер. геогр. № 1. 2014. С. 109–119.
10. *Seppä H., Poska A.* Holocene Annual Mean Temperature Changes in Estonia and Their Relationship to Solar Insolation and Atmospheric Circulation Patterns // Quaternary Research. 2004. V. 61. P. 22–31.
11. *Novenko E.Yu., Volkova E.M., Nosova M.B., Zuganova I.S.* Late Glacial and Holocene Landscape Dynamics in the Southern Taiga Zone of East European Plain According to Pollen and Macrofossil Records from the

Central Forest State Reserve (Valdai Hills, Russia) // Quaternary International. 2009. P. 93–103.

12. *Величко А.А., Кременецкий К.В., Негенданк Й., Минграм Й., Борисова О.К., Зеликсон Э.М., Новенко Е.Ю., Писарева В.В.* Позднечетвертичная история растительности Костромского Заволжья по данным палинологического изучения донных осадков Галичского озера // Бюлл. Ком. по изуч. четв. пер. 2001. № 64. С. 5–20.
13. *Kremenetski K.V., Borisova O.K., Zelikson E.M.* The Late Glacial and Holocene History of Vegetation in the Moscow Region // Paleontological Journal. 2000. V. 34 (1). P. 67–74.
14. *Климанов В.А., Кожаринов А.В., Тишков А.А.* Палеогеоэкологические реконструкции динамики растительности и климата Валдайского поозерья в позднеледниковье и в голоцене // Тр. нац. парка "Валдайский". Вып. 1. СПб., 2010. С. 254–261.
15. *Khotinski N.A., Klimanov V.A.* Alleröd, Younger Dryas and Early Holocene Palaeo- Environmental Stratigraphy // Quaternary International. 1997. V. 41/42. P. 67–70.
16. *Носова М.Б., Новенко Е.Ю., Зерницкая В.П., Дюжова К.В.* Палинологическая индикация антропогенных изменений растительности восточно-европейских хвойно-широколиственных лесов в позднем голоцене // Изв. РАН. сер. геогр. 2014. № 4. С. 35–43.
17. *Носова М.Б.* Центрально-лесной заповедник: естественно- и антропогенно-обусловленная динамика растительности в голоцене // Бюлл. МОИП. Отдел биол. 2008. Т. 113. № 2. С. 38–45.

DIAGNOSTICS OF THE BEGINNING OF AGRARIAN DEVELOPMENT OF THE NORTHWEST OF THE EASTERN EUROPEAN PLAIN BY SPORE-POLLEN SPECTRA

Corresponding member of the RAS A. A. Tishkov[a,#], N. G. Tsarevskaya[a], E. Yu. Novenko[a], and E. A. Belonovskaya[a]

[a] *Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

[#] *E-mail: tishkov@igrast.ru*

The article discusses the problems of diagnostics by pollen spectra of the beginning of agrarian development of coniferous-broad-leaved forests in the north-west of European Russia and its specificity regarding changes in the zonal forest cover and its anthropogenic modifications inherent the forest-field-meadow landscape. It is shown that the agrogenic transformation of the forests of the region under consideration, according to the materials of spore-pollen analysis for key excavations of the region, begins to reveal itself from 2300–2600 cal. BP, and after 1500 cal. BP, judging by the continuous presence of cultivated plant pollen in the diagrams, it becomes ubiquitous and irreversible. The corresponding indicators and species of plants are given, the presence of pollen of which in the diagrams makes it possible to indicate the time and nature of agrogenic changes in vegetation.

Keywords: spore-pollen spectra, palynological analyses, Holocene, coniferous-broad-leaved forests, agrarian development, indicators, the Easten European plain, Valdai upland

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 193–202

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

УДК 551.465, 551.506,574.52

ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВОДЫ НА ВЗМОРЬЕ И АВАНДЕЛЬТЕ ДОНА В УСЛОВИЯХ МАЛОВОДЬЯ (XX–XXI вв.)

© 2021 г. Академик Г. Г. Матишов[1,2], К. С. Григоренко[1,*]

Поступило 06.04.2021 г.
После доработки 13.05.2021 г.
Принято к публикации 13.05.2021 г.

В основу работы положены целенаправленные исследования по отбору проб воды при разных погодных режимах и уровнях в дельте и взморье. Основной эксперимент охватывал период с 20 ноября 2020 г. по 18 марта 2021 г. Вода для гидрохимических анализов отбиралась при максимальных сгонах и нагонах воды, в отдельных случаях – послойно. Одновременно отбиралась вода из магистрального водопровода в г. Азов для выяснения ее природы (грунтовые, речные или морские), их зависимость от сгонно-нагонных режимов. Фиксация материала производилась при обычных условиях, экстремальных колебаниях уровня моря, при резком возрастании в водном балансе доли подземных вод подо льдом, на обмелевшем взморье, в протоках при сгонах. В 2020 г. на посту в Донском начались измерения солености непосредственно в русле р. Дон, которое в меньшей степени зависит от подземного стока. Полученные данные дали основание подразделить трансформированные воды в эстуарной зоне Азово-Донского бассейна.

Ключевые слова: дельта Дона, маловодье Дона, изменения климата, ионный состав вод, сгонно-нагонные явления, подземный сток

DOI: 10.31857/S2686739721080077

ВВЕДЕНИЕ

В Азово-Донском бассейне, начиная с середины 50-х годов прошлого века, на фоне природной изменчивости стали нарастать разрушительные силы индустриальной природы. Маловодье и зарегулирование речного стока привели к необратимым деформациям естественных процессов, в частности иссушению почвы, уменьшению густоты мелких водоемов и водотоков. В Приазовье переломным в развитии водоема стало перекрытие в 1954 г. долины Дона Цимлянской плотиной, зарегулирование водотоков на всем протяжении водосборного бассейна от верховья до Азовского моря. До критической отметки обмелели Цимлянское и Краснодарское водохранилища. С момента их запуска 70 и 60 лет назад подобных условий не возникало. Сформировались условия, снижающие водность и почти полное прекращение стока – Миуса, Еи, Кагальника, Чумбурки и других малых рек (рис. 1).

В результате безвозвратно нарушена естественная ритмика речного стока, произошло сокращение запасов пресной воды в бассейне р. Дон и осолонение Азовского моря [1], возник дисбаланс между речными и черноморскими водами, усилилась адвекция в водную систему реки среднеминерализованной (5.39 г/л) подземной воды [2]. Неучет свойств аридной зоны, природной внутривековой цикличности климата и возможностей саморегуляции степной реки в яркой форме проявился в первой четверти XXI века.

На Нижнем Дону и Приазовье возник дефицит пресной воды, в том числе питьевой, в крупных городах (Таганрог, Азов и др.). Многие малые реки Приазовья в теплый период полностью прекращают сток. В условиях очевидной засухи всем отраслям сельхозпроизводства приходится соизмерять потребность в воде с имеющимися водными ресурсами. За 50 лет маловодья и снижения речного стока произошло явное заиление Таганрогского залива и дельты Дона. Несмотря на дноуглубление возникшая лавинная седиментация в Азово-Донском судоходном канале необратима. При восточных ветрах (более 6–8 м/сек) малые глубины на фарватере препятствуют регулярному движению морских судов в течение 2–3 нед.

Ярким примером природно-техногенной аномалии на фоне продолжительного маловодья на

[1] *Южный научный центр Российской академии наук, Ростов-на-Дону, Россия*

[2] *Мурманский морской биологический институт, Кольский научный центр Российской академии наук, Мурманск, Россия*

**E-mail: Klim_grig@mail.ru*

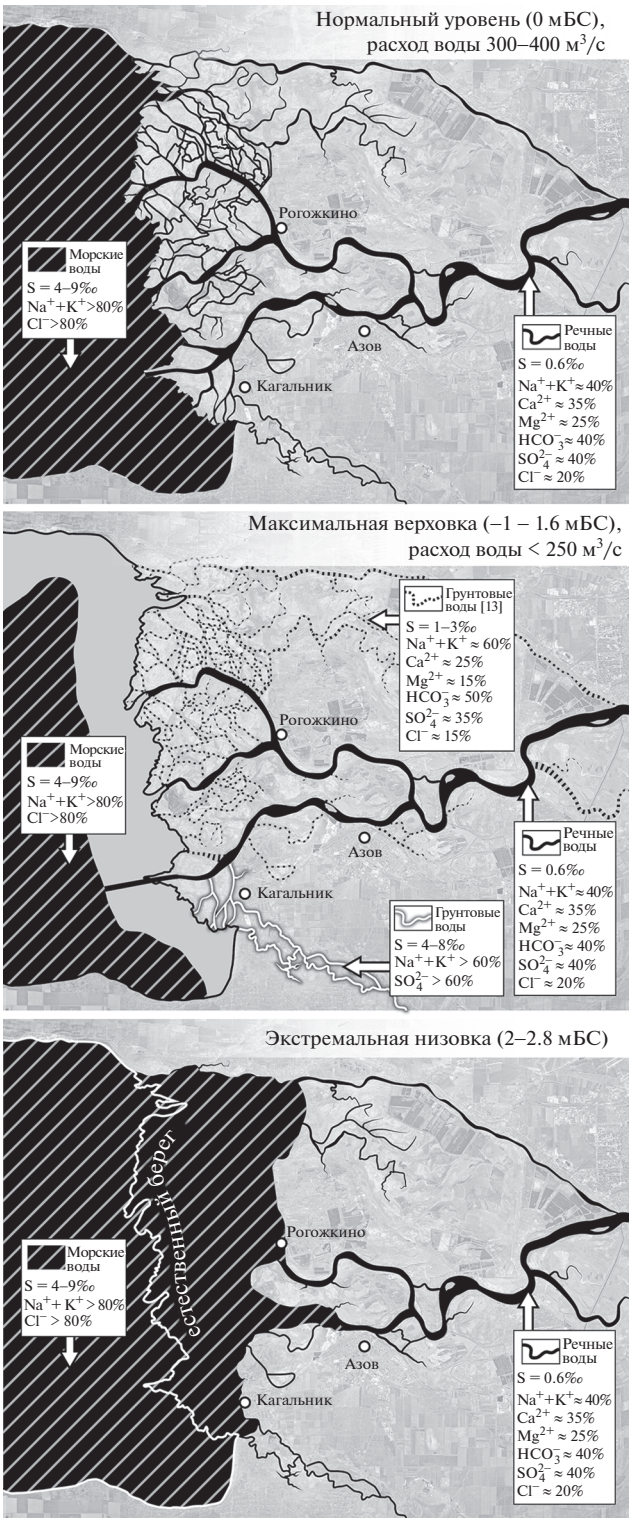

Рис. 1. Изменение питания и ионного состава дельты Дона при разном уровне воды.

Дону стала ситуация, когда избыток воды от весеннего паводка привел к аварийным попускам воды из Цимлянского водохранилища. Среднесуточный объем сброса в р. Дон 6 мая достигал 1701 м^3/с. В результате в начале мая 2018 г. произошло экстремальное затопление дельты.

До последних лет объем гидрохимической аналитики был ограничен. Данные наблюдения производились с учетом записей солености на автоматических гидрометеопостах. Зачастую пробы воды были отобраны не по сезонам и не привязывались к экстремальным стадиям сгонов и нагонов. Во время сгонно-нагонных процессов речные и морские воды при сходной величине солености имеют принципиально отличный химический состав [2]. Целью работы было выполнение предварительной типизации вод по химическому составу, определение переходных режимов минерализации водных масс в протоках дельты. В числе задач ставилась фиксация воды разной природы, при максимальных верховках и низовках (ветер более 10 м/сек). В некоторых протоках, изолированных от судоходного канала, производился поиск подземных вод. В условиях трансформации термохалинной структуры вод в авандельте и Таганрогском взморье изучались погодные условия, при которых в одних случаях доминируют местные подземные воды, в других – черноморские воды.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА

В основу работы положены целенаправленные исследования по отбору проб воды при разных погодных режимах и уровнях в дельте и взморье (табл. 1). Основной эксперимент охватывал период с 20 ноября 2020 г. по 18 марта 2021 г. Вода для гидрохимических анализов отбиралась при максимальных сгонах и нагонах воды, в отдельных случаях – послойно. Одновременно отбиралась вода из магистрального водопровода в г. Азов для выяснения ее природы (грунтовые, речные или морские), их зависимость от сгонно-нагонных режимов.

Набор регистраторов среды включает измеритель течений AANDERAA RCM 9 LW, океанографические зонды (SBE-19, SBE-19 + V2, CTD-90) и датчики электропроводности СОЛИС СЛ15-10Т. Дискретность измерений датчиков составляет 10 минут. В итоге за восемь лет в базе данных накоплено более 280 тысяч измерений. Соленость рассчитывалась с помощью шкалы практической солености PSS-78. Во время двух-трехнедельных восточных ветров, когда взморье (“куты”) осушается на многие километры от берега, а обмелевшая авандельта сливается с плавнями вдоль островов, с квадрокоптеров DJI Phantom 3 Pro производились фотосъемка и фиксация состояния среды.

Фиксация материала производилась при обычных условиях, экстремальных колебаниях уровня моря, при резком возрастании в водном

Таблица 1. Ионный состав воды в протоках дельты Дона

Место отбора	Cl^-, мг/л	HCO_3^-, мг/л	SO_4^{2-}, мг/л	Ca^{2+}, мг/л	Mg^{2+}, мг/л	$Na^+ + K^+$, мг/л	Общая минерализация, г/л	Уровень воды, мБС
Речная вода								
р. Кагальник 27.02.1951	64.5	117	**123.6**	**47.9**	30.3	34.1	0.5	
р. Кагальник 18.03.1954	67.6	31.7	**99.5**	**32.5**	19.6	31.8	0.3	
Дон, пов-ть 19.03.2018	177	271	**365**	96	58	**186**	1.2	–0.8
Дон, дно 19.03.2018	177	271	**365**	104	58	**176**	1.2	–0.8
Родник о. Свиной 19.03.2018	177	283	**432**	112	78	**166**	1.2	–0.8
Свиное гирло, пов-ть 22.11.2020 10:25	248.6	249	**345.8**	76.15	48.64	**262**	1.23	–0.1
Свиное гирло, пов-ть 22.11.2020 10:30	226.9	246.5	**326.6**	76.15	41.34	**251**	1.17	–0.1
Свиное гирло, пов-ть 22.11.2020 10:40	226.9	246.5	**307.4**	68.14	48.64	**236**	1.13	–0.1
Свиное гирло, пов-ть 23.11.2020 10:20	241.1	239.2	**345.8**	80.16	48.64	**248**	1.2	–0.1
Свиное гирло, пов-ть 23.11.2020, 10:30	248.2	251.4	**345.8**	80.16	48.64	**258**	1.23	–0.1
р. Дон, порт Азов, 15.02.2021, 14:40	425.4	300.2	**614.8**	120.2	60.80	**468**	1.99	2.1
Колузаево, 13.02.2021	212.7	288	**403.5**	112.2	51.07	**233**	1.30	2
Ростов-Арена, 13.02.2021	191.4	292.9	**345.8**	112.2	46.21	**200**	1.19	2
Ростов-Арена, 14.02.2021	205.6	305.1	**365**	108.2	51.07	**220**	1.26	1.6
29-я линия, понтон, 13.02.2021	191.4	295.34	**326.6**	108.2	51.07	**186**	1.16	2
Грунтовые воды								
р. Кагальник 25.10.1954	629.1	350.6	**1161.6**	166.9	153.8	**640.2**	3.1	
р. Кагальник 1.10.1958	220.7	380.6	**1350.7**	194.4	155.3	**435.1**	2.8	
Сухой Кагальник, дно 19.03.2018	709	378	**1729**	240	231	**780**	4.1	–0.8
Мокрый Кагальник, пов-ть 19.03.2018	620	378	**1681**	248	178	**793**	3.9	–0.8
Мокрый Кагальник, дно, 19.03.2018	603	369	**1681**	240	195	**751**	3.8	–0.8
Свиное гирло, пов-ть 19.03.2018	496	339	**1249**	200	134	**614**	3.0	–0.8
Свиное гирло, дно 19.03.2018	620	373	**1681**	257	173	**791**	3.9	–0.8
ер. Черепаший, пов-ть 19.03.2018	496	344	**961**	168	105	**566**	2.6	–0.8

Таблица 1. Продолжение

Место отбора	Cl^-, мг/л	HCO_3^-, мг/л	SO_4^{2-}, мг/л	Ca^{2+}, мг/л	Mg^{2+}, мг/л	$Na^+ + K^+$, мг/л	Общая минерализация, г/л	Уровень воды, мБС
ер. Черепаший, дно 19.03.2018	532	354	**1297**	200	170	**595**	3.1	–0.8
Скважина, пос. Кагальник, 6.03.2018	744	488	**1105**	521	180	**3267**	3.3	–0.03
Скважина, пос. Займо-Обрыв, 16.08.2011	319	393	**1249**	216	127	**506**	2.8	
Скважина, 40 м. пос. Кагальник “Плоды Приазовья” 12.2020	**1390**	180	20	1290		**2500**	5.39	
Свиное гирло, пов-ть 20.11.2020 13:00	709	368.6	**1585**	224.5	175.1	**836**	3.9	–1.2
Свиное гирло, пов-ть 20.11.2020 15:00	726.7	366.1	**1585**	256.5	204.3	**747.5**	3.89	–1.2
Свиное гирло, пов-ть 1.12.2020	815.4	366.1	**2305.4**	304.6	240.8	**1050**	5	–1.2
Свиное гирло, дно 1.12.2020	833.1	366.1	**2353.5**	320.6	243.2	**1062.5**	5.1	–1.2
Свиное гирло, дно 2.12.2020	815.4	380.8	**2353.5**	344.7	277.3	**956**	5.1	–0.9
Свиное гирло, дно 2.12.2020	815.4	375.9	**2353.5**	352.7	235.9	**1029**	5.1	–0.9
Свиное гирло, пов-ть 6.12.2020	957.2	485.7	**2737.7**	384.8	301.6	**1199**	6	
Морские воды								
Донской, пов-ть, 05.02.2021 11:14	**1861.1**	251.4	720.6	116.2	163	**1310.5**	4.4	0.7
Донской, дно, 05.02.2021, 11:12	**1949.8**	253.8	672.4	120.2	175.1	**1319**	4.5	0.7
Свиное гирло, пов-ть, 05.02.2021, 11:43	**1683.9**	273.4	816.5	120.2	150.8	**1264.5**	4.3	0.7
Свиное гирло, дно, 05.02.2021, 11:40	**1683.9**	278.3	768.5	120.2	170.2	**1201.5**	4.2	0.7
Свиное гирло, пов-ть, 13.02.2021,	**2020.6**	275.8	912.6	152.3	187.3	**1438**	5	2.3
Свиное гирло, 14.02.2021, 06:00,	**3332.3**	253.8	1056.7	152.3	284.5	**2229**	7.3	2.3
Свиное гирло, 15.02.2021	**2658.8**	273.4	960.6	156.3	270	**1737**	6.06	0.4
Свиное гирло, 08.03.2021, пов-ть	**1347.1**	263.6	653.2	136.3	121.6	**978**	3.5	2.4
Свиное гирло, 08.03.2021, дно	**1382.6**	263.6	634	128.3	136.2	**973**	3.5	2.4
г. Азов, Западный микрорайон, водопроводная вода, 14.02.2021, 11:00	**2517**	244.1	960.6	132.3	235.9	**1725**	5.81	1.6

Таблица 1. Окончание

Место отбора	Cl^-, мг/л	HCO_3^-, мг/л	SO_4^{2-}, мг/л	Ca^{2+}, мг/л	Mg^{2+}, мг/л	$Na^+ + K^+$, мг/л	Общая минерализация, г/л	Уровень воды, мБС
г. Азов, Западный микрорайон, водопроводная вода, 14.02.2021, 15:00	**2056.1**	239.2	1008.6	136.3	270	**1348**	5.06	1.7
г. Азов, Западный микрорайон, водопроводная вода, 14.02.2021, 20:00	**3474.1**	246.5	1056.7	144.3	313.7	**2276**	7.51	0.9
г. Азов, Западный микрорайон, водопроводная вода 14.02.2021, 21:50	**3757.7**	258.7	1105	160.3	291.8	**2531**	8.1	0.8
г. Азов, Западный микрорайон, водопроводная вода, 15.02.2021, 20:00	**3474.1**	239.2	1008.6	148.3	299.1	**2273**	7.44	0.3
г. Азов, Западный микрорайон, водопроводная вода, 16.02.2021, 20:00	**974.9**	256.3	499.5	112.2	104.6	**697.5**	2.64	–0.15
р. Дон, порт Азов, 13.02.2021, 14:00	**1347.1**	270.9	557.2	116.2	133.8	**931**	3.36	2.3
р. Дон, порт Азов, 14.02.2021, 13:20	**2871.5**	256.3	912.6	140.3	255.4	**1905**	6.34	2.2
Рогожкино, 13.02.2021	**2002.9**	258.7	730.1	128.3	177.5	**1373.5**	4.67	2
Дугино, 13.02.2021	**1577.5**	268.5	691.6	116.2	153.2	**1122.5**	3.93	2

Примечание. Жирным выделены преобладающие катионы и анионы.

балансе доли подземных вод подо льдом, на обмелевшем взморье, в протоках при сгонах. В 2020 г. на посту в Донском начались измерения солености непосредственно в русле р. Дон, которое в меньшей степени зависит от подземного стока. Таким образом, на гидрометеопостах в Кагальнике, Донском и др. получены термохалинные характеристики вод в режиме реального времени (рис. 1).

Полученные данные дали основание подразделить трансформированные воды в эстуарной зоне Азово-Донского бассейна.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЯ

Водосборный бассейн Дона и малых рек Приазовья формируется в условиях континентального климата на территории сухих степей и, отчасти, умеренной зоны. Кроме различий в количестве солей (грамм/литр или промилле) воды аридной зоны отличаются разнообразием типов по химическому составу. Водные массы Азово-Донского бассейна по уровню солености (минерализации) делятся следующим образом: вблизи донского взморья – слабосолоноватые (2–4‰), в центральной части – солоноватые (4–8‰) и далее до кос Долгая и Белосарайская – высокосолоноватые (8–13‰). В химическом составе преобладают хлоридные соединения (до 89%) [3–6]. Указанная схема солевой структуры вод (минерализации) на акватории характерна для безветренной погоды в Азовском море. По происхождению перечисленные воды включают морские, речные и грунтовые (подземные).

Морская вода Таганрогского залива относится к хлоридно-натриевой группе [7]. На практике соленость морской воды рассчитывается по иону хлора. В XX веке, т.е. в прошлую климатическую эпоху, в течение большей части года дельта и залив до Очаковской косы заполнялись естественной пресной (0.5–0.9‰) водой [8, 9]. В XXI веке в обстановке сильных и умеренных (10–20 м/с)

юго-западных ветров характерно наличие слабосолоноватых (2–4‰) азовоморских вод. По мере развития нагонного течения (0.5–3 сут) в сторону дельты клином направлена адвекция соленых черноморских вод [10]. Такие ситуации в резкой форме возникали, например, в октябре 2016 г., когда сбросы воды через гидроузел составляли всего 180 м^3/с при нормальных расходах 350–400 м^3/с. В результате речной сток Дона стал неспособен постоянно создавать естественный гидрофронт пресных вод в Таганрогском заливе.

Морская черноморская вода в условиях экстремальных низовок на взморье имеет общую минерализацию от 3 до 6–8‰ и более (табл. 1). Основные ионы содержат Cl на уровне от 1–1.6 до 3–4 г/л и $Na^+ + K^+$ от 0.7–1 до 2.5 г/л. В общих чертах по количественному содержанию ионы морской воды находятся в следующем порядке $Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^- + CO_3^{2-}$; $Na^+ + K^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+}$, а в речной карбонатной воде порядок противоположный.

С начала XXI века в условиях маловодья все чаще стали возникать ранее не отмечавшиеся явления стремительных адвекций черноморских водных масс. В течение каждого из последних лет многократно происходило заполнение дельты Дона типично черноморскими водами с соленостью до 10‰ (рис. 1). Одновременно из внешней части Таганрогского залива гидрохимический барьер с градиентом солености порядка 5–6‰ смещался на 20–40 км вверх по дельте Дона. Такого рода галоклин разделяет ореолы обитания пресноводной и морской фауны [11].

В период самых влажных лет прошлого столетия, в частности 1941–1942 гг., максимальные расходы воды в районе станицы Раздорской достигали 7–9 тыс. м^3/с [12]. Естественный сток Дона достигал 52 км^3. При этом в период пуска Цимлянской ГЭС в 1952 г. средние минимальные расходы воды были 335 м^3/с, а максимальные – 1200 м^3/с. Минимально гарантированный судоходный попуск – 340 м^3/с.

После зарегулирования Дона Цимлянской плотиной годовой сток воды объемом в 30 км^3 являлся оптимальным для азовоморской экосистемы. Однако при наступившем после 2007 г. маловодье, речной сток сократился примерно в 3 раза (до 11–16 км^3). Минимальные расходы воды (280 м^3/с в створе гидропоста “Раздорская”, 18 ноября 2020 г.) стали нормой в течение года. Такое сокращение стока привело к затоку в Таганрогский залив из Черного моря вод соленостью 17‰ и объемами порядка 20 км^3 (рис. 1).

Речная вода, исходя из новейших исследований [1, 2], подразделяется на питьевую (0.4–1‰) и пресную (речную) воду (0.4–2‰). Ранее (до зарегулирования) донская вода в районе между Азовом и Багаевской соответствовала кальциево-гидрокарбонатной группе [13, 14]. Сейчас среднегодовая минерализация воды в створе г. Ростова-на-Дону составляет 0.7–1 г/л и имеет натриево-сульфатный состав [3, 4] (табл. 1). В результате маловодья рукава, протоки и взморье длительное время заполняются водой с соленостью 1.0–4.0‰ и до 5.0‰ и более. Нередко наблюдается двухслойная стратификация с более соленой (3.0–5.0‰) придонной водой. В результате воды гирл в течение года, в основном, относятся к сульфатному классу натриевой группы.

Согласно новым данным (табл. 1) в протоках дельты Дона гидрохимические показатели, в частности ионного состава воды, представляются следующим образом: речная вода при общей минерализации от 0.5–1.0 до 2.0 г/л содержит SO_4^{2-} от 100–300 до 615 мг/л, а $Na^+ + K^+$ – от 180 до 260–470 мг/л. Подземная (грунтовая) вода при общей минерализации от 2.8 до 6 г/л включает SO_4^{2-} порядка 1–2 г/л и $Na^+ + K^+$ на уровне 0.5–3.3 г/л (табл. 1).

Экспедиционные наблюдения нис “Профессор Панов” в октябре 2020 г. показали, что общая минерализация вод Северского Донца составила 1.25–1.35 г/л, в устье реки Маныч – 1.96 г/л, в устье р. Сал – 2.27 г/л, в реке Аксай 1.19 г/л. Содержание ионов Cl^-, в пробах, достигло 0.17–0.37 г/л и $Na^+ + K^+$ от 0.24–0.45 г/л. На долю подобного рода приток приходится 30–35% суммарного стока реки Дон. Минерализация Дона, согласно измерениям, увеличивается с 0.61 г/л, выше впадения реки Северский Донец, до 0.85–0.92 г/л, ниже по течению реки Маныч, т.е. в 1.3–1.5 раза. Содержание ионов Cl^- увеличивается в 1.6 раза, ионов $Na^+ + K^+$ в 1.8 раза.

При восточных ветрах (экстремальных верховках) эволюция вод имеет следующий порядок: пресная → грунтовая (подземная) → черноморская (рис. 2). Существует в отдельных случаях стратификация: питьевая (0.4–1.0‰) на поверхности и пресная (речная) (1.0–2.0‰) у дна. Солоноватая вода (4.0–2.0‰) как тип ранее на взморье и авандельте не отмечалась. Своим происхождением вода с таким составом прежде всего обязана черноморской адвекции при крайне ограниченном донском стоке [1].

В условиях западных ветров, в т.ч. экстремальных низовок преобразование водных масс происходит по цепи последовательных гидрологических стадий. Пресная (речная) вода замещается перемешанной черноморской и речной водой, и затем – морской (до 10‰). У морского края дельты штормовые (до 20–30 м/с) юго-западные ветры приводят к подъему уровня воды на 3–4 м. В ситуации обратной низовки (“черноморки”) после длительного сгона воды возникают самые

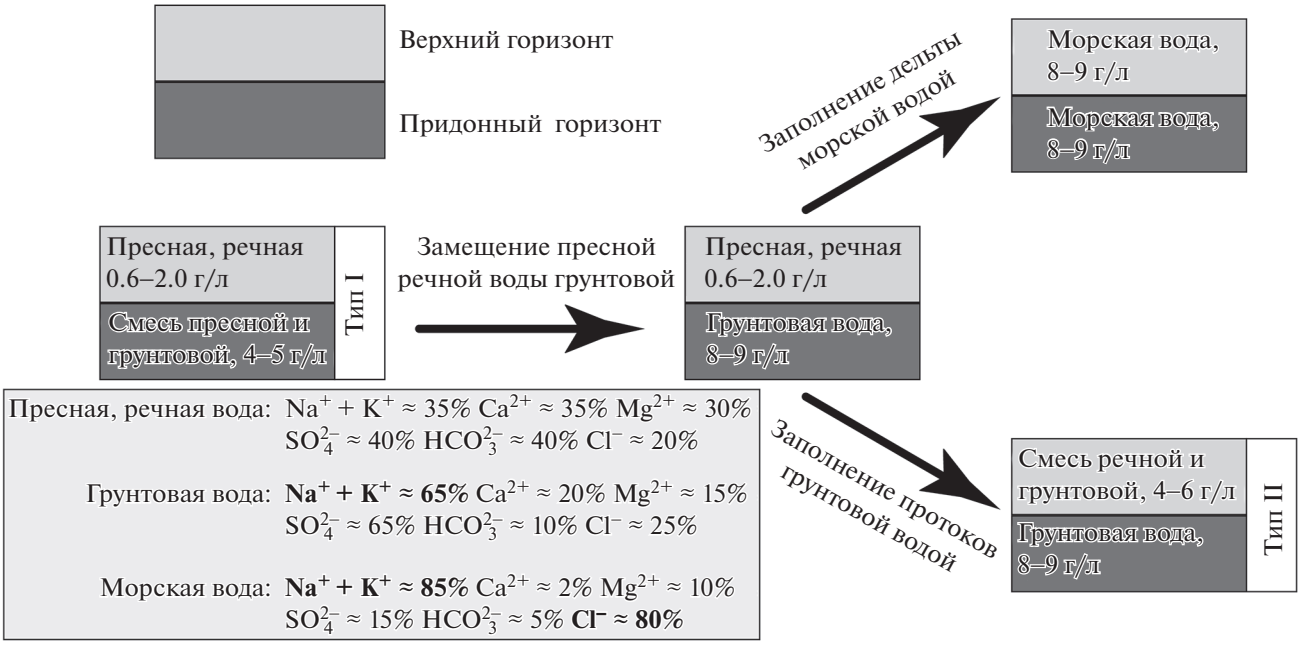

Рис. 2. Новые типы стратификации солености в дельте Дона.

опасные разрушительные нагоны (март 2013 г., сентябрь 2014 г.) [10]. Только ураганный юго-юго-западный ветер вдоль края взморья создает подпор донскому стоку, и в считанные (2–3) часы приморская зона донской дельты заливается.

На исследуемой территории наблюдаются *грунтовые воды* двух видов: одни просачиваются из осадочных пластов коренного берега (рис. 1), а другие текут от возвышающихся при верховках островов собственно дельты. Таким образом, во время сгонов аномально повышается доля минерализованного подземного стока. Результаты анализа воды из скважины на правом невысоком (10 м) берегу протоки Сухой Кагальник показали содержание анионов (г/л): гидрокарбонатов HCO_3^- – 0.18, хлоридов Cl^- – 1.39, сульфатов SO_4^{2-} – 0.02, содержание катионов: Ca^{2+} + Mg^{2+}– 1.29, $Na^+ + K^+$ – 2.5, сухой остаток (сумма солей) – 5.39 (табл. 1).

Для подземных вод характерны высокое содержание хлоридов и доминирование сульфатов среди анионов, высокие концентрации кальция среди катионов (рис. 3). Ионный состав грунтовых вод существенно зависит от водоносного горизонта и состава дренируемых пород. Так, в водах из скважины в пос. Займо-Обрыв, расположенного в 7 км от пос. Кагальник, доминируют сульфаты, катионы натрия и калия [2] (табл. 1).

На участке водосбора Нижнего Дона, находящегося в пределах Раздорских склонов, источником поступления хлоридно-натриевых соединений является разгрузка подземных вод. Так, отобранная в экспедиции ЮНЦ проба воды из термального источника в районе х. Мелиховский имеет общую минерализацию 56.2 г/л, с содержанием ионов Cl^- – 30.1 г/л, ионов $Na^+ + K^+$ – 19.1 г/л. Дебит данного источника подземных вод составляет 20 л/с.

Во время сильных сгонов и снижения уровня воды на 2 м гирло Свиное отделяется от Дона мелководным порогом. Этот порог намывается при дноуглублении в судоходном канале. При экстремальных сгонах порог мелеет и водообмен между Доном и Свиным гирлом практически прекращается. В результате важный водоток, длина которого 1.2 км, превращается в изолированную мелкую (глубина дна 30–50 см) лагуну (рис. 1).

Географические особенности гирла Свиное, на котором с ноября 2020 г. по середину марта 2021 г. были сфокусированы наблюдения, имеют следующие геоморфологические черты: протоки р. Кагальник – Сухой Кагальник и Мокрый Кагальник и Азово-Донской морской канал, по которому проходит основной сток р. Дон, соединены между собой Свиным гирлом. Левый берег (по ходу течения Дона) является коренным обрывом (суглинки) высотой 14–17 м. Во время верховки Свиное, как и большинство других рукавов авандельты, фактически изолированы от Азовского моря и судоходного канала. Взморье на 5–12 км осушается.

В целом, будучи отрезанными от основного русла Дона, южные протоки (Сунжа, Свиное) дельты Дона заполняются подземным стоком р. Кагальник. Наблюдения в 2020 г. показали, что

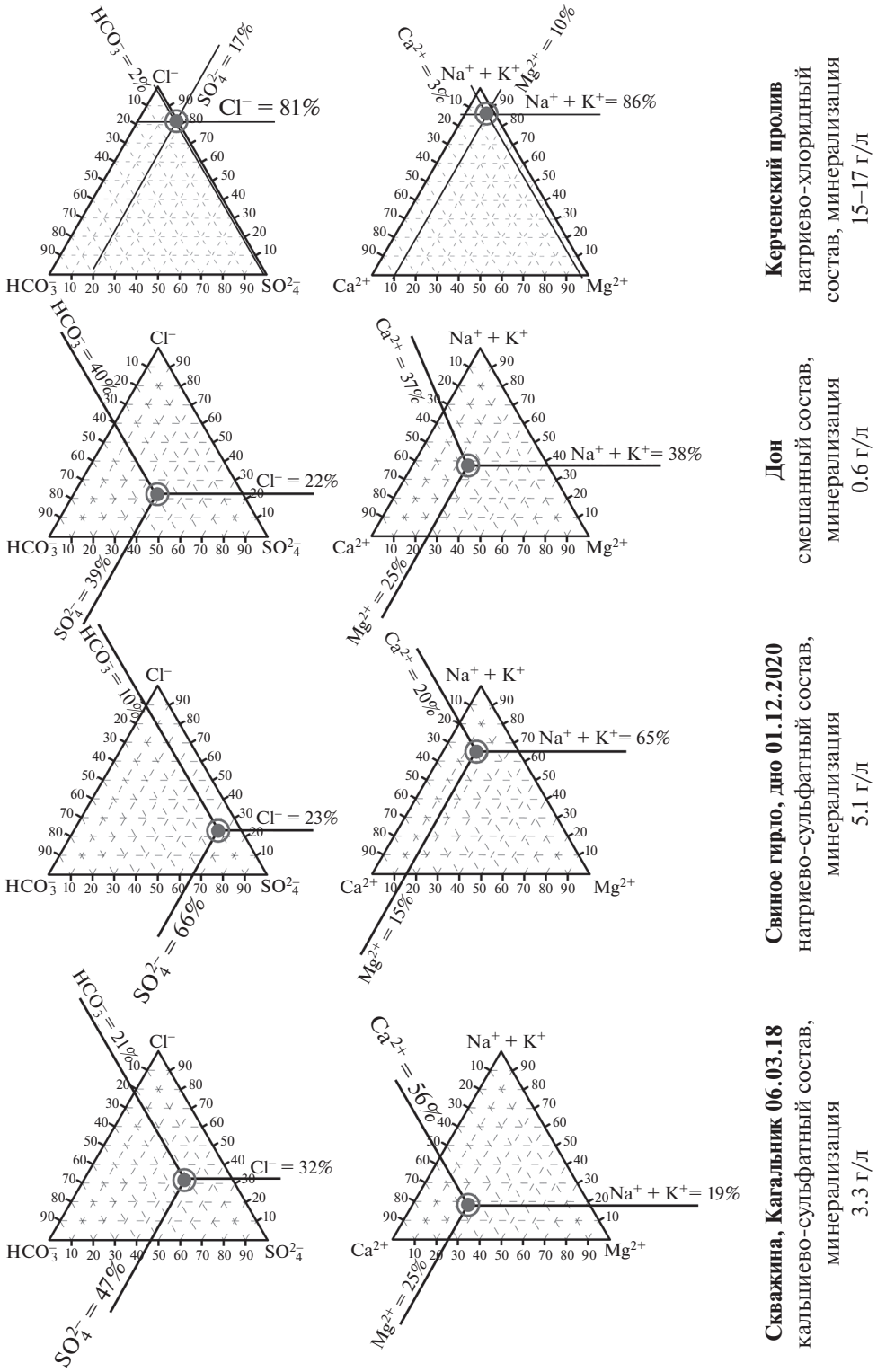

Рис. 3. Треугольники ионного состава в Азовском море, протоках и скважинах дельты Дона.

общее ухудшение водообмена между Доном и Свиным гирлом, дальнейшее заиление перешейка между ними ведут к практически постоянному присутствию в Свином гирле минерализованных вод. В условиях маловодья такая гидрохимия вод стала возникать и в летний сезон, что раньше не наблюдалось. Пробы воды, отобранные 20 ноября 2020 г. (минерализация 4 г/л) и 6 декабря 2020 г.

(минерализация 6 г/л), имеют одинаковый ионный состав: 12–14% HCO_3^{2-}, 23–27% Cl^- и 60–65% SO_4^{2-}, 18–20% Ca^{2+}, 14–16% Mg^{2+} и 64–68% Na^+ + + K^+, т.е. являются натриево-сульфатными. Описанный состав полностью совпадает с составом вод, отобранных в 2018 г. в протоках Сухой и Мокрый Кагальник (табл. 1).

Три основных катиона и три основных аниона расставлены в виде треугольной диаграммы (рис. 3). Треугольник ионного состава показывает процентное соотношение ионов, но не свидетельствует об общей минерализации. Диаграмма показывает разницу между морской, речной, подземной водой, которая периодически заполняла Свиное гирло в начале декабря 2020 г.

Анализ термохалинных закономерностей при экстремальных по продолжительности и величине сгона воды верховок позволяет представить процесс осолонения следующим образом. В осенне-зимний период в условиях восточных ветров, продолжительностью до 2–4 нед и со скоростью более 6–10 м/сек, прекращается водообмен с Азовским морем и судоходным каналом р. Дон. Река Кагальник превращается в узкий ручей.

Процесс минерализации и преобразования речных пресных водных масс в солоноватые воды происходит в 2 этапа. В первые дни сгона наблюдается двухслойная структура: тип I – пресная (0.6–1.5‰) вода в верхней части, внизу слабосоленая (2–4‰). Тонкий верхний слой воды 10–15 см имеет соленость 0.6–1.3‰ в течение 1–2 дней. Соленость нижнего слоя воды (30–40 см) нарастает до 6–9‰ (осолоненная). Такой характер стратификации держится до 1–2 сут; II тип – соленость воды в г. Свином сверху донизу становится однородной. В условиях самых сильных сгонов до глубин и обмеления в гирлах 0.4–0.6 м вся толща воды становится солоноватой (до 6–8.5‰). Свиное гирло практически целиком заполняется минерализованными водами подземного стока.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ новых данных по гидрохимии водных масс Таганрогского залива и дельты Дона с учетом известной природной климатической изменчивости обнаруживает современные физико-географические тенденции в эстуарном водоеме в условиях маловодья. Для Приазовья и Нижнего Дона типичными являются кратковременные (2–3 года и 7 лет) и внутривековые (1933–1944, 2008–2020 гг.) периоды маловодья, засух, пыльных бурь [15]. Исключением в ряду маловодных лет стала весна 2018 г.

Не исключено, что при возможном экстраординарном уменьшении стока Дона соленые морские воды могут распространяться намного выше г. Азова и даже г. Ростова-на-Дону. Сложившаяся в настоящий период обстановка приводит к периодическому (во время сильных “низовок”) заполнению водопровода в г. Азове, Таганроге, Ростове-на-Дону и других населенных пунктах солоноватой (4–8‰) водой. В отдельных случаях, как например 14 февраля 2021 г., зафиксирована высокосолоноватая (8–10‰) вода (рис. 1).

В период длительного действия сгонного явления повышается роль стока небольших речек, у которых водосборный участок находится в пределах коренного берега. Источниками питания таких речек в основном являются разгрузки высокоминерализованных подземных (грунтовых) вод. Для подтверждения данной гипотезы требуется проведение дополнительных отборов вод в таких речках на протяжении действия сгонного ветра. Для северного коренного берега к таким речкам относятся Донской Чулек, Мокрый Чалтырь. С южного берега – это реки Кагальник (Сухой и Мокрый), протока Сунжа и Узяк с многочисленными ручьями, стекающими с коренного берега. Такого рода гидрохимические эпизоды, имевшие место на взморье в 2017–2020 гг. на протяжении 10–17 дней, требуют специального изучения.

БЛАГОДАРНОСТИ

В сборе материала и аналитических работах участвовали И.А. Мельников и Е.Г. Алешина, к.ф-м.н. Г.В. Валов, к.г.н. А.В. Клещенков.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Публикация осуществлена при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-29-05078 мк “Изучение воздействия организмов-деструкторов на металлы в зоне смешения речных и морских вод в широком диапазоне гидроклиматических условий”, № 18-05-80010 Опасные явления “Исследование и прогноз опасных гидрометеорологических и геолого-геоморфологических процессов в районах функционирования стратегических объектов на Азово-Черноморском побережье (исторические и современные аспекты)” и реализации Государственного задания № гр. АААА-А18-118122790121-5 “Морские биогеосистемы юга России и их водосборы в условиях аридного климата, хозяйственного освоения и современных геополитических вызовов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Матишов Г.Г., Григоренко К.С.* Причины осолонения Таганрогского залива // ДАН. 2017. Т. 477. № 1. С. 92–96.
2. *Матишов Г.Г., Григоренко К.С.* Маловодье и роль грунтовых вод в осолонении авандельты Дона // ДАН. 2018. Т. 483. № 4. С. 442–446.

3. *Никаноров А.М.* Региональная гидрохимия: Учебное пособие. Ростов/Д: Изд-во “НОК”, 2011. 388 с.
4. *Никаноров А.М.* Гидрохимия и методы исследования качества вод суши. Ростов-на-Дону. Изд-во ЮФУ. 2017. 572 с.
5. *Бронфман А.М., Дубинина В.Г., Макарова Г.Д.* Гидрологические и гидрохимические основы продуктивности Азовского моря. М.: Пищевая промышленность. 1979. 288 с.
6. *Бронфман А.М., Хлебников Е.П.* Азовское море Основы реконструкции. Ленинград. Гидрометеоиздат. 1985. 272 с.
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том V. Азовское море. / Гершанович Д.Е., Гоптарев Н.П., Затучная Б.М., Симонов А.И. (ред.). 1991. Санкт-Петербург, Гидрометеозидат. 236 с.
8. *Гаргопа Ю.М.* Сопряженность крупномасштабных изменений биопродуктивности Азовского моря и гидрометеорологических условий ее формирования // Известия ВУЗов. Северо-Кавказский регион. 2003. Т. 2. С. 78–82.
9. *Кукса В.И., Гаргопа Ю.М.* Современная оценка гидрологических условий формирования биопродуктивности Азовского моря // Водные ресурсы. 2004. Т. 31. № 4. С. 489.
10. *Матишов Г.Г.* Случаи экстремальной адвекции соленых вод в дельту Дона и льда в Керченский пролив // ДАН. 2015. Т. 465. №1. С. 99–103.
11. *Бергер В.Я.* Адаптации морских моллюсков к изменениям солености среды. АН СССР, Зоол. ин-т. Л.: Наука: Ленингр. отд-ние. 1986. 216 с.
12. *Симов В.Г.* Гидрология устьев рек Азовского моря. Москва. Гидрометеоиздат. 1989. 328 с.
13. Ресурсы поверхностных вод СССР, том 7. Донской район. / Кожина З.М., Потапова О.Н. (ред). 1973. Ленинград, Гидрометеоиздат. 459 с.
14. Гидрометеорологический справочник Азовского моря / Под ред. А.А. Аксенова. Л.: Гидрометеоиздат, 1962. 856 с.
15. *Матишов Г.Г., Дашкевич Л.В., Титов В.В., Кириллова Е.Э.* Анализ внутривековой природной изменчивости в Приазовье и на Нижнем Дону: причина маловодья // Наука юга России. 2021. Т. 17. № 1. С. 13–23.

HYDROCHEMICAL COMPOSITION OF WATER AT THE SEASHORE AND AVANDELTA OF THE DON IN THE CONDITIONS OF LACK OF WATER (XX–XXI CENTURIES)

Academician of the RAS G. G. Matishov[a, b] and K. S. Grigorenko[a, #]

[a] *Southern Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russian Federation*

[b] *Murmansk Sea Biological Institute, Kola Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russian Federation*

[#] *E-mail: Klim_grig@mail.ru*

The work is based on targeted investigations of water sampling under different weather conditions and water levels in the delta and the seashore. The main experiment covered the period from November 20, 2020 to March 18, 2021. Water for hydrochemical analyzes was sampled at maximum water positive and negative surges, in some cases – layer by layer. At the same time, water was taken from the main water pipeline in the city of Azov to clarify its nature (ground, river or sea), their dependence on the surge regimes. The fixation of the material was carried out under normal conditions, extreme fluctuations in sea level, with a sharp increase in the water balance of the proportion of groundwater under ice, on a shallow seashore, in delta arms during negative surges. In 2020, at the station in Donskoy, measurements of salinity began directly in the waterway of the Don River, which depends on the underground runoff weaker. The obtained data gave grounds to subdivide the transformed waters in the estuarine zone of the Azov-Don basin.

Keywords: Don delta, Don lack of water, climate change, ion composition, tide-surge phenomena, underflow

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 499, № 2, с. 203–208

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

УДК 556.535

ИЗМЕНЕНИЕ РЕЧНОГО СТОКА ЗИМНЕЙ МЕЖЕНИ В БАССЕЙНЕ РЕКИ УРАЛ

© 2021 г. Ж. Т. Сивохип[1,*], В. М. Павлейчик[1], академик РАН А. А. Чибилев[1]

Поступило 13.04.2021 г.
После доработки 12.05.2021 г.
Принято к публикации 13.05.2021 г.

Представлены результаты анализа тенденций изменения речного стока в период зимней межени в бассейне р. Урал. Рассмотрена многолетняя динамика параметров стока с учетом фаз различной водности. Установлено, что водный режим рек исследуемого бассейна характеризуется устойчивой тенденцией сокращения доли весеннего стока и увеличения доли стока в зимний период. Рост доли зимнего стока обусловлен увеличением частоты и продолжительности положительных температурных аномалий, а также увеличением доли базисного (подземного) питания рек. Сопоставление значений годового стока и 30-суточных значений минимального стока зимнего периода иллюстрирует определенную взаимообусловленность в изменениях данных величин. Несмотря на общую тенденцию роста расходов зимней межени, выявлены и определенные различия для рек исследуемого бассейна, обусловленные неоднородностью условий стокоформирования. Региональные особенности формирования стока зимней межени подтверждают различные сроки наступления максимального (полного) истощения речного стока. Значительное увеличение водности рек в зимний период влияет на сокращение изменчивости суточных расходов, что согласуется с установленной ранее тенденцией снижения межгодовой изменчивости речного стока в бассейне р. Урал. Увеличение стока зимней межени имеет важное практическое значение, так как величина стока данного периода является лимитирующим фактором гарантированного и устойчивого водопотребления. Соответственно современные тенденции изменения водного режима рек бассейна р. Урал необходимо учитывать при определении регламента и норм использования водных ресурсов степной зоны.

Ключевые слова: речной сток, степная зона, водный режим, маловодный период, зимняя межень, истощение стока

DOI: 10.31857/S2686739721080168

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Актуальность исследования многолетних и сезонных вариаций стока рек степной зоны обусловлена интенсивным использованием водных ресурсов в условиях нестационарного климата. Вместе с тем разнообразие и генетическая разнородность факторов формирования стока, в том числе и маловодных периодов, осложняют изучение синхронности колебаний стоковых и метеорологических характеристик [12]. Необходимо учесть, что чем менее значительны вариации годового и экстремального стока воды, тем реальнее возможность организации экономически эффективного и экологически безопасного водопользования [7].

Одной из тенденций многолетних изменений водного режима, установленной для большинства рек Европейской территории России (ЕТР), являются сокращение доли весеннего стока и увеличение стока в зимний период, что приводит к определенному выравниванию годового гидрографа стока [1, 3, 4, 6, 9, 11]. Главные причины данных изменений – устойчивый рост значений приземной температуры воздуха, увеличение интенсивности и продолжительности оттепелей в холодный период. Кроме того, рост значений минимального стока в зимний период обусловлен увеличением доли базисного (подземного) питания рек [5].

Характерная особенность водного режима рек бассейна р. Урал – продолжительный и устойчивый маловодный период, объединяющий фазы летне-осенней и зимней межени. Ключевое значение для параметров зимней межени имеет взаимодействие основных стокообразующих факторов (осадки и подземные воды), непосредственно

[1] *Институт степи Уральского отделения Российской академии наук, Оренбург, Россия*
**E-mail: sivohip@mail.ru*

участвующих в формировании приходной части стока. Для меженного периода холодного сезона рек бассейна характерно отсутствие паводков. Устойчивость зимней межени на реках исследуемого бассейна различна и зависит от комплекса факторов – местных физико-географических условий, площади действующего водосбора и режима подземных вод и др. Для отдельных водотоков, преимущественно относящихся к малым и средним рекам, в зимний период отмечается полное истощение речного стока (нулевой сток), обусловленное промерзанием русла реки. Отметим, что в отличие от теплого сезона, когда для возобновления стока необходимо выпадение стокообразующих осадков, для стока холодного сезона достаточно повышения температуры воздуха [2].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исходя из определения периода зимней межени [2], за временные пределы данной фазы для рек бассейна р. Урал приняты границы гидрологического сезона (ноябрь–март), характеризующегося низкими и устойчивыми по величине расходами.

Изменение величин стока зимней межени проанализировано по данным многолетних наблюдений в четырех створах рек – Урал (Оренбург), Сакмара (Татарская Каргала), Илек (Веселый), Орь (Истемес), отличающихся физико-географическими условиями стокоформирования и площадью водосборов. Сток трех рек частично зарегулирован водохранилищами – Сакмарское вдхр. сезонного регулирования (р. Сакмара), Ириклинское (р. Урал) и Актюбинское вдхр. (р. Илек) многолетнего регулирования. Для определения синхронности колебаний величин годового и сезонного стока проведен анализ среднегодовых и 30-суточных значений минимального стока зимнего периода. В связи с тем, что для рек ЕТР 1978 г. установлен как пороговый год изменения водности [5], анализ изменений величин стока зимней межени исследуемого бассейна выполнен для двух периодов, близких по продолжительности – 1950–1977 гг. (28 лет); 1978–2008 гг. (31 год), а также для всего периода наблюдений 1950–2018 (69 лет). Для данных периодов определены даты наступления абсолютных минимумов, установлены параметры изменчивости суточных расходов и истощения стока – продолжительность, амплитуда и интенсивность истощения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Меженный сток является составной частью годового стока, что определяет тесную взаимосвязь между этими величинами. Сопоставление значений годового стока и 30-суточных значений минимального стока зимнего периода иллюстрирует определенную взаимообусловленность в изменениях данных величин (рис. 1). Установлено, что максимальная синхронность колебаний годового и зимнего стока характерна для р. Сакмара, водосборная территория которой охватывает горнолесные и лесостепные возвышенные участки. Ранее для данной реки установлен устойчивый характер внутригодового распределения стока за многолетний период, независимо от степени водности [10].

Синхронность колебаний величин годового стока и стока зимней межени характерна и для рек с водохранилищами многолетнего регулирования (Урал, Илек). Нарушение синхронности колебаний данных величин стока р. Урал закономерно отмечается в период заполнения Ириклинского водохранилища (1958–1964 гг.), несмотря на значительное удаление от створа реки в г. Оренбург (более 500 км). В отличие от годовых значений, сток зимней межени р. Илек характеризуется низкоамплитудными колебаниями, что свидетельствует об устойчивой тенденции к росту минимального стока, даже в маловодные годы. Отсутствие синхронных изменений величин стока демонстрирует р. Орь, особенно в период 1978–2018 гг.

Тенденция увеличения расходов зимней межени подтверждается ростом значений абсолютных минимумов, в том числе и в экстремально маловодные годы (табл. 1).

Отметим, что выявленные тенденции роста величин абсолютных минимумов зимней межени являются непосредственным отражением многолетних трансформаций внутригодового распределения стока. Несмотря на общую тенденцию увеличения доли зимнего стока, выявлены и определенные различия для рек исследуемого бассейна, обусловленные неоднородностью условий стокоформирования. В частности, о региональных особенностях формировании стока зимней межени свидетельствуют различные сроки наступления максимального (полного) истощения речного стока. Также обращает внимание изменение в датах наступления абсолютных минимумов стока современного периода по сравнению с 1950–1977 гг. (рис. 2).

Период истощения зимнего стока р. Урал менее продолжительный, чем у главного притока – р. Сакмара, и наблюдается в первой половине лимитирующего сезона (преимущественно в декабре), с постепенным нарастанием водности. Река Сакмара характеризуется продолжительным периодом истощения стока с минимальными значениями расходов воды во второй половине зимнего сезона (февраль). Для периода зимней межени р. Илек характерно интенсивное сокращение

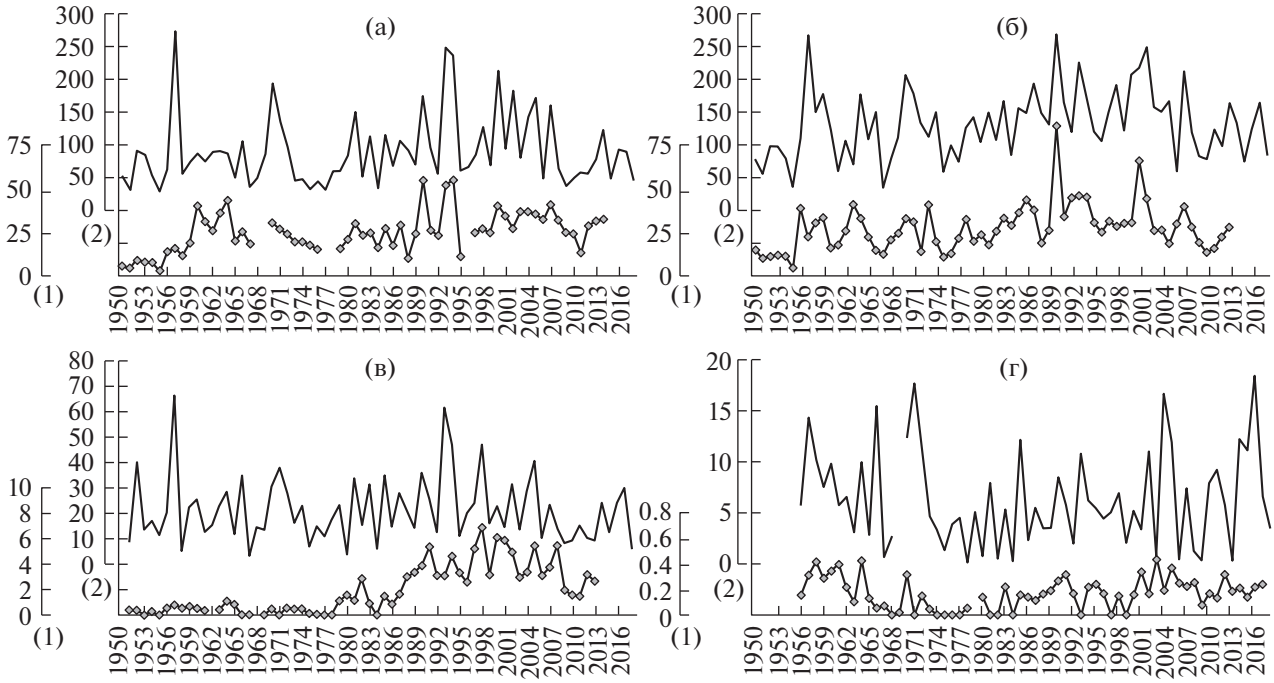

Рис. 1. Изменение величин стока 30-суточного минимального стока зимней межени (1) и годового стока (2) (Q, м^3/с): а – Урал (Оренбург); б – Сакмара (Сакмара); в – Илек (Веселый); г – Орь (Истемес).

водности, продолжающееся на протяжении всего зимнего периода с минимальными величинами речного стока в третьей декаде февраля–первой декаде марта.

Существенное увеличение водности рек в зимний период влияет и на сокращение изменчивости суточных расходов (табл. 2), что в целом согласуется с выявленной ранее тенденцией снижения межгодовой изменчивости речного стока в бассейне р. Урал [9, 11]. В связи с сокращением роли атмосферных осадков как источника питания в зимний период, многолетняя изменчивость зимнего стока существенно ниже изменчивости летне-осеннего стока [7].

Согласно данным табл. 2, устойчивое сокращение изменчивости стока зимнего периода характерно в первую очередь для рр. Илек и Орь, водосборные территории которых охватывают засушливые сухостепные ландшафты Зауралья. Коэффициенты вариации суточных расходов крупных рек Урал и Сакмара за рассматриваемый период не претерпели значительных изменений, за исключением последней декады марта.

Очевидно, что изменение сроков наступления, продолжительности и устойчивости межени обусловливает трансформацию параметров истощения стока, оценка которых в первую очередь важна для водохозяйственных целей. С учетом современных тенденций изменения стока зимней межени, можно утверждать о закономерном сокращении экстремальности маловодного периода. В то же время степень истощения речного сто-

Таблица 1. Абсолютные минимумы периода зимней межени в годы низкой водности

Река-пост	1955–1956		1975–1976		2010–2011	
	Q м^3/сек	Дата	Q м^3/сек	Дата	Q м^3/сек	Дата
Урал (Кизильское)	0.037	2.03	0.45	07.02	0.86	15.02
Урал (Оренбург)	2.30	12.02	16.20	15.12	7.12	23.01
Сакмара (Акъюлово)	0.065	12.01	0.73	01.01	1.52	30.01
Сакмара (Каргала)	4.20	20.01	10.50	19.02	11.00	07.01
Зилаир (Зилаир)	0.12	08.01	0.21	02.12	0.072	30.01
Илек (Веселый)	0.00	01.02	0.061	28.03	1.43	28.02
Жарлы (Адамовка)	–	–	0.00	09.02	0.20	21.02

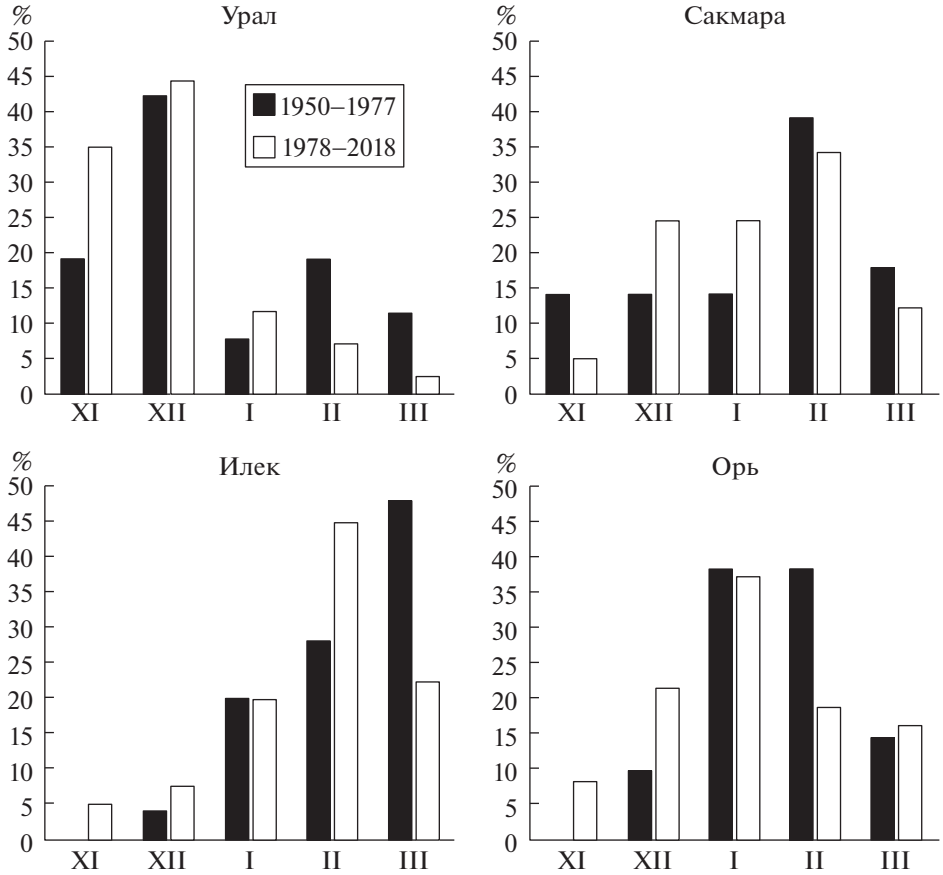

Рис. 2. Распределение дат (%) наступления абсолютного минимума стока зимней межени (1950–1977 гг.; 1978–2018 гг.)

ка в бассейне р. Урал по-прежнему крайне вариабельна и в отдельные годы довольно значительна, что подтверждают результаты оценки параметров истощения стока (табл. 3).

Продолжительность истощения зимнего стока (период между датами максимального и минимального расхода воды) сократилась в последние десятилетия, что обусловлено более ранними датами наступления абсолютных минимумов. Обращает внимание увеличение интенсивности истощения зимнего стока, что связано, прежде всего, с увеличением амплитуды колебаний расходов воды в условиях сокращения продолжительности истощения. Исходя из того, что амплитуда колебаний расходов холодного сезона определяется изменчивостью их максимальных значений, фик-

Таблица 2. Статистические характеристики суточных расходов зимней межени в бассейне р. Урал (периоды: числитель – 1950–1977 гг.; знаменатель – 1978–2008 гг.)

Река, период	Коэффициент вариации (C_v)					Коэффициент асимметрии (C_s)				
	XI	XII	I	II	III	XI	XII	I	II	III
Урал	0.16 / 0.14	0.14 / 0.13	0.07 / 0.10	0.06 / 0.07	0.33 / 0.23	0.38 / 0.86	0.77 / 1.72	0.77 / 0.81	2.07 / 0.58	1.33 / 1.31
Сакмара	0.62 / 0.65	0.53 / 0.98	0.59 / 0.48	0.52 / 0.50	0.97 / 0.54	1.39 / 1.18	0.58 / 1.04	0.51 / 1.20	1.91 / 1.35	1.53 / 2.03
Илек	0.30 / 0.20	0.36 / 0.14	0.39 / 0.12	0.22 / 0.14	0.86 / 0.70	0.18 / 0.43	1.83 / 1.46	1.74 / 3.79	2.07 / 3.82	0.28 / 1.20
Орь	0.10 / 0.09	0.21 / 0.10	0.37 / 0.16	0.17 / 0.08	0.85 / 0.42	–0.11 / 1.60	2.12 / 0.63	2.05 / 4.39	1.41 / 1.70	1.24 / 1.60

Таблица 3. Параметры истощения стока зимней межени в бассейне р. Урал

Река	Периоды	Продолжительность, суток	Амплитуда, $м^3/с$	Интенсивность истощения, $м^3/с/сут$
Урал	1950–1977	51	22.2	0.85
	1978–2008	31	20.4	1.02
	1950–2017	41	21.5	0.95
Сакмара	1950–1977	76	46.7	0.84
	1978–2008	67	53.0	1.38
	1950–2017	68	46.0	1.04
Илек	1951–1977	105	4.8	0.04
	1978–2008	95	6.9	0.08
	1950–2017	98	5.8	0.06
Орь	1957–1977	80	0.5	0.07
	1978–2008	66	0.2	0.004
	1957–2017	70	0.3	0.005

сируемых в начале сезона [8], можно сделать вывод об увеличении суточных расходов в первой-второй декадах ноября.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлена повсеместная трансформация внутригодового распределения стока в бассейне р. Урал, проявляющаяся, в том числе, в росте величин расходов зимней межени. В то же время, несмотря на преобладание однонаправленных сезонных изменений, для рек исследуемого бассейна характерны региональные различия, обусловленные в первую очередь площадью, густотой речной сети и физико-географическими условиями водосборных территорий. В частности, региональную специфику распределения стока зимней межени подтверждает пространственно-временная неоднородность в наступлении периода максимального истощения и дат абсолютных минимумов. Минимальные изменения внутригодового распределения стока установлены для рек, водосборы которых охватывают зональные лесостепные и горнолесные ландшафты (р. Сакмара), что свидетельствует о более высокой устойчивости параметров стока к климатическим флуктуациям. В целом увеличение стока зимней межени имеет важное практическое значение, так как величина стока данного периода является лимитирующим фактором гарантированного и устойчивого водопотребления. Соответственно, современные тенденции изменения водного режима рек бассейна р. Урал необходимо учитывать при определении регламента и норм использования водных ресурсов степной зоны.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Статья подготовлена в рамках выполнения государственной темы ИС УрО РАН № АААА-А21-121011190016-1 “Проблемы степного природопользования в условиях современных вызовов: оптимизация взаимодействия природных и социально-экономических систем”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Болгов М.В., Коробкина Е.А., Трубецкова М.Д., Филимонова М.К., Филиппова И.А.* Современные изменения минимального стока на реках бассейна р. Волга // Метеорология и гидрология/ 2014. № 3. С. 75–85.
2. *Владимиров А.М.* Минимальный сток рек СССР. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1970. 214 с.
3. *Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Кашутина Е.А., Барабанова Е.А.* Природно-климатические и антропогенные изменения стока Волги и Дона // Фундаментальная и прикладная климатология/ 2016. № 2. С. 55–78.
4. *Джамалов Р.Г., Сафронова Т.И., Телегина Е.А.* Внутригодовое распределение стока рек с оценкой роли зимней межени // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 6. С. 603–611.
5. *Джамалов Р.Г., Фролова Н.Л., Телегина Е.А.* Изменение зимнего стока рек Европейской части России // Водные ресурсы. 2015. Т. 15. № 6. С. 581–588.
6. *Дмитриева В.А., Нефедова Е.Г.* Гидрологическая реакция на меняющиеся климатические условия и антропогенную деятельность в бассейне Верхнего Дона // Вопросы географии. Сб. 145. Гидрологические изменения. М.: Издательский дом “Кодекс”. 2018. С. 285–297.
7. Закономерности гидрологических процессов / Под ред. Н.И. Алексеевского. М.: ГЕОС, 2012. 736 с.
8. *Комлев А.М.* Исследования речного стока. Избранные труды. Пермь: Изд-во Перм. гос. ун-та, 2006. 308 с.
9. *Магрицкий Д.В., Евстигнеев В.М., Юмина Н.М., Торопов П.А., Кенжебаева А.Ж., Ермакова А.Ж.* Изменения стока в бассейне р. Урал // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2018. № 1. С. 90–101.
10. *Павлейчик В.М., Сивохип Ж.Т.* Особенности многолетнего и сезонного стока рек бассейна р. Урал (на примере рр. Салмыш и Большой Ик) // Известия Иркутского государственного университета. 2018. Т. 24. С. 70–80.
11. *Сивохип Ж.Т., Павлейчик В.М., Чибилев А.А., Падалко Ю.А.* Проблемы устойчивого водопользования в трансграничном бассейне реки Урал // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 4. С. 504–516.
12. Современные ресурсы подземных и поверхностных в Европейской части России: формирование, распределение, использование / Под ред. Джамалова Р.Г., Фроловой Н.Л. М.: ГЕОС, 2015. 320 с.

CHANGE OF RIVER RUNOFF OF WINTER LOW WATER OF THE BASSIN RIVER URAL

Zh. T. Sivokhip[a, #], V. M. Pavleychik[a], and Academician of the RAS A. A. Chibilev[a]

[a] *Institute of Steppe of the Urals Branch of the Russian Academy of Sciences, Orenburg, Russian Federation*

[#]*E-mail: sivohip@mail.ru*

The results of the analysis of trends in river runoff changes during the winter dry season in the river basin are presented Ural. The long-term dynamics of runoff parameters is considered, taking into account the phases of different water content. It has been established that the water regime of the rivers of the studied basin is characterized by a stable tendency towards a decrease in the share of spring runoff and an increase in the share of runoff in winter. The increase in the share of winter runoff is due to an increase in the frequency and duration of positive temperature anomalies, as well as an increase in the share of base (underground) river recharge. Comparison of the values of the annual runoff and 30-day values of the minimum runoff in the winter period illustrates a certain interdependence in the changes in these values. It is noted that, in spite of the general tendency of an increase in the winter low-water flow rates, certain differences were also revealed for the rivers of the studied basin, due to the heterogeneity of the conditions of runoff formation. The regional features of the formation of the winter low-water runoff confirm the different dates of the onset of the maximum (complete) depletion of the river runoff. A significant increase in the water content of rivers in winter affects a decrease in the variability of daily flow rates, which is consistent with the previously established trend of a decrease in the interannual variability of river runoff in the river basin Ural. In conclusion, it is noted that an increase in the winter low-water runoff is of great practical importance, since the runoff value of a given period is a limiting factor in guaranteed and sustainable water consumption. Accordingly, the current trends in the change in the water regime of the rivers Urals basin must be taken into account when determining the regulations and norms for the use of water resources in the steppe zone.

Keywords: river runoff, steppe zone, water regime, low water period, winter low water period, runoff depletion