

# Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

№ 6 • 2021 • НОЯБРЬ–ДЕКАБРЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                                                                                                                |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Трофимов В.Т. О ряде позиций теоретических оснований нового содержания геоэкологии                                                                                                                                                                             | 3   |
| Мануилова Е.А. Локализация месторождений нефти и газа в зависимости от типов новейших структур на территории Западно-Сибирской плиты                                                                                                                           | 10  |
| Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение тектоносферы Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов по геофизическим данным                                                                                                                  | 20  |
| Гущина М.Ю. Литогеохимические особенности и условия образования позднеюрско-раннемеловых туфотерригенных пород в районе Усть-Бельских гор (северо-запад Корякского нагорья)                                                                                    | 30  |
| Тевелев А.В., Соболев И.Д., Борисенко А.А., Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Коптев Е.В., И.А. Кошелева, Жак Ю. Начальный этап раннекаменноугольного рифтинга на Южном Урале: первые результаты U-Pb датирования циркона из гранитоидов неплеевского комплекса  | 40  |
| Латыпова М.Р., Хотылев О.В., Балущкина Н.С., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Копаевич Л.Ф., Карпова Е.В., Чуркина В.В. Обстановки осадконакопления абалакской свиты и вогулгинской толщи на территории Каменной вершины Красноленинского свода (Западная Сибирь) | 49  |
| Глухов А.Н., Прийменко В.В., Самсонов А.А. Возраст и тектоническая позиция эпitherмального золотого оруденения Омолонского массива (северо-восток Азии)                                                                                                        | 61  |
| Богуславский М.А., Сагалевиц В.Д., Прокофьев В.Ю. Новые данные об условиях формирования золотой минерализации месторождения Голец Высочайший (Бодайбинский район, Россия)                                                                                      | 70  |
| Бурмистров А.А., Викентьев И.В., Ярцев Е.И. Использование методов структурно-петрофизического анализа для оценки метаморфогенных преобразований вмещающих пород и руд Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал)                     | 77  |
| Марунова Д.А., Пронина Н.В., Калмыков А.Г., Иванова Д.А., Калмыков Г.А. Стадии преобразованности органического вещества пород тутлеймской свиты в зависимости от его мацерального состава                                                                      | 86  |
| Тихонова М.С., Калмыков А.Г., Иванова Д.А., Видищева О.В., Калмыков Г.А., Борисов Р.Б. Модель распределения углеводородных соединений в пустотном пространстве баженовского горизонта                                                                          | 98  |
| Булатов Т.Д., Козлова Е.В., Пронина Н.В., Коробова Н.И., Леушина Е.А., Воропаев А.В., Панченко И.В., Морозов Н.В., Спасенных М.Ю. Кероген I типа в породах баженовской свиты Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна                                      | 110 |
| Заграновская Д.Е., Исаева С.И., Вилесов А.П., Шашель В.А., Захарова О.А., Беляков Е.О., Демин В.Ю., Кудин И.Л., Калмыков Г.А. Строение протяженных резервуаров отложений доманиковой формации и методы их петрофизической интерпретации                        | 120 |
| Куликов В.А., Ионичева А.П., Королькова А.В., Пушкарев П.Ю., Соколова Е.Ю., Яковлев А.Г. Трехмерная инверсия данных магнитотеллурических зондирований в Южном Приладожье                                                                                       | 133 |
| Гоев А.Г., Санина И.А., Константиновская Н.Л., Овчинникова О.В. Возможности изучения слабой сейсмичности в центральной части Восточно-Европейской платформы с помощью новой широкополосной сейсмической станции «Александровка»                                | 142 |
| Алфавитный указатель статей и материалов, опубликованных в журнале в 2021 году                                                                                                                                                                                 | 150 |

## CONTENTS

|                                                                                                                                                                                                                                                                              |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Trofimov V.T. About a number of positions of theoretical foundations of the new geoecology content .....                                                                                                                                                                     | 3   |
| Manuilova E.A. Localization of oil and gas deposits depending on the types of new structures on the territory of the West Siberian plate .....                                                                                                                               | 10  |
| Ryzhova D.A., Kosnyreva M.V., Dubinin E.P., Bulychev A.A. The structure of the tectonosphere the Mozambique and Madagascar ridges by geophysical data .....                                                                                                                  | 20  |
| Gushchina M.Yu. Lithogeochemical features and formation environment of the Late Jurassic–Early Cretaceous tuff-terrigeneous rocks of Ust-Belsky Mountains (North-west of Koryak highlands) .....                                                                             | 30  |
| Tevelev A.V., Sobolev I.D., Borisenko A.A., Pravikova N.V., Kazansky A.J., Koptev E.V., Kosheleva I.A., Žák J. The initial stage of Early Carboniferous rifting in the Southern Urals: first results of zircon U-Pb dating from granitoids of Nepluyevka complex .....       | 40  |
| Latypova M.R., Khotylev O.V., Balushkina N.S., Kalmykov A.G., Kalmykov G.A., Kopaevich L.F., Karpova E.V., Churkina V.V. Sedimentary conditions of the Abalak formation and Vogulinskaya strata on the area of Kamennaya summit (Krasnoleninsky arch, Western Siberia) ..... | 49  |
| Glukhov A.N., Priymenko V.V., Samsonov A.A. The age and tectonic position epithermal gold mineralization Omolon Massif (North-East Asia) .....                                                                                                                               | 61  |
| Boguslavskiy M.A., Sagalevich V.D., Prokofiev V.Yu. New data on the formation conditions of the Golets Vysochaishiy gold deposit (Bodaibinskiy district, Russia) .....                                                                                                       | 70  |
| Burmistrov A.A., Vikentyev I.V., Yartsev E.I. Application of methods of structural petrophysical analysis for estimating metamorphogenic transformations of host rocks and ores of Dzhusa massive sulfide deposit (South Urals) .....                                        | 77  |
| Marunova D.A., Pronina N.V., Kalmykov A.G., Ivanova D.A., Kalmykov G.A. Organic matter maturation stages in Tutleim formation rocks depending on maceral composition .....                                                                                                   | 86  |
| Tikhonova M.S., Kalmykov A.G., Ivanova D.A., Vidishcheva O.N., Kalmykov G.A., Borisov R.B. Model of hydrocarbon compounds distribution in pore space of bazhenov horizon .....                                                                                               | 98  |
| Bulatov T.D., Kozlova E.V., Pronina N.V., Korobova N.I., Leushina E.A., Voropaev A.V., Panchenko I.V., Morozov N.V., Spasennykh M.Yu. Type I kerogen in the Bazhenov formation rocks of the West Siberian petroleum basin .....                                              | 110 |
| Zagranovskaya D.E., Isaeva S.I., Vilesov A.P., Shashel V.A., Zakharova O.A., Belyakov E.O., Demin V.Yu., Kudin I.L., Kalmykov G.A. Structure of continuous reservoirs in the Domanik formation and petrophysical interpretation methods .....                                | 120 |
| Kulikov V.A., Ionicheva A.P., Korolkova A.V., Pushkarev P.Yu., Sokolova E.Yu., Yakovlev A.G. Three-dimensional inversion of magnetotelluric sounding data in the Southern Ladoga area .....                                                                                  | 133 |
| Goev A.G., Sanina I.A., Konstantinovskaya N.L., Ovchinnikova O.V. Possibilities of studying weak seismicity in the central part of the East-European platform using the new broadband seismic station «Aleksandrovka» .....                                                  | 142 |
| <i>Index of articles and materials published in journal in 2021 year</i> .....                                                                                                                                                                                               | 150 |



УДК 55; 504; 524

**В.Т. Трофимов<sup>1</sup>**

## О РЯДЕ ПОЗИЦИЙ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСНОВАНИЙ НОВОГО СОДЕРЖАНИЯ ГЕОЭКОЛОГИИ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Охарактеризованы представления о содержании понятия «геоэкологическое пространство»; типах; научных содержательных и прикладных задачах; типах систем, изучаемых геоэкологией, теоретические основания которой разработаны на базе концепции экологических функций абиотических сфер Земли. Выделены типы и группы показателей, используемых для оценки геоэкологических условий.

*Ключевые слова:* геоэкология, геоэкологическое пространство, задачи и системы геоэкологии, показатели геоэкологических условий.

The ideas about the content of the concept of “geoecological space”, types, scientific content and applied tasks, types of systems studied by geoecology, theoretical foundations of which are developed on the basis of the concept of environmental functions of abiotic spheres of the Earth are characterized. Types and groups of indicators used to assess geoecological conditions.

*Keywords:* geoecology, geoecological space, tasks and systems of geoecology, indicators of geoecological conditions.

**Введение.** В геоэкологии отсутствует общепризнанная ее теоретическая база как науки. В связи с этим в многочисленных публикациях содержание, структура, задачи и другие атрибуты рассматриваются неодинаково. Этим обусловлены научно-содержательные парадоксы геоэкологии [Трофимов, 2009, 2020].

С целью устранения такого положения автором предложен новый подход [Трофимов, 2005, 2006], а затем он был реализован в виде новых теоретических оснований геоэкологии как междисциплинарной науки [Трофимов, 2021]. Разработка названных теоретических оснований проведена на базе концепции экологических функций абиотических сфер Земли — атмосферы, поверхностной гидросферы, литосферы и педосферы. Именно ресурсная, геохимическая, геофизическая и геодинамическая экологические функции этих геосфер обуславливают ресурсное и энергетическое обеспечение функционирования живого, включая социум. Эта концепция в наиболее полном объеме охарактеризована в монографии «Экологические функции абиотических сфер Земли» [Трофимов и др., 2018]. На базе этой концепции геоэкология определена как *междисциплинарная наука, изучающая экологические функции абиотических сфер Земли (экотоп экосистем), закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под влиянием современных природных и антропогенных воздействий в связи с жизнью и деятельностью биоты, включая человека (биоценоз экосистемы).*

В работе [Трофимов, 2021] были охарактеризованы многие позиции новых теоретических осно-

ваний геоэкологии как междисциплинарной науки: представления о содержании, объекте, предмете, логической и научной структурах геоэкологии, геоэкологических условиях и их состоянии, положении геоэкологии в системе наук о Земле и биосфере. Однако в силу ограниченного объема статьи ряд важнейших позиций не мог быть описан. Среди них содержание понятия «геоэкологическое пространство»; типы задач и систем, изучаемых в геоэкологии; научные и практические задачи; типы и группы показателей, используемых для оценки геоэкологических условий. Перейдем к их характеристике.

**Геоэкологическое пространство — область формирования и функционирования экологических функций абиотических сфер Земли.** В работах [Розанов, 2015а; Трофимов, 2005, 2009, 2020] была доказана многоликость понимания основополагающих позиций геоэкологии. Естественно, что это в полной мере относится и к ее терминологической базе, разработке которой геоэкологи не уделяли должного внимания. Содержание кратких словарей-справочников, учебников и учебных пособий мало способствовало развитию специальной геоэкологической терминологии, поскольку в них в основном приводились термины экологии и экологизированных разделов естественных и других наук. В итоге создалась ситуация, когда в геоэкологии отсутствует четко сформулированная, общепринятая понятийно-терминологическая база как обязательный атрибут любой науки. В статье [Трофимов, 2021] определено, как отмечено во введении, содержание ряда таких понятий. Рассмотрим и понятия, используемые для характеристики пространственного аспекта геоэко-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, заведующий кафедрой инженерной и экологической геологии, профессор, докт. геол.-минер. н., профессор; e-mail: trofimov@rector.msu.ru

логии. К этой категории относятся понятия «геологическая среда» и «геологическое пространство».

Первое из этих понятий — «**геологическая среда**» — использовал И.Е. Тимашев начиная с 2000 г. В работе 2008 г. он писал: «Окружающие человека ландшафты, обеспечивая необходимые условия жизнедеятельности, прежде всего воздух, воду, пищу и тепло, являются в то же время главным ресурсным источником и ареной материального производства. Однако на Земле еще немало территорий, ландшафты которых практически не пригодны для постоянного проживания или длительного пребывания человека. Во многом из-за этого они пока еще полностью или в значительной степени остаются вне сферы социально-экономических интересов и практической деятельности общества (пустыни, высокогорья и др.). Решающее значение для общества имеет другая часть ландшафтной оболочки — системная совокупность нетронутых или измененных ландшафтов (геосистем) любого уровня, главным образом за счет которых обеспечиваются в той или иной степени экологические и материальные потребности человека в пределах определенных территорий на данный период времени. Эту наиболее значимую составляющую ландшафтного окружения, на наш взгляд, целесообразно выделять особо, в качестве *геоэкологической среды*».

Разумеется, общество нуждается в *благоприятной геоэкологической среде*, отвечающей его потребностям в необходимой или наибольшей степени» [Тимашев, 2008, с. 15, 16].

Мой вывод: это слишком антропоцентрично: тот, кто использует такое словосочетание в данном его содержании, должен задуматься, отвечает ли оно его взглядам и современной идеологии геоэкологии. С моей точки зрения, нет, не отвечает.

Понятие «**геоэкологическое пространство**» используют многие исследователи, но его содержание определялось немногими. В частности, по Л.Л. Розанову, в «качестве эмпирического научного обобщения выступает концепция *геоэкологического пространства*, трактующая сферу жизнедеятельности человека, животных и растений как взаимодействующую совокупность естественных (природных), искусственных (техногенных) и переходных, промежуточных (техноплагенных) веществ, тел, факторов [Розанов, 2010]. Понятия «геоэкологическое пространство» и «окружающая среда» соотносятся как часть и целое.

В геоэкологическом пространстве осуществляется человеческая деятельность. Она прямо или опосредованно изменяет ресурсовоспроизводящие и средовоспроизводящие процессы в геоэкологическом пространстве, нарушает механизмы обратимости природных условий в «территориально-человеческом измерении». В исследовании геоэкологического пространства методологически базовое значение имеет процессоведческий подход. Процессность выступает не только как воспроиз-

водство определенных качественных состояний геоэкологического пространства, но и как переход от одного его качества к другому» [Розанов, 2015а, с. 29–30].

Это понятие использовал и В.В. Куриленко [2004]. В нашей совместной с ним работе содержание указанного понятия охарактеризовано так: «Пространство, в котором абиотические компоненты экосистем высокого уровня организации, находясь в функциональном единстве с биотической компонентой геосферных оболочек Земли, способствуют саморегуляции и самовосстановлению этих систем, В.В. Куриленко предложил рассматривать в качестве *геоэкологического пространства*. Аспекты его изучения в разных естественных науках различаются. В рамках географических наук геосферные оболочки изучают в основном как *современную окружающую среду*, в пределах которой распространены живые организмы, причем литогенная оболочка рассматривается на глубину проникновения в нее биоты. В рамках же геологических наук (как и биологических наук) геосферные оболочки рассматриваются в историческом аспекте их эволюции и роли в зарождении жизни на Земле, формировании и эволюционном развитии экосистем под влиянием экологических функций, изменяющихся в свою очередь в зависимости от природных и антропогенных воздействий» [Трофимов, Куриленко, 2015, с. 101].

Смысл понятен, приемлем; кажется, что все близко, но есть отличия. Итог рассмотрения материала: в геоэкологии нет однозначного названия и определения пространственно-объемных категорий экосистем, в которых функционирует биота, не разработан вопрос о структуре этого однозначно понимаемого понятия. В связи с этим уместно напомнить высказывание А.Г. Исаченко следующего содержания: «... географическая среда — это не случайный набор различных экологических факторов и условий, а сложно организованная совокупность геосистем различных уровней. И пока мы не разберемся в структуре и функционировании этих геосистем, в их иерархических соотношениях, закономерностях их дифференциации и интеграции, бесперспективно говорить о решении экологических проблем, стоящих перед человечеством» [Исаченко, 2003, с. 26]. Заменяв словосочетание «географическая среда» на «геоэкологическое пространство», мы получим ситуацию в геоэкологии: без решения этого вопроса теоретический базис геоэкологии как междисциплинарной науки не создать.

Мое мнение: наиболее логична позиция В.В. Куриленко. С учетом этого и исходя из содержания концепции, на базе которой разработаны новые теоретические основания геоэкологии как междисциплинарной науки, дам более строгое определение содержания рассматриваемого понятия: *геоэкологическое пространство* — *совокупная взаимосвязанная часть геосфер Земли, в пределах которой сформированы экологические функции ее абиотических*

*сфер, обеспечивающие ресурсные и энергетические условия жизнедеятельности биоты.* Это теоретическое содержание понятия<sup>2</sup>. В его объеме должны рассматриваться глобальные проблемы геоэкологии, вопросы взаимодействия абиотических сфер Земли между собой, влияние на них антропогенных воздействий и их экологические последствия.

В практической деятельности при решении геоэкологических вопросов, в том числе при инженерно-экологических изысканиях, изучается лишь часть геологического пространства, представленного приземной частью атмосферы, поверхностной гидросферой и приповерхностной частью литосферы, экологические функции которых обеспечивают условия функционирования живого. В этом случае рационально оценивать *ресурсы геоэкологического пространства, под которыми подразумевается геоэкологическое пространство, необходимое для расселения и существования биоты, в том числе для жизни и деятельности человека и как биологического вида, и как социума.* Структура ресурсов включает ресурсы геоэкологического пространства как место обитания биоты, как место расселения человека, как вместилище наземных и подземных сооружений, как место захоронения и складирования отходов, включая высокотоксичные, радиоактивные и др.

Для ресурсной характеристики конкретной территории целесообразно использовать понятия «ресурсный потенциал» и «качество ресурса». Под первым из них — *ресурсным потенциалом геоэкологического пространства* — понимается *совокупность перспективных, возможных к освоению площадей и объемов этого пространства.* К основным элементам, составляющим и определяющим ресурсный потенциал, относятся: 1) пригодность геоэкологического пространства для расселения биоты, в том числе человека; 2) пригодность территории для всех видов хозяйственного освоения.

Под *качеством ресурса геоэкологического пространства* понимается *степень пригодности массива литосферы для того или иного конкретного вида освоения.* Под освоением в данном случае подразумевается как любой вид инженерно-хозяйственного освоения, так и «обживание» этой территории биологическими видами. При этом рассматривается расселение биоты не только естественное, но и искусственное, вызванное созданием заказников, заповедников, сельскохозяйственной деятельностью человека.

В заключение подчеркнем, что при изучении геоэкологического пространства огромное внимание необходимо уделять анализу крупномасштабных процессов в литосфере, которые имеют такие же по масштабу экологические последствия. К их числу относятся современная геодинамика литосферы и связанные с ней вулканизм, землетрясения, дегазация Земли, приводящая к формированию так назы-

ваемых озоновых дыр, взаимодействие природных геофизических полей, техногенных физических и ионосферных полей.

**Типы, научные содержательные и прикладные задачи геоэкологии.** *Типы задач, исследуемых геоэкологией.* Геоэкология, как и многие науки, исследует задачи трех типов: морфологические, ретроспективные и прогнозные. Первый тип — *морфологические задачи* — это задачи, связанные с изучением состава, состояния, строения и свойств анализируемой системы, ее геоэкологических условий в целом. Решение задач этого типа позволяет ответить на вопрос: что это за система и какие качества ей присущи, а также получить качественные и количественные показатели, характеризующие современные геоэкологические условия (обстановку) изучаемого объекта. Именно эти задачи решает специалист в процессе натурных исследований и камеральной обработки материалов.

Следует подчеркнуть, что решение морфологических задач, по существу, — проблема диагноза с фиксированным временем. Следовательно, такие задачи рассматриваются как статические, не фиксирующие изменения геоэкологических условий во времени или изменения анализируемой системы и взаимоотношений входящих в нее подсистемных элементов. По сути, это фиксация современных геоэкологических условий, их современного состояния на определенную временную дату.

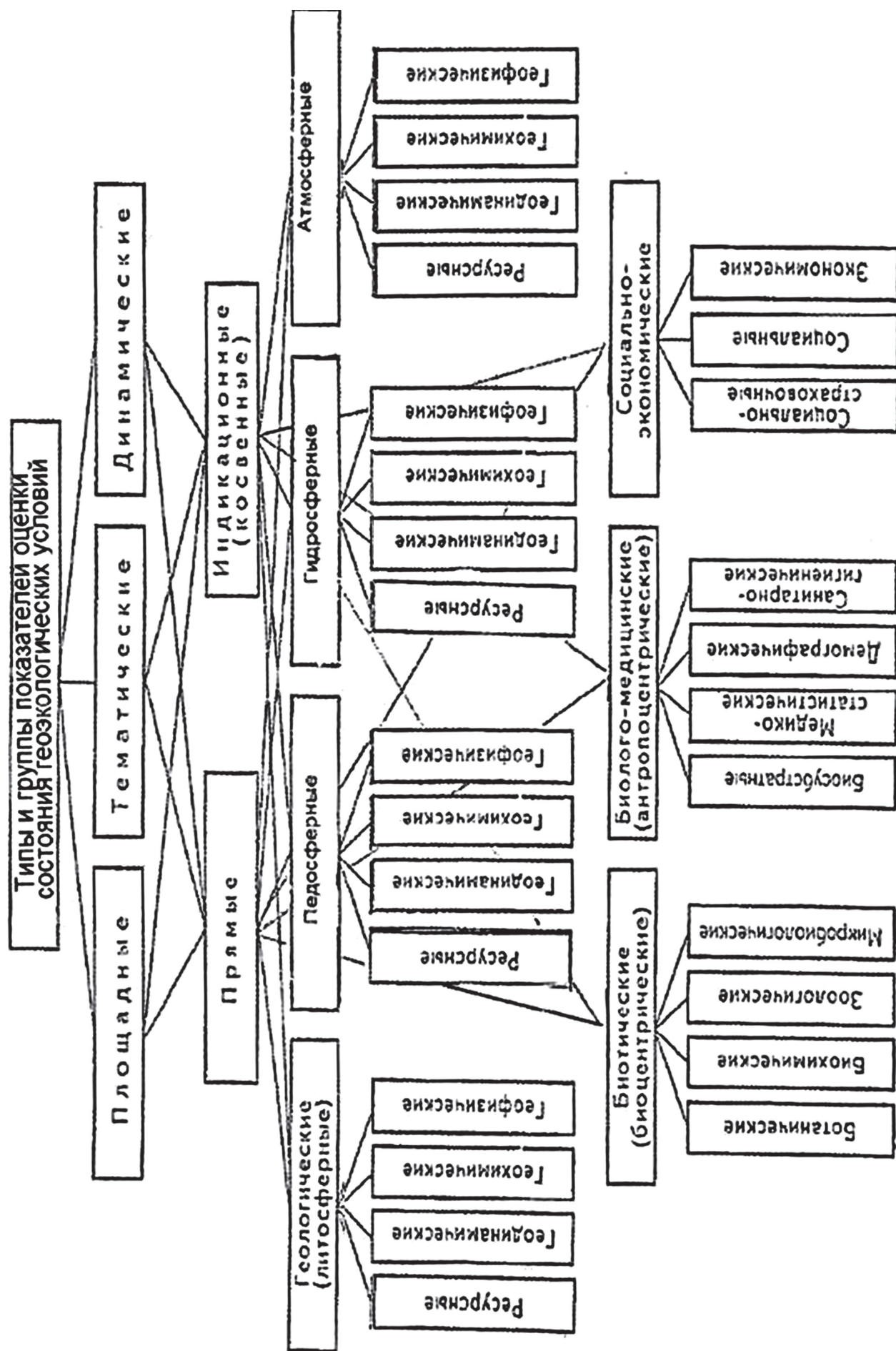
*Ретроспективные задачи* — задачи, обращенные в прошлое и связанные с изучением (точнее, с восстановлением) истории формирования объекта исследования, формирования его современного качества. Решение задач этого типа позволяет ответить на вопросы: почему объект такой, и каким путем он сформировался? Классический пример задач такого типа — исследование истории формирования геоэкологических условий какой-либо экосистемы или, например, эколого-геологических условий, их составляющих. Методика решения ретроспективных задач основана на общегеологических и исторических методах.

Подчеркнем, что решение ретроспективных задач опирается на данные, полученные при исследовании морфометрических задач. Именно эта информация используется при восстановлении последовательности и характера событий во времени (исторические аспекты), при вскрытии причинно-следственных связей (генетические аспекты) для эколого-геологической составляющей геоэкологических условий. Эти задачи решаются в логической временной системе (геологическое время), но заключительные этапы рассматриваются в физическом времени с точкой отсчета от начала эры техногенеза, т. е. с начала XVIII столетия.

*Прогнозные задачи* — задачи, связанные с изучением поведения, тенденций развития исследуемой

<sup>2</sup> По объему и содержанию это близко к понятию «экосфера» [Голубев, 2013].





Систематика показателей, используемых при оценке состояния геоэкологических условий (составил В. Т. Трофимов)

системы в будущем под воздействием различных причин природного и техногенного происхождения. Решение задач этого типа позволяет ответить на вопрос: как будет вести себя объект в будущем при тех или иных воздействиях. В геоэкологии приходится решать задачи пространственного, временного и пространственно-временного прогноза изменения экосистемы или определенной ее части, например, эколого-геологической системы под влиянием причин естественных (природных), техногенных или их совместного действия. Методика решения прогнозных задач разработана значительно слабее, чем морфологических и ретроспективных.

Прогнозные задачи — это задачи динамические, которые решают в физическом времени. Их решение опирается на данные, полученные при исследовании морфологических и ретроспективных задач. Учет данных, полученных при решении задач последнего типа, в подавляющем большинстве ситуаций обязателен, особенно при анализе развития эколого-геологической составляющей геоэкологических условий. Поясним это положение.

При разработке прогноза поведения природно-технической системы учитываются, с одной стороны, типы и интенсивность воздействия технической подсистемы на верхние горизонты земной коры, а с другой — особенности современного развития данного массива. Может сложиться такая ситуация, когда на момент изысканий интенсивность двух геологических процессов в этом массиве одинакова. Однако анализ истории развития этих процессов (ретроспективная задача) свидетельствует, что первый из них развивался к моменту изысканий прогрессивно, а второй — уже снижал свою активность. Именно это позволяет прогнозировать ход их развития в необходимом промежутке времени и по-разному оценивать роль в прогнозировании поведения создаваемой природно-технической системы.

При проведении тематических работ исследователь может решать лишь один тип задач, например, морфологические. При проведении региональных и изыскательских работ приходится решать задачи всех трех типов.

#### **Научные содержательные задачи геоэкологии.**

Они, как и ее содержание, были сформулированы многими исследователями. Их содержание менялось у авторов во времени (в том числе и у меня). Ряд выдвинутых предложений получил развитие. Однако общепризнанного перечня этих задач как не было, так и нет. Во многом это было обусловлено сложностью вопроса, но главное — отсутствием научной концепции, на базе которой можно было бы объединить разработки, проводившиеся в разных экологизированных направлениях классических естественных наук. В конце прошлого — начале текущего столетия в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова такая концепция была разработана — это концепция экологических функций абиотических сфер Земли.

С учетом сказанного отнесем к числу актуальных в данное время содержательных задач геоэкологии следующие:

1) разработка теоретических основ геоэкологии как междисциплинарной науки с четкой формулировкой всех необходимых атрибутов науки — содержания, терминологии, структуры, проблем и задач, определения места в системе наук о Земле и Жизни;

2) изучение морфологических особенностей экологических функций абиотических сфер Земли как экотопа экосистем, закономерностей их формирования под влиянием природных процессов в ходе геологического развития Земли и их роль в обеспечении жизнедеятельности биоты;

3) изучение трансформации морфологических особенностей экологических функций абиотических сфер Земли под влиянием природных и антропогенных воздействий в эпоху техногенеза и ее влияния на биоту, социум, экосистемы в целом;

4) разработка теории и методов оценки устойчивости экологических функций абиотических сфер Земли к техногенным воздействиям с точки зрения изменения ее экологических функций;

5) исследование глобальной роли экологических функций абиотических сфер Земли, последствий взаимодействия этих сфер между собой, техносферой и живым;

6) разработка методологических и методических вопросов геоэкологии;

7) участие в разработке теории и методов научного обоснования управления состоянием и свойствами литотопа экосистем (массивов приповерхностной части литосферы) с целью сохранения или улучшения их экологических функций;

8) разработка теории и методики геоэкологического обоснования инженерной защиты территорий, объектов и сооружений от природных и антропогенных геологических процессов, ухудшающих экологические условия.

Этот перечень научных задач, достаточно широких по объему, должен быть конкретизирован в экологизированных направлениях классических естественных наук, которые исследуют абиотические сферы Земли и их влияние на функционирование биоты. Рационально увязать список этих задач с экологическими функциями конкретной абиотической сферы, которые выделены в их классификации. Это уже осуществлено в экологической геологии [Экологические..., 2000].

**Прикладные задачи геоэкологии.** В укрупненном виде и типологическом плане они могут быть сформулированы так:

1) более активное участие специалистов-геоэкологов в работах по разработке нормативных и директивных документов по вопросам окружающей среды и инженерно-экологических изысканий;

2) установление закономерностей влияния техногенного загрязнения на экологические свойства и функции абиотических сред различных климатических зон и крупных геологических структур, включая

их приповерхностную часть; их оценка и отражение значения трансформации для биоты указанных объектов в нормативных документах;

3) обоснование рационального использования ресурсов литосферы для нормального функционирования экосистем;

4) геоэкологическое обоснование разработки и принятия решений по управлению экотопом экосистем или экосистемами при подготовке реализации крупных проектов;

5) участие в подготовке нового поколения специалистов-геоэкологов. Эта позиция чрезвычайно важна; выделяю ее в отдельный подраздел.

**Типы экосистем, исследуемых при геоэкологических исследованиях.** К числу таковых относятся следующие: природная экосистема реальная; природная экосистема идеальная; природно-техническая экосистема идеальная и природно-техническая экосистема реальная.

*Природную экосистему реальную* исследуют при проведении геоэкологических исследований на неосвоенной территории, в пределах которой техногенно обусловленные изменения геоэкологической обстановки, строго говоря, отсутствуют. Все работы направлены на получение данных о составе, состоянии и экологических свойствах и функциях абиотических сфер Земли и взаимодействующей с ними биоты.

Изученная эколого-геологическая система первого типа в дальнейшем может быть использована при прогнозных исследованиях, при которых анализируются возможные последствия природных воздействий. В этом случае изучается уже система второго типа — *природная экосистема идеальная*. При этом рассматривают возможность изменения существующих геоэкологических условий только под влиянием меняющихся природных воздействий.

Системы первого типа можно использовать также при изучении *природно-технической экосистемы идеальной*, исследуемой в процессе прогнозирования изменения геоэкологической обстановки под влиянием тех или иных видов техногенных (с учетом возможных природных) воздействий в процессе освоения данной территории.

*Природно-техническая экосистема реальная* исследуется на освоенных территориях и включает в свой состав уже существующие инженерные сооружения, а чаще их комплекс и несет в себе последствия и природных, и, главным образом, техногенных воздействий. На базе изучения таких систем определяется их современное состояние и разрабатываются, в случае необходимости, методы управления их состоянием с целью сохранения или улучшения.

**Типы и группы показателей, используемых для оценки геоэкологических условий.** При оценке состояния геоэкологических условий используются показатели разных типов. Они могут быть тематическими, площадными (пространственными) и дина-

мическими. Первые — *тематические* — представляют содержательные показатели, характеризующие состояние геоэкологической обстановки, биоты или их отдельных компонентов. *Пространственные критерии* оценивают площадь или объем нарушений по перечисленным выше тематическим показателям. *Динамические критерии* характеризуют скорость нарастания неблагоприятных изменений, выявленных по тематическим показателям.

С содержательной точки зрения все эти критерии достаточно многообразны: геологические, почвенные, гидросферные, атмосферные, биотические, медико-санитарные, социально-экономические, причем все они включают по несколько групп показателей (рисунков). Среди них могут быть как *прямые*, так и *индикаторные* показатели. Первые непосредственно измеряются, регламентируются нормативными документами или выражаются по отношению к фону или кларку. Они общеприняты и используются как при научных исследованиях, так и при инженерно-экологических изысканиях.

*Индикаторные* (индикационные) *критерии* более специфичны. В ресурсной группе они включают в себя остаточные запасы с учетом достигнутого уровня потребления (количество лет); для ресурсов, необходимых для жизни биоты, и ресурсов геологического пространства критерии оценки пока разработаны слабо. В геодинамических группах они включают в себя помимо площадных, объемных (энергетических) и динамических еще и медико-санитарные (для оценки воздействия катастрофических процессов), ботанические и зоологические. В геохимических группах критериев — это оценка степени загрязнения литосферы через геохимические и биохимические показатели ( $Z_c$  — суммарный показатель химического загрязнения;  $A_k$  — отношение содержания элемента в золе растений к его содержанию в горной породе), коэффициент техногенной нагрузки, избыток, недостаток или дисбаланс элементов в породах, почвах и растительности. В геофизической группе критерии оценки разработаны слабо, за исключением оценки уровня радиационного излучения, который гостирован. В этой ситуации используются нормативы физических воздействий.

**Выводы.** 1. Сформулировано новое содержание понятия «геоэкологическое пространство» как совокупной взаимосвязанной части геосфер Земли, в пределах которой сформированы экологические функции ее абиотических сфер, обеспечивающие ресурсные и энергетические условия жизнедеятельности биоты.

2. Определены типы, научные и практические задачи геоэкологии, теоретические основы которой разработаны на базе концепции экологических функций абиотических сфер Земли.

3. Представлена систематика показателей, используемых при оценке состояния геоэкологических условий.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Голубев Г.Н.* Глобальные изменения в экосфере. М.: Желдориздат, 2002. 365 с.
- Исаченко А.Г.* Введение в экологическую географию: Учеб. пособие. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2003. 191 с.
- Куриленко В.В.* Экологическая геология: ее роль в науках о Земле и место в структуре экологического знания // Школа экологической геологии и рационального недропользования: Мат-лы 5-й межвузовской молодежной науч. конф. СПб.: 2004. С. 45–61.
- Розанов Л.Л.* Современное геоэкологическое знание // Научный диалог. 2015а. № 2(18). С. 21–40.
- Розанов Л.Л.* Геоэкологическое знание: итоги и перспективы // Вестн. МГОУ. Сер. Естественные науки. 2015б. № 3. С. 54–65.
- Тимашев И.Е.* Геоэкология и главный компонент земного ландшафта // Мир геоэкологии. М.: ГЕОС, 2008. С. 11–21.
- Трофимов В.Т.* Геоэкология: современное состояние, причины многоликости, постулаты формирования ее нового теоретического содержания // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 2005. Вып. 13. С. 129–138.
- Трофимов В.Т.* Новый теоретический подход к определению содержания и развития геоэкологии // Геоэкология. 2006. № 2. С. 216–225.
- Трофимов В.Т.* Парадоксы современной геоэкологии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2009. № 4. С. 3–13.
- Трофимов В.Т.* Теоретические аспекты геоэкологии. М.: КДУ, Университетская книга, 2020. 148 с.
- Трофимов В.Т.* Теоретические основания геоэкологии как междисциплинарной науки, построенной на базе концепции экологических функций абиотических сфер Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 5. С. 3–12.
- Трофимов В.Т., Куриленко В.В.* Экологические функции абиотических сфер Земли: содержание и значение для становления нового теоретического базиса геоэкологии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 2. С. 93–102.
- Трофимов В.Т., Харькина М.А., Барабошкина Т.А., Жигалин А.Д.* Экологические функции абиотических сфер Земли / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: КДУ, Университетская книга, 2018. 608 с.
- Экологические функции литосферы* / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 432 с.

Поступила в редакцию 15.03.2021

Поступила после доработки 05.04.2021

Принята к публикации 13.12.2021

УДК 551.248.2

**Е.А. Мануилова<sup>1</sup>**

## ЛОКАЛИЗАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТИПОВ НОВЕЙШИХ СТРУКТУР НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Разделение месторождений по типам углеводородов (УВ) на территории Западно-Сибирской плиты позволило выявить три области: Ямало-Гыданскую, где сосредоточены газовые и газоконденсатные месторождения, Надым-Тазовскую со смешанным типом залежей и Широное Приобье, где преобладают нефтяные месторождения. Эти области приурочены к определенным неотектоническим областям. Сопоставление расположения месторождений УВ с новейшими структурами позволило установить признаки их локализации как в пределах каждой области, так и в целом для территории Западно-Сибирской плиты. Зафиксировано, что месторождения нефти и газа приурочены в основном к областям новейших региональных унаследованных впадин, разломам со сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания, участкам с высокой (66–100%) и низкой (0–33%) плотностью линейментов, впадинам-долинам, разделяющим новейшие региональные и локальные структуры, а также к границам локальных поднятий и впадин.

**Ключевые слова:** Западная Сибирь, новейшие структуры, месторождения нефти и газа.

The division of deposits by types of hydrocarbons on the territory of the West Siberian Plate allowed us to identify three areas: Yamalo-Gydan, where gas and gas condensate fields are concentrated, Nadym-Taz with a mixed type of deposits and the Latitudinal Ob region, where oil fields predominate. These areas are confined to certain neotectonics areas. Comparison of the location of hydrocarbon deposits with the latest structures allowed us to establish signs of their localization both within each of the regions and in general for the territory of the West Siberian Plate. It is recorded that oil and gas fields are confined mainly to the areas of the newest regional inherited depressions, faults with a shear component of the northwestern and northeastern strike, areas with high (66–100%) and low (0–33%) lineament density, depressions-valleys separating the newest regional and local structures and the boundaries of local uplifts and depressions.

**Keywords:** Western Siberia, types of new structures, oil and gas fields.

**Введение.** Неотектонические движения влияют на характер распределения месторождений углеводородов (УВ) [Корчуганова, 2007]. Известно, что локальные поднятия — наиболее перспективные структуры на нефть и газ. Скопления УВ могут быть приурочены к растущим поднятиям, которые обнаруживаются структурно-геоморфологическим методом.

Современные геодинамические процессы могут способствовать как консервации ранее сформировавшихся месторождений, так и их разрушению и миграции флюида по разломам. Поэтому изучение генезиса, кинематики и характера унаследованности разломов важны при поисковых работах.

Западная Сибирь — одна из крупнейших нефтегазоносных провинций РФ, площадь которой составляет 2,5 млн км<sup>2</sup>. За годы изучения на этой территории открыто более 875 месторождений нефти и газа. Залежи УВ на территории Запад-

ной Сибири приурочены к доюрскому, нижне-, средне-, верхнеюрскому, неокомскому, апт-альб-сеноманскому и сеноманскому нефтегазоносным комплексам (НГК). В этих комплексах размещение залежей контролируется определенным набором параметров: литологическими особенностями разреза — распределением коллекторов, покрышек и нефтематеринских толщ; степенью катагенеза органического вещества (ОВ); гидрохимическим и тектоническим режимами и др. Основные закономерности размещения залежей нефти и газа в разрезе мезозойско-кайнозойских отложений представлены в работе [Брехунцов, 2011].

Согласно данным [Гурари и др, 1967; Нестеров, 1975], большая часть месторождений Западной Сибири приурочена к крупным поднятиям (Сургутский, Краснотенинский, Нижневартовский своды и др.). Особый интерес представляют горизонтальные сдвиги фундамента [Тимурзиев, 2009; Гогоненков,

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, II отделение: Разведочная геофизика и прикладная геодинамика, лаборатория фундаментальных и прикладных проблем тектонофизики № 204, науч. с.; e-mail: manuiloaekaterina139@gmail.com

2007], образующие определенные структурные парагенезы, в пределах которых расположены залежи УВ. Большое внимание отводится участкам пересечения древних разломов и рифтов с разломами и структурами более поздней генерации [Тюкавкина, 2007]. Кроме того, на размещение залежей УВ на этой территории влияют характер проявления новейших тектонических движений и современная геодинамическая обстановка.

В работах [Мануилова, 2021а; Панина, 2017; Корчуганова, 2013; Сим, 2007] установлено, что развитие новейших структур на территории Западно-Сибирской плиты, как правило, происходит в условиях субмеридионального сжатия и субширотного растяжения. В этой геодинамической обстановке возникают сколы северо-западного и северо-восточного простирания, которые в современном структурном плане соответствуют унаследованным разломам и разломам со сдвиговой составляющей соответствующей ориентировки. Перспективными областями также могут быть разломы субмеридионального простирания, которые формируются под воздействием растягивающих напряжений и должны характеризоваться повышенными фильтрационно-емкостными свойствами (ФЕС).

Автором статьи сделана попытка связать месторождения нефти и газа с новейшими дислокациями, установленными ранее [Мануилова, 2021б], и выявить особенности их локализации.

**Материалы и методы исследований.** Установление новейшего структурного плана Западно-Сибирской плиты [Панина, 2017; Мануилова, 2021а] осуществлялось с применением структурно-геоморфологического метода [Костенко, 1999], который включал визуальное дешифрирование топографических карт масштаба 1:500 000, 1:1 000 000 с использованием цифровой модели рельефа (ЦМР) и космических изображений со спутника Landsat-7, а также построение и интерпретацию геоморфологических профилей. Для уточнения результатов визуального дешифрирования выполнена автоматизированная обработка ЦМР в программе Lessa [Златопольский, 1988] и построена серия карт по методу В.П. Философова [Философов, 1960].

Определение характера унаследованности новейших структур от древних проводили путем их сопоставления с дислокациями, проявленными на карте отражающего горизонта А (кровля доюрского основания) [Соболев, Бочкарев, 2006] и на геофизических профилях, построенных по структурным картам кровли доюрских отложений [Соболев, Бочкарев, 2006], кровли баженовского горизонта, подошвы кузнецовской свиты и кровли нижнеберезовской свиты. Новейшие разрывные нарушения сопоставляли с разломами фундамента, выявленными ранее [Сурков, 1981; Шпильман, 1998], и с результатами интерпретации сейсмических региональных профилей [Нестеров, 2007], а также сравнивали розы-диаграммы новейших разрывных нарушений

и разломов фундамента по данным [Сурков, 1981; Шпильман, 1998].

Выявление связи месторождений УВ с новейшими дислокациями выполнено методом их сопоставления между собой с последующей статистической обработкой. Исходными данными для этого служила схема с типами новейших структур [Мануилова, 2021б], а также карта распределения плотности линеаментов, на которой показаны области с минимальной (0–33%), средней (33–66%) и максимальной (66–100%) плотностью линеаментов. На эти схемы нанесли 794 контура месторождений УВ с карты [Месторождения ..., 2003].

#### **Результаты исследований и их обсуждение.**

Применение методов неотектонического анализа на территории исследования позволило установить новейший структурный план Западно-Сибирской плиты [Мануилова, 2021а] и характер выраженности древних дислокаций в современном рельефе, который подробно описан в работе [Мануилова, 2021б].

В результате сопоставления новейших региональных пликативных структур с местоположением месторождений нефти и газа установлено (рис. 1), что большая их часть приурочена к унаследованным впадинам (44%), новообразованным ступеням (12%), новообразованным поднятиям (9%), новообразованным впадинам (8%), новообразованным впадинам-долинам (8%), обращенным впадинам (6%), границам новейших структур (6%), унаследованным поднятиям (5%), обращенным поднятиям (1%), унаследованным впадинам-долинам (0,5%), новообразованным узким впадинам-долинам (0,5%). Месторождения УВ в пределах унаследованной и обращенной ступеней по имеющимся данным не установлены.

Известно, что на территории Западной Сибири присутствуют нефтяные (69%), нефтегазоконденсатные (13%), нефтегазовые (4%), газоконденсатные (7%) и газовые (7%) месторождения [Месторождения ..., 2003]. Если объединить нефтегазовые и нефтегазоконденсатные залежи в отдельную группу (смешанные залежи), то можно зафиксировать следующую закономерность (рис. 1): в центральной части плиты (область Широкого Приобья) расположены преимущественно нефтяные залежи; в междуречье рек Надым и Таз (Надым-Тазовская область) отмечены смешанные залежи, а на севере (Ямало-Гыданская область) — преимущественно газовые и газоконденсатные месторождения. Эти области приурочены к определенным неотектоническим областям (НО) и типам новейших структур.

Границы Ямало-Гыданской области соответствуют Ямальской, Гыданской и северной части Приенисейской НО. Надым-Тазовская область совпадает с Надым-Тазовской НО, захватывает западную часть Приенисейской, большую часть Хетско-Часельской и северную часть Присаяно-Енисейской НО. Обширная область Широкого Приобья соответствует Сибирско-Увалистой НО, западной части Присая-



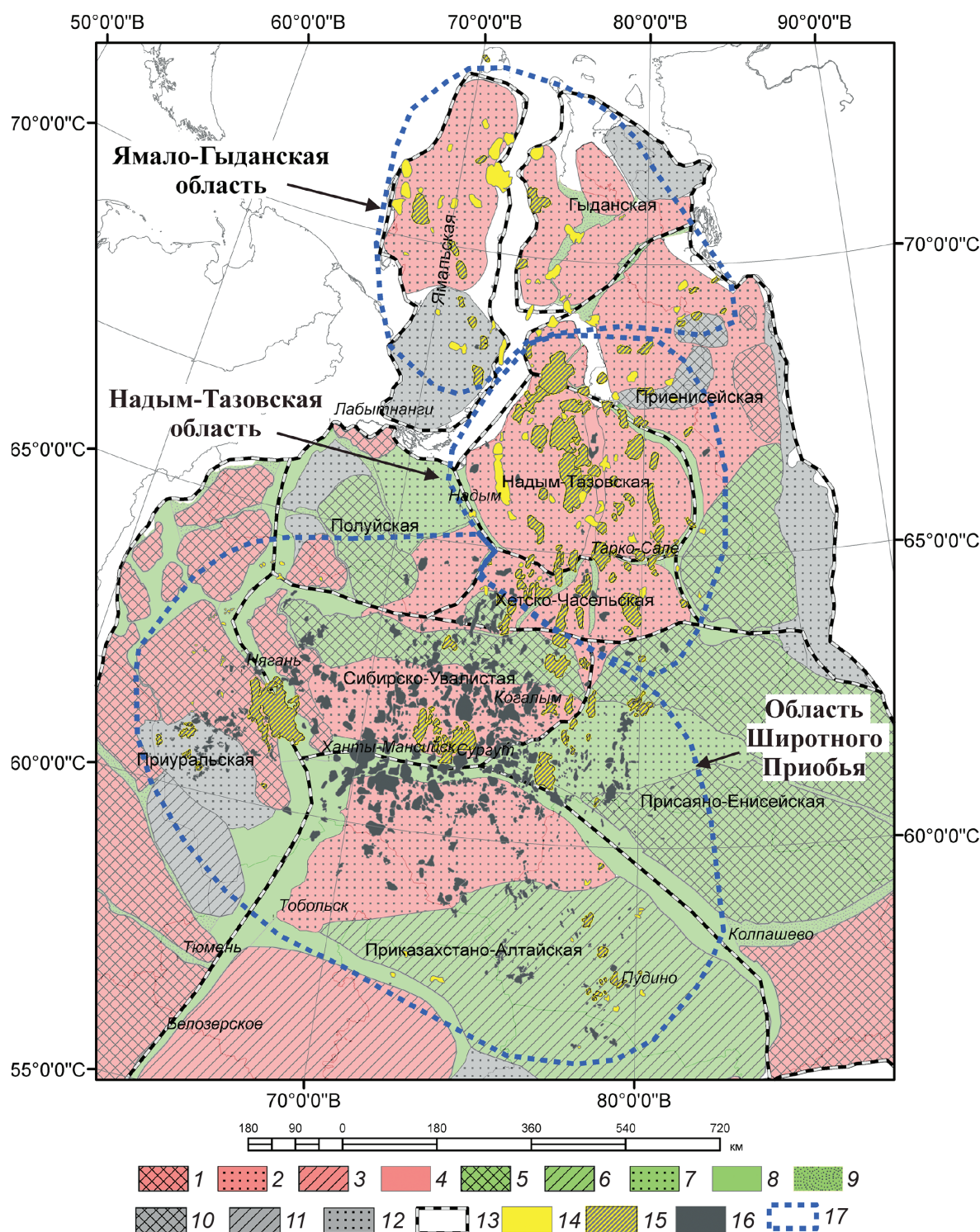


Рис. 1. Схема сопоставления новейших структур и месторождений УВ: 1–4 — новейшие региональные унаследованные структуры: 1 — поднятия, 2 — впадины, 3 — ступени, 4 — впадины-долины; 5–9 — новейшие региональные новообразованные структуры: 5 — поднятия, 6 — ступени, 7 — впадины, 8 — впадины-долины, 9 — узкие впадины-долины; 10–12 — новейшие региональные обращенные структуры: 10 — поднятия, 11 — ступени, 12 — впадины; 13 — границы неотектонических областей; 14–16 — месторождения УВ: 14 — газовые и газоконденсатные, 15 — смешанные залежи, 16 — нефтяные; 17 — границы области, установленные по преобладающему в ней типу УВ

но-Енисейской НО, северной части Приказахстано-Алтайской НО, центрально-восточной части Приуральской НО, южной части Полуйской НО и юго-восточной части Хетско-Часельской НО.

На основе полученных данных сопоставлены месторождения нефти и газа с региональными и

локальными пликативными новейшими структурами (рис. 1, 2), с новейшими разрывными нарушениями (рис. 3), картой распределения плотностей линеаментов (рис. 4) для каждой установленной области и в целом для территории Западно-Сибирской плиты.

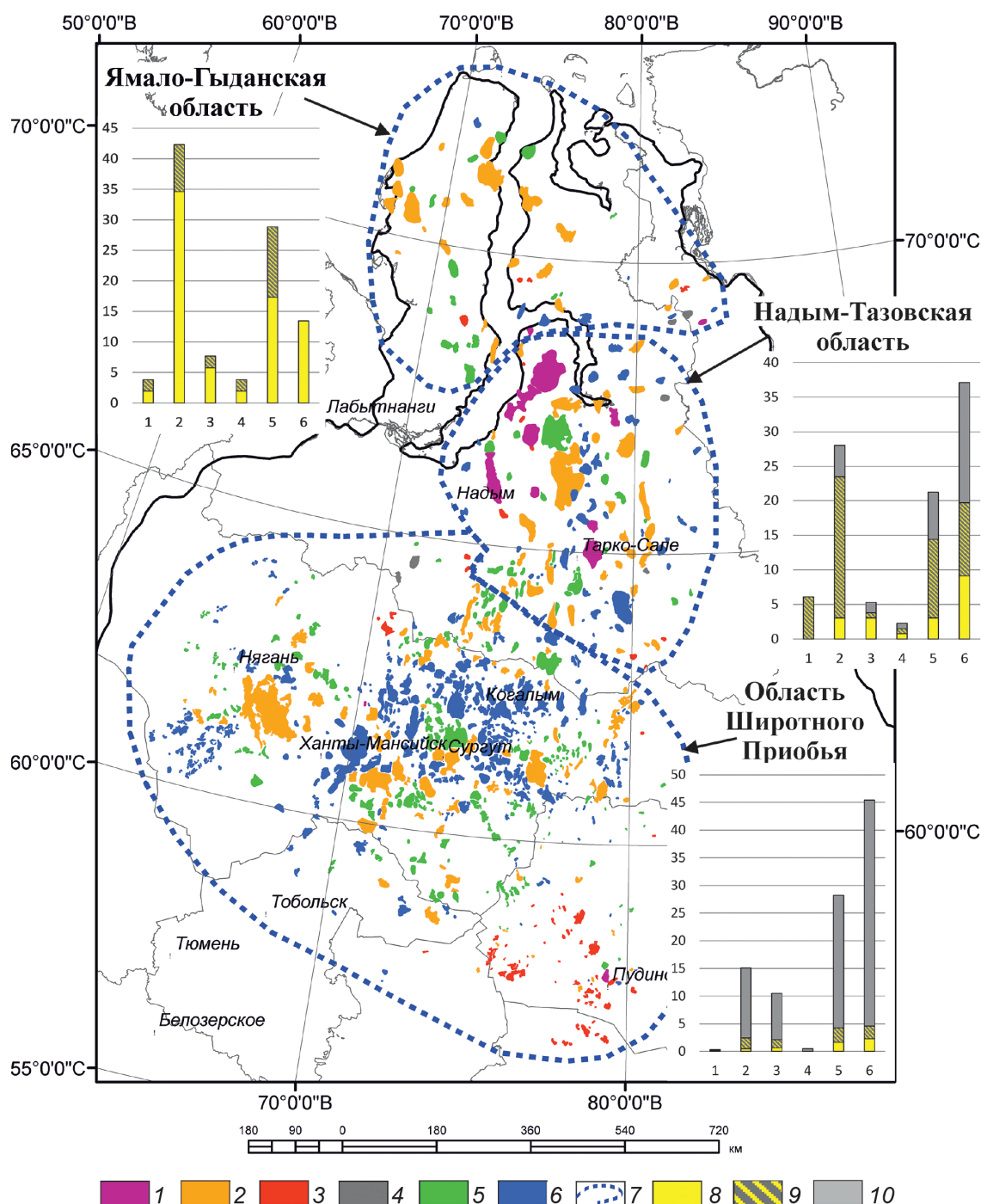


Рис. 2. Схема приуроченности месторождений УВ к новейшим локальным структурам: 1–6 — типы новейших структур: 1 — границы различных новейших структур; 2 — границы новейших локальных поднятий и впадин-долин; 3 — новейшие локальные поднятия; 4 — новейшие обращенные поднятия; 5 — новейшие унаследованные поднятия; 6 — впадины-долины, разделяющие новейшие региональные и локальные структуры; 7 — границы области, установленные по преобладающему в ней типу УВ; 8–10 — месторождения УВ, изображенные на графиках: 8 — газовые и газоконденсатные, 9 — смешанные залежи, 10 — нефтяные

**Ямало-Гыданская область.** В пределах Ямало-Гыданской области скопления УВ обнаружены в отложениях от палеозоя до сеномана включительно. Согласно данным [Новейшая тектоника ..., 1985], эта территория в новейший этап испытала значительное поднятие с амплитудой до 200–300 м, что, вероятно, способствовало формированию газовых месторождений в отложениях сеномана и апта. Эти залежи в основном связаны со структурными ловушками

(локальными поднятиями) и лишь в районе Обской и Тазовской губ отмечены тектонически экранированные месторождения, которые приурочены к отрицательным структурам типа грабенов, осложняющих поднятия [Извеков, 2015].

По данным [Месторождения ..., 2003], в этой области расположено 52 месторождения нефти и газа, которые приурочены к новейшим региональным плекативным структурам (рис. 1): унаследованным

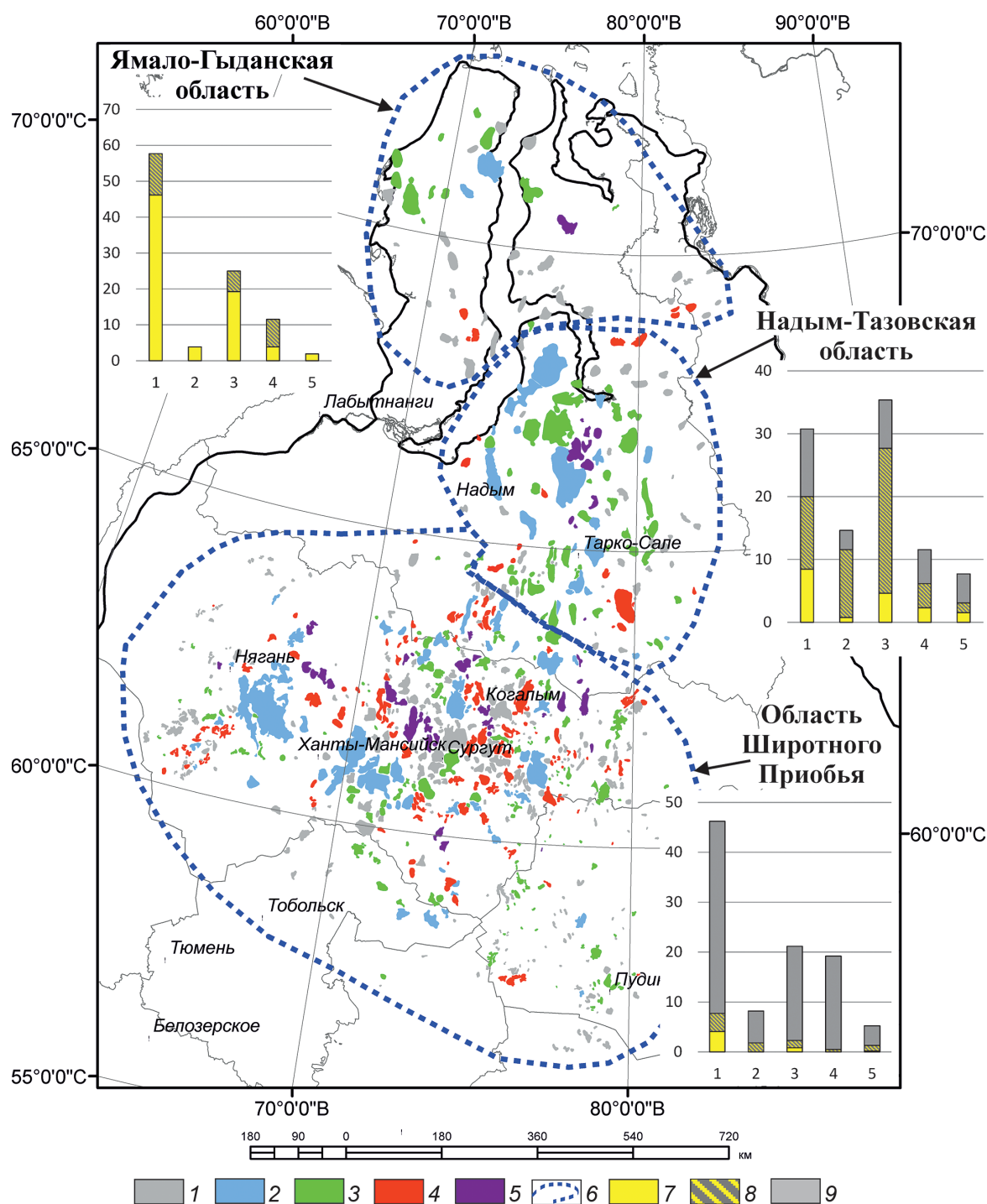


Рис. 3. Схема приуроченности месторождений УВ к новейшим разрывным нарушениям: 1 — приуроченность к разрывным нарушениям отсутствует; 2–5 — типы новейших разрывных нарушений: 2 — пересечение различных типов новейших разрывов, 3 — разломы со сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания, 4 — унаследованные разломы неустановленной кинематики северо-западного и северо-восточного простирания, 5 — унаследованные разломы неустановленной кинематики субмеридионального простирания; 6 — границы области, установленные по преобладающему в ней типу УВ; 7–9 — месторождения УВ, изображенные на графиках: 7 — газовые и газоконденсатные, 8 — смешанные залежи, 9 — нефтяные

впадинам (72%), обращенной впадине (18%), обращенному поднятию (4%), границам новейших структур разного типа (4%) и новейшим узким впадинам-долинам (2%).

При сопоставлении месторождений УВ с новейшими локальными структурами (рис. 2) установлено, что большая их часть (42%) расположена на границе локальных поднятий и впадин, т. е. в местах

перегибов современного рельефа (Южно- и Северо-Тамбейское, Харасавейское, Крузенштерновское, Западно-Сеяхинское, Гыданское, Пеояткинское, Казанцевское, Каменномыское и другие газовые месторождения, а также Утреннее, Геофизическое, Нейтинское, Бованенковское месторождения смешанного типа); в сводовых частях новейших локальных унаследованных поднятий — 29% (Тасийское,



Штормовое, Усть-Юрибейское, Малоямальское, Минховское газовые месторождения, Западно-Тамбейское, Арктическое, Среднеямальское, Ростовцевское, Новопортовское месторождения смешанного типа); во впадинах-долинах, разделяющих новейшие региональные и локальные структуры, — 13% (Малыгинское, Антипаютинское, Зимнее, Семаковское, Чугорьяхинское газовые месторождения); в новейших локальных новообразованных впадинах — 8% (Трехбугорное, Ушаковское газовые месторождения и Нурминское месторождение смешанного типа); в новейших локальных обращенных поднятиях — 4% (Месояхское газовое, Новосоленинское смешанного типа месторождения), а также на границе различных новейших локальных структур — 4% (Горчинское газовое, Северо-Парусовое смешанного типа месторождения). Таким образом, большинство месторождений приурочено либо к периферии растущих локальных поднятий, либо к их сводам.

Также установлено (рис. 3), что месторождения нефти и газа тяготеют к областям пересечения разломов со сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания — 25% (Малыгинское, Северо-Тамбейское, Сядорское, Харасавейское, Крузенштерновское, Нерстинское, Ладертойское, Западно-Сеяхинское, Верхнетиутейское газовые месторождения, а также Утреннее, Бованенковское, Северо-Парусовое месторождения смешанного типа), к унаследованным разломам неустановленной кинематики северо-западного и северо-восточного простирания — 12% (Месояхское, Южно-Соленинское газовые месторождения и Новосоленинское, Нурминское, Ростовцевское месторождения смешанного типа), к пересечению различных типов новейших разрывов — 4% (Южно-Тамбейское и Западно-Сеяхинское газовые месторождения) и к унаследованным разломам неустановленной кинематики субмеридионального простирания — 2% (Гыданское газовое месторождение). В оставшихся 57% месторождений УВ приуроченность месторождений к новейшим разрывам не выявлена. Таким образом, газовые месторождения в основном тяготеют к новейшим разрывным нарушениям со сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания или к зонам их пересечения.

В результате сопоставления месторождений УВ с картой плотности линеаментов (рис. 4) установлено, что их максимальное число тяготеет к участкам с высокой плотностью линеаментов (65%). К этим зонам приурочены Малыгинское, Тамбейское, Тасийское, Штормовое, Харасавейское, Малоямальское, Каменномыское, Антипаютинское и др. газовые месторождения, а также Новопортовское, Ростовцевское, Среднеямальское, Геофизическое и Утреннее месторождения с различными типами УВ залежей. Гораздо меньше месторождений приурочено к участкам со средней и низкой плотностью линеаментов (25 и 10% соответственно).

Таким образом, в пределах Ямало-Гыданской области месторождения УВ в основном приурочены к новейшим унаследованным региональным впадинам, внутри которых они тяготеют к границам локальных поднятий и впадин либо к сводам растущих локальных поднятий, разломам со сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания, а также к областям с высокой плотностью линеаментов.

**Надым-Тазовская область.** В пределах Надым-Тазовской области залежи УВ установлены в юрско-меловых отложениях. Амплитуда неотектонических движений в этой области варьирует от  $-50 \div -75$  до  $200 \div 300$  м [Новейшая тектоника ..., 1985]. Такая региональная разнонаправленность движений, вероятно, способствовала формированию месторождений смешанного типа, которые встречаются в различных нефтегазоносных комплексах. Согласно данным [Месторождения ..., 2003], в этой области расположено 132 месторождения нефти и газа, которые приурочены к новейшим региональным пликативным структурам (рис. 1): к унаследованным впадинам (72%), границам региональных структур (12%), новообразованным поднятиям (5%), унаследованным впадинам-долинам (4%), новообразованным впадинам-долинам (3%), обращенным поднятиям (2%), новообразованным узким впадинам-долинам (2%).

При сопоставлении месторождений УВ с новейшими локальными структурами (рис. 2) выявлено, что 38% месторождений приурочено к впадинам-долинам, разделяющим новейшие региональные и локальные структуры (Харампуровское, Фестивальное, Есетинское, Юрхаровское и другие месторождения смешанного типа; Надымское, Вьюжное, Стерховое и другие газовые; Непонятное, Мангазейское, Стахановское и другие нефтяные месторождения); 28% месторождений — к границам новейших локальных поднятий и впадин (Уренгойское, Заплярное, Парусовое, Пякяхинское, Еты-Пуровское, Вынгайинское, Ямсовейское и другие месторождения в основном смешанного типа); 21% — к сводам новейших локальных унаследованных поднятий (Ныдинское, Русское, Еньяхинское, Тарасовское и другие месторождения в основном смешанного типа), 6% — к границам различных новейших структур (Ямбургское, Харвутинское, Медвежье, Юбилейное, Песцовое, Тазовское, Восточно-Таркосалинское и Южно-Пырейное месторождения смешанного типа), 5% — к новейшим локальным новообразованным поднятиям (в основном это газовые месторождения — Пангодинское, Южно-Песцовое и др.), 2% — к новейшим локальным обращенным поднятиям (Ханчейское (смешанного типа), Хальмерпаютинское (газовое), Ванское (нефтяное) месторождения).

Установлено (рис. 3), что месторождения нефти и газа тяготеют и/или приурочены (35%) к областям пересечения разломов со сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания



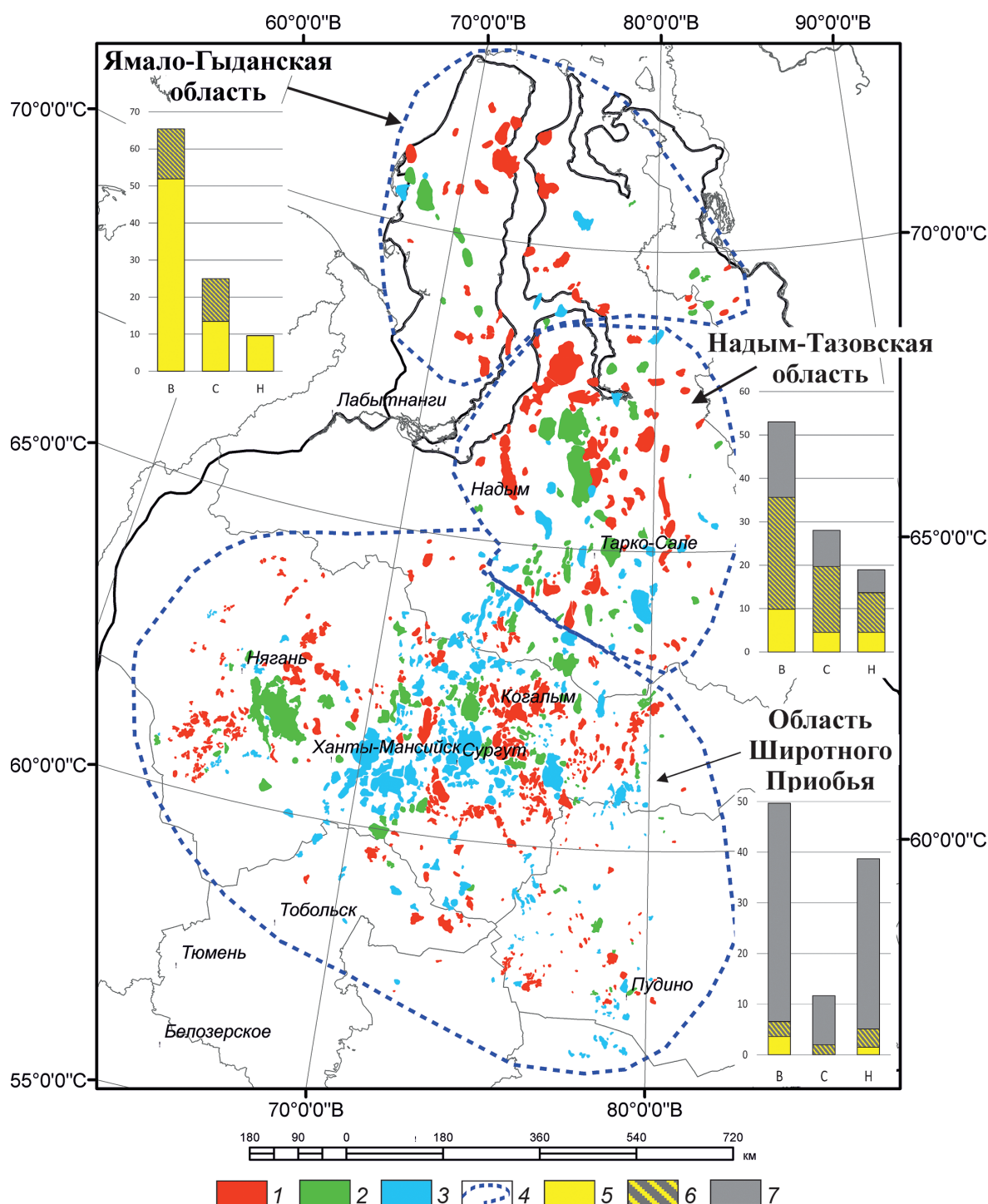


Рис. 4. Схема приуроченности месторождений УВ к областям с низкой, средней и высокой плотностью линейных элементов: 1–3 — плотность линейных элементов: 1 — максимальная (66–100%), 2 — средняя (33–66%), 3 — минимальная (0–33%); 4 — граница области, установленная по преобладающему в ней типу УВ; 5–7 — месторождения УВ, изображенные на графиках: 5 — газовые и газоконденсатные, 6 — смешанные залежи, 7 — нефтяные

(Юрхаровское, Песцовое, Енъяхинское, Ныдинское, Юбилейное, Заполярное, Еты-Пуровское, Вынгайинское и другие месторождения в основном смешанного типа); 15% от общего числа месторождений (Ямбургское, Харвутинское, Уренгойское, Медвежье, Ямсовейское, Тарасовское, Русское, Салекапское, Восточно-Таркосалинское в основном смешанного типа) тяготеет к пересечению различных типов но-

вейших разрывов. С унаследованными разломами неуставленной кинематики северо-западного и северо-восточного простирания связано 12% месторождений (Харампуровское, Фестивальное, Тапское, Восточно- и Западно-Мессояхское смешанного типа, Восточно-Юбилейное, Соловьиное, Толькинское газовые, а также Лензитское, Меретояхинское и другие нефтяные месторождения) и 8% месторождений

(Самбургское, Есетинское смешанного типа; Усть-Ямсовейское, Стерховое газовые; Оликуминское, Непонятное и другие нефтяные месторождения) тяготеет к унаследованным разломам неуставленной кинематики субмеридионального простирания. Для оставшихся 30% месторождений УВ признаки связи с новейшими разрывами не выявлены.

В результате сопоставления месторождений УВ с картой плотности линеаментов (рис. 4) отмечено, что их максимальное число (53%) тяготеет к участкам с высокой плотностью линеаментов. К этим зонам приурочены Ямбургское, Харвутинское, Медвежье, Ныдинское, Заполярное, Уренгойское, Таросовское, Южно-Русское, Русское и другие месторождения со смешанным типом УВ залежей, среди газовых месторождений отмечены Пангодинское, Усть-Ямсовейское, Хальмерпаютинское, Перекатное и др., среди нефтяных — Непонятное, Осеннее, Таркосейское и др. Подчеркну, что к участку со средней плотностью линеаментов (28%) приурочены крупные месторождения со смешанным типом УВ залежей, такие, как Уренгойское, Енъяхинское, Губкинское, Тазовское, Еты-Пуровское, Фестивальное, Таркосалинское и др. Участкам с низкой плотностью линеаментов отвечает 19% небольших по площади месторождений УВ.

Таким образом, в пределах Надым-Тазовской области месторождения УВ в основном отвечают новейшим региональным унаследованным впадинам, внутри которых большая часть месторождений приурочена к впадинам-долинам, разделяющим новейшие региональные и локальные структуры, разломам со сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания и областям с высокой плотностью линеаментов.

**Область Широкого Приобья.** В области Широкого Приобья месторождения УВ встречаются во всех нефтегазоносных комплексах. Для этой области суммарные значения амплитуды в новейший этап составили от –25 до 50–100 м в восточной и юго-восточной частях, 100–300 м в пределах Сибирских Увалов и до 125 м в западной части области [Новейшая тектоника ..., 1985]. В целом для области Широкого Приобья характерно длительное мезозойско-кайнозойское прогибание территории, что, возможно, было благоприятным условием для формирования нефтяных месторождений. Однако на новейшем этапе в этой области происходили локальные знакопеременные движения, которые, вероятно, создали условия для формирования газовых и смешанных залежей.

По данным [Месторождения ..., 2003], в этой области расположено 610 месторождений нефти и газа, которые приурочены к новейшим региональным пликативным структурам (рис. 1): к унаследованным впадинам (35%), к новообразованной ступени (16%), к новообразованной впадине (11%), к новообразованному поднятию (10%), к новообразованным впадинам-долинам (10%), к обращенной впадине

(6%), к унаследованному поднятию (6%), к границам разных типов новейших структур (5%), а также к новообразованной узкой впадине-долине (1%).

При сопоставлении месторождений УВ с новейшими локальными структурами (рис. 2) установлено, что 45% месторождений приурочено к впадинам-долинам, разделяющим новейшие региональные и локальные структуры (Приобское, Тундринское, Тевлино-Русское, Советское и другие в основном нефтяные месторождения), 28% — к сводам новейших локальных унаследованных поднятий (Малобалыкское, Аганское, Итъяхское, Северо-Рогожниковское и другие нефтяные; Федоровское, Вынгапуровское, Восточно-Шебургское и другие месторождения смешанного типа), 15% — к границам новейших локальных поднятий и впадин (Салымское, Мамонтовское, Вахское, Восточно-Сургутское и другие нефтяные месторождения; Восточно-Васюганское, Верхнекондинское и другие газовые; Краснотенинское, Сомотлорское, Суторминское и другие месторождения смешанного типа), 10% — к новейшим локальным новообразованным поднятиям (Западно-Ватлорское, Верхнехарловское и другие нефтяные месторождения; Речное, Казанское, Веселовское и другие газовые месторождения, а также Мыльджинское месторождение смешанного типа), 1% — к границам различных новейших структур (Западно-Туманное нефтяное и Останинское смешанного типа месторождения) и 1% — к новейшим локальным обращенным поднятиям (Среднехулымское, Южно-Хулымское нефтяные месторождения).

Установлено (рис. 3), что месторождения нефти и газа тяготеют и/или сосредоточены (22%) в местах пересечения разломов со сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания (Мамонтовское, Восточно-Сургутское, Вахское, Шапшинское, Северо-Демьянское и другие нефтяные месторождения; Новогоднее, Варьеганское и другие смешанного типа; Тевризское, Верхнекондинское и другие газовые месторождения); 19% месторождений (Повховское, Среднеазымское, Советское, Кечимовское и другие, в основном нефтяные месторождения) тяготеют к унаследованным разломам неуставленной кинематики северо-западного и северо-восточного простирания; 8% месторождений (Приобское, Салымское, Тевлино-Русское, Рогожниковское и другие нефтяные месторождения, Краснотенинское, Сомотлорское, Вынгапуровское и другие месторождения смешанного типа) отвечают пересечению новейших разрывов разного типа, 5% (Назымское, Ай-Пимское, Имилорское, Мултановское и другие нефтяные; Лянторское, Быстринское, Тагринское и другие месторождения смешанного типа) приурочено к унаследованным разломам неуставленной кинематики субмеридионального простирания. Для оставшихся месторождений УВ (46%) признаки связи с разрывами не выявлены.

В результате сопоставления месторождений УВ с картой плотности линеаментов (рис. 4)

установлено, что их максимальное число (50%) тяготеет к участкам с высокой плотностью линеаментов. К этим зонам приурочены Мамонтовское, Ватьеганское, Повховское, Угутское, Назымское, Рогожниковское, Галяновское, Шушминское, Северо-Демьянское, Урненское и другие нефтяные месторождения. Среди месторождений со смешанным типом УВ залежей отмечены Лугинецкое, Верхнеколикъеганское, Тюменское, Ван-Еганское и Лянторское. Также значительное число месторождений приурочено к участкам с низкой плотностью линеаментов (39%). Этим зонам отвечают следующие нефтяные месторождения: Приобское, Салымское, Правдинское, Тундринское, Петелинское, Восточно-Сургутское, Вахское, Имилорское, Онтохское и др. Среди месторождений со смешанным типом УВ залежей отмечены Федоровское, Яунлорское, Самотлорское, Тагринское, Восточно-Перевальное, Новогоднее, Муравленковское, Северное и Коттыньское. К областям со средней плотностью линеаментов приурочено лишь 11% месторождений УВ, однако среди них такие крупные месторождения смешанного типа, как Красноленинское, Вынгапуровское, Западно-Яранейское, а также нефтяные месторождения Тевлинско-Русскинское, Верхнесалымское, Ай-Пимское, Аганское и др.

Таким образом, в пределах области Широного Приобья месторождения УВ в основном приурочены к новейшим региональным унаследованным впадинам, впадинам-долинам, разделяющим новейшие региональные и локальные структуры, к разломам со сдвиговой составляющей, к областям с максимальной и минимальной плотностью линеаментов.

**Заключение.** В результате разделения месторождений нефти и газа на типы УВ установлены три области (Ямало-Гыданская область — газовые и конденсатные месторождения, Надым-Тазовская область — нефтегазовые и нефтегазоконденсатные месторождения, область Широного Приобья — нефтяные месторождения), которые приурочены к определенным неотектоническим зонам. Для каждой выделенной области выявлены преобладающие

признаки приуроченности месторождений УВ к новейшим дислокациям.

В *Ямало-Гыданской области*, где преобладает газовый тип месторождений, они приурочены к новейшим унаследованным региональным впадинам, в пределах которых месторождения УВ тяготеют к границам локальных поднятий и впадин, сводам локальных поднятий, разломам со сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания и к областям с высокой (66–100%) плотностью линеаментов.

На территории *Надым-Тазовской области* месторождения УВ в основном сконцентрированы в новейших региональных унаследованных впадинах, внутри которых они приурочены к впадинам-долинам, разделяющим новейшие региональные и локальные структуры, к разломам со сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания и к областям с высокой (66–100%) плотностью линеаментов.

В *области Широного Приобья* месторождения УВ в основном приурочены к новейшим региональным унаследованным впадинам, впадинам-долинам, разделяющим новейшие региональные и локальные структуры, а также к разломам со сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания и к областям с максимальной (66–100%) и минимальной (0–33%) плотностью линеаментов.

Таким образом, для всей территории Западно-Сибирской плиты локализация месторождений нефти и газа так или иначе связана с областями новейших региональных унаследованных впадин, разломов со сдвиговой составляющей северо-западного и северо-восточного простирания, к участкам с высокой (66–100%) и низкой (0–33%) плотностью линеаментов, характерной для области Широного Приобья, к впадинам-долинам, разделяющим новейшие региональные и локальные структуры, границам локальных поднятий и впадин, а также к сводам локальных поднятий.

**Финасирование.** Исследования проведены в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брехунцов А.В., Монастырев Б.В., Нестеров И.И. (мл.) Закономерности размещения залежей нефти и газа Западной Сибири // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 8. С. 1001–1012.

Гогоненков Г.Н., Кашик А.С., Тимурзиев А.И. Горизонтальные сдвиги фундамента Западной Сибири // Геология нефти и газа. 2007. № 3. С. 3–10.

Гурари Ф.Г., Контарович А.Э., Фотиади Э.Э. Основные закономерности формирования и размещения залежей нефти и газа в мезозойских отложениях Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 1967. № 1. С. 3–12.

Златопольский А.А. Пакет прикладных программ выделения и анализа линейных элементов аэрокосмических изображений // Автоматизированный линеаментный анализ при структурно-геологических и металлогенических исследованиях. М.: Недра, 1988. С. 14–28.

Корчуганова Н.И. Четвертичный структурный план и широтная зональность Западно-Сибирской равнины // Изв. вузов. Геология и разведка. 2013. № 4. С. 5–10.

Корчуганова Н.И., Костенко Н.П., Межеловский И.Н. Неотектонические методы поисков полезных ископаемых. Файлы. Академическая и специальная литература. М.: Академический проект; Фонд «Мир», 2007. 540 с.

Костенко Н.П. Геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 379 с.

Мануилова Е.А. Новейший структурный план Западно-Сибирской плиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021а. № 1. С. 23–30.

Мануилова Е.А. Взаимосвязь дислокаций фундамента и осадочного чехла с новейшим структурным планом Западно-Сибирской плиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021б. № 4. С. 23–31.



Месторождения нефти и газа Западной Сибири. Масштаб 1:1 500 000. М.: ИНКОТЭК, 2003.

*Нестеров И.И.* Суммарный временной сейсмический разрез по региональному профилю 15 (Приложение 310). Тюмень: СибНАЦ, 2007.

*Нестеров И.И., Потеряева В.В., Салманов Ф.К.* Закономерности распределения крупных месторождений нефти и газа в земной коре. М.: Недра, 1975. 278 с.

Новейшая тектоника Сибирской платформы и ее влияние на нефтегазоносность. М.: Наука, 1985. 144 с.

*Панина Л.В., Мануилова Е.А.* Неотектоника центральной части Западно-Сибирской плиты // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 4. С. 1–5.

*Сим Л.А., Брянцева Г.В.* Новейшее напряженное состояние и неотектоника севера Западно-Сибирской плиты // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Вып. 6. С. 3–10.

*Соболев Н.Н., Бочкарев В.С.* Структурные карты Западно-Сибирской геосинеклизы по горизонтам А, Б, Г и С. Тюмень: СибНАЦ, 2006.

*Сурков В.И.* Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты / под ред. В.С. Суркова. М.: МинГео СССР, 1981.

*Тимурзиев А.И.* Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью): Автореф. докт. дисс. М., 2009.

*Токавкина О.В.* Роль рифтогенеза в образовании и миграции углеводородов // Фундаментальные исследования. 2007. № 8. С. 73–74.

*Философов В.П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во СГУ, 1960. 69 с.

*Шпильман В.И.* Тектоническая карта центральной части Западно-Сибирской плиты / Под ред. В.И. Шпильмана, Н.И. Змановского, Л.Л. Подсосовой. Тюмень: АУ «НАЦ РН им. В.И. Шпильмана», 1998.

Поступила в редакцию 20.02.2021

Поступила после доработки 05.04.2021

Принята к публикации 13.12.2021

УДК 550.831; 551.241

Д.А. Рыжова<sup>1</sup>, М.В. Коснырева<sup>2</sup>, Е.П. Дубинин<sup>3</sup>, А.А. Булычев<sup>4</sup>

## СТРОЕНИЕ ТЕКТОНОСФЕРЫ МОЗАМБИКСКОГО И МАДАГАСКАРСКОГО ХРЕБТОВ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Исследуемая территория занимает юго-западную часть Индийского океана, в котором располагаются Мозамбикский и Мадагаскарский хребты. Представления о тектоническом строении этих хребтов до сих пор остаются дискуссионными. Аномальное строение коры этих хребтов может быть объяснено либо андерплейтингом — утолщением океанической коры снизу за счет магматизма, либо растяжением и утонением континентальной коры. На основании данных об аномальном гравитационном и магнитном полях, сейсмотомографии и другой геолого-геофизической информации было проведено плотностное моделирование по четырем профилям, в которых выявлены различия в строении коры и эволюции Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов.

**Ключевые слова:** потенциальные поля, сейсмотомография, земная кора, тектоносфера, поднятия, Индийский океан.

The study area occupies the southwestern part of the Indian Ocean, where the Mozambique and Madagascar ridges are located. Ideas about the tectonic structure of these ridges are still debatable. The anomalous structure of the crust of these ridges can be explained either by underplating — thickening of the oceanic crust from below due to magmatism, or by stretching and thinning of the continental crust. Based on the data on anomalous gravitational and magnetic fields, seismotomography, and other geological and geophysical information, density modeling was performed for four profiles, which revealed differences in the crustal structure and evolution of the Mozambique and Madagascar ridges.

**Keywords:** potential fields, seismotomography, earth crust, tectonosphere, rises, the Indian Ocean.

**Введение.** Юго-западная часть Индийского океана характеризуется сложным строением и историей тектонического развития. Это район с наиболее древней океанической корой, начало формирования которой относится к самым первым этапам раскола гондванских материков, в дальнейшем она была неоднократно нарушена кинематическими перестройками границ плит и воздействием активной магматической деятельности горячих точек, сформировавших современный морфоструктурный план этого региона. К наиболее выраженным структурам в этом районе Индийского океана относятся Юго-Западный Индийский хребет (ЮЗИХ), расположенный между 20° и 55° ю. ш., вулканические поднятия Марион, Крозе, Дель Кано, Конрад (рис. 1). Образование большинства этих поднятий и подводных гор тесно связано с развитием ЮЗИХ и деятельностью одноименных горячих точек [Zhang et al., 2011]. Важное место среди структур этого региона занимают Мадагаскарский и Мозамбик-

ский хребты, расположенные между 20–45° ю. ш. и 28–52° в. д.

**Материалы и методы исследований.** Для изучения строения Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов в качестве геолого-геофизического материала использована информация о глубине дна [Sandwell et al., 2014], а также аномалиях силы тяжести в свободном воздухе [Sandwell, Smith, 2014], аномалиях силы тяжести в редукции Буге, рассчитанных с помощью авторской программы с учетом сферичности Земли ( $\sigma_{\text{сл}}=2,67 \text{ г/см}^3$ ,  $\sigma_{\text{сл}}=2,80 \text{ г/см}^3$ ) с дискретностью 2'×2' [Булычев, 1996]. Также использованы следующие модели: аномального магнитного поля EMAG2v3 [Meyer et al., 2017], земной коры GEMMA [Reguzzoni et al., 2014], сейсмотомографии LLNL-G3Dv3 [Simmons et al., 2012], данные о возрасте океанического дна [Muller et al., 2008], данные о мощности осадков [Whittaker et al., 2013] и превышения геоида над эллипсоидом относимости [Barthelmes, 2013].

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, аспирант; e-mail: dasha\_0292r@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, доцент; e-mail: m.kosnyreva@yandex.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Музей землеведения, зав. сектором, профессор; e-mail: edubinin08@rambler.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, зав. кафедрой геофизических методов исследований земной коры, профессор; e-mail: aabul@geophys.geol.msu.ru

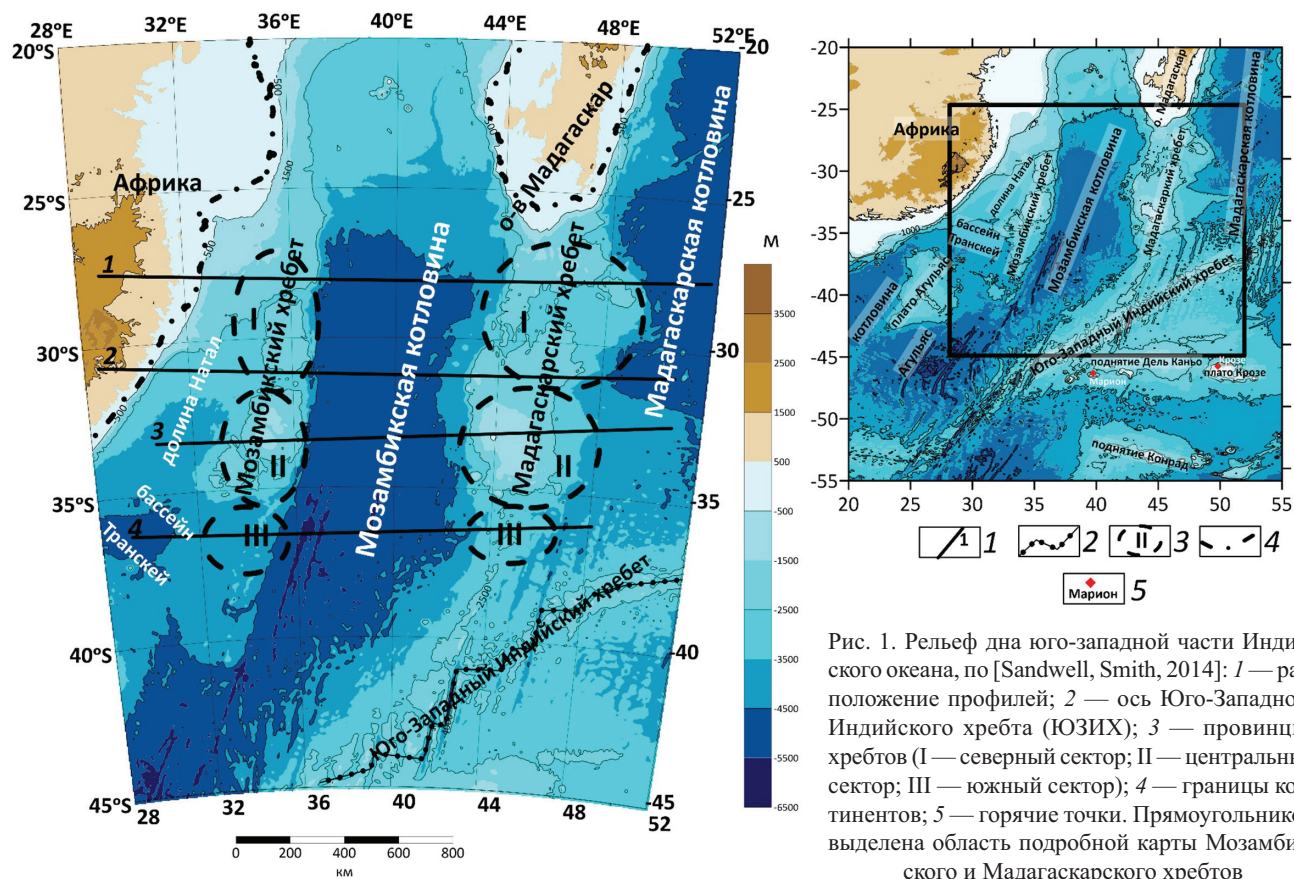


Рис. 1. Рельеф дна юго-западной части Индийского океана, по [Sandwell, Smith, 2014]: 1 — расположение профилей; 2 — ось Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ); 3 — провинции хребтов (I — северный сектор; II — центральный сектор; III — южный сектор); 4 — границы континентов; 5 — горячие точки. Прямоугольником выделена область подробной карты Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов

Характерная особенность строения рельефа дна юго-западной части Индийского океана — наличие подводных поднятий, сложенных блоками как океанического, так и континентального происхождения (рис. 1). Сложная история развития исследуемого региона сопровождалась проявлениями интенсивной магматической и тектонической деятельности и способствовала образованию ряда крупных подводных хребтов и поднятий (Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов, плато Агульяс, поднятий Крозе, Марион и др.).

Многочисленные подводные горы образуются на границах плит вблизи срединно-океанических хребтов и трансформных разломов. Горячие точки наблюдаются здесь в основном во внутриплитных областях. При взаимодействии срединно-океанических хребтов и горячих точек интенсивность активности горячих точек усиливается, что приводит к образованию обширных плато [Zhang et al., 2011].

Мадагаскарский и Мозамбикский хребты по геофизическим данным характеризуются аномальной мощностью коры, что можно объяснить наличием утолщенной океанической коры [Zhang et al., 2011] или же растянутой и утоненной континентальной коры [Gohl et al., 2012].

**Мадагаскарский хребет.** На основе данных бурения DSDP (Deep Sea Drilling Project) М.Ф. Коффин с соавторами [Coffin et al., 1994] рассматривали Мадагаскарское плато как континентальную кору

(рис. 1, сегмент II), хотя ни в одной из пробуренных здесь скважин (участки 246 и 247) не зафиксированы континентальные отложения. На основании анализа сейсмических данных северную часть Мадагаскарского плато (рис. 1, сектор I) ряд исследователей склонны рассматривать как океаническую кору [Sinha et al., 1981; Mahoney et al., 1991]. В то же время существуют гипотезы, согласно которым северная часть этого хребта (сегмент I) возникла в результате активности горячих точек, что привело к утолщению океанической коры [Zhang et al., 2011].

**Мозамбикский хребет.** К востоку от плато Агульяс расположен Мозамбикский хребет, который имеет морфологическую связь с Африканским континентом. Мозамбикский хребет в работе [König et al., 2006] рассматривается как континентальная микроплита, которая расположена в непосредственной близости от отмершего спредингового центра. Позже М. Кёниг с соавторами [König et al., 2010] представили новые магнитные данные о Мозамбикском хребте, которые указывают на его вулканическое образование между 140 и 122 млн лет назад. По всей видимости, Мозамбикский хребет частично состоит из континентальных фрагментов, встроенных в океаническую кору юго-западной части Индийского океана.

Использование разнообразных геолого-геофизических параметров позволяет изучить глубинное строение этих подводных поднятий и по-новому взглянуть на условия их формирования и эволюцию.



Таблица 1

## Геолого-геофизические параметры структур\*

| Название структуры                                      | Мозамбикский хребет                            |                                   |                                   | Мадагаскарский хребет      |                            |                   | Мозам-<br>бикская<br>котловина                                                 | Мадагаскар-<br>ская котло-<br>вина                                                                         | Долина Натал                                             |                                   |
|---------------------------------------------------------|------------------------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|----------------------------|----------------------------|-------------------|--------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|-----------------------------------|
|                                                         | северный<br>сектор                             | центральный<br>сектор             | южный<br>сектор                   | северный<br>сектор         | цен-<br>тральный<br>сектор | южный<br>сектор   |                                                                                |                                                                                                            | северный<br>сектор                                       | центральный и<br>южный<br>секторы |
| Тип коры                                                | субокеани-<br>ческая                           | утоненная<br>континен-<br>тальная | утоненная<br>континен-<br>тальная | океаническая<br>утолщенная |                            | океаниче-<br>ская | океаниче-<br>ская                                                              | океаниче-<br>ская                                                                                          | континен-<br>тальная                                     | океаниче-<br>ская                 |
| Возраст, млн<br>лет                                     | 115–145                                        | 107–121                           | 102–118                           | 92–118                     | 70–90                      | 35–55             | 65–125                                                                         | 68–86                                                                                                      | 100–130                                                  |                                   |
| Мощность<br>осадков, м                                  | 860–2000                                       | 980–2100                          | 1000–1500                         | 350–900                    | 400–600                    | 100–400           | 400–2200                                                                       | 100–400                                                                                                    | 770–2800                                                 |                                   |
| Мощность зем-<br>ной коры, км                           | 17–25                                          |                                   | 14–17                             | 17–23                      | 16–27                      | 15–20             | 10–15                                                                          | 11–15                                                                                                      | 13–18                                                    |                                   |
| D                                                       | 107–215                                        | 142–234                           | 244–316                           | 117–235                    | 126–253                    | 209–293           | 296–394                                                                        | 304–375                                                                                                    | 248–327                                                  |                                   |
| Высокочастот-<br>ная компонен-<br>та $V_{zz}$ (Буге), Э | –2,3÷2,4                                       | –2,9÷2,2                          | –0,6÷0,7                          | –3,6÷3,2                   | –2,4÷2,3                   | –1,2÷1,3          | –1,3÷2,7                                                                       | –1,3÷2,7                                                                                                   | –1,9÷1,3                                                 |                                   |
| Среднечастот-<br>ная компонен-<br>та (Буге), мГал       | –18÷3(–8)                                      | –21÷<br>–2(–10)                   | 2÷10 (5)                          | –20÷3<br>(–8)              | –31÷9<br>(–10)             | –5÷10 (5)         | 10÷27 (20)                                                                     | 10÷36 (20)                                                                                                 | 5÷20 (10)                                                |                                   |
| Низкочастот-<br>ная компонен-<br>та (Буге), мГал        | 160–<br>230(195)                               | 230–<br>270(250)                  | 270–<br>290 (280)                 | 190–245<br>(220)           | 230–260<br>(255)           | 245–265<br>(255)  | 235–313<br>(280)                                                               | 240–260<br>(250)                                                                                           | 220–275 (245)                                            |                                   |
| Распределение<br>$V_p$ (земная<br>кора)                 | Повышенные значения скорости                   |                                   |                                   | Не выделяется              |                            |                   |                                                                                |                                                                                                            | Пониженные значе-<br>ния скорости                        |                                   |
| Распределение<br>$V_p$ (верхняя<br>мантия)              | Не выделяется                                  |                                   |                                   |                            |                            |                   |                                                                                |                                                                                                            |                                                          |                                   |
| Распределение<br>аномалий маг-<br>нитного поля          | Хаотичное распределение разнознаковых аномалий |                                   |                                   |                            |                            |                   | Линейные<br>аномалии<br>восток-се-<br>веро-вос-<br>точного<br>направле-<br>ния | Линейные<br>аномалии<br>восток-се-<br>веро-вос-<br>точного и<br>запад-севе-<br>ро-западного<br>направления | Хаотичное распре-<br>деление разнозна-<br>ковых аномалий |                                   |

\* Приведены экстремальные значения (минимум—максимум), в скобках—среднее значение.

### Результаты исследований и их обсуждения.

**Анализ геолого-геофизической информации.** Для выяснения глубинной структуры литосферы проанализирована вся существующая геолого-геофизическая информация, но особое внимание было уделено полям аномалий силы тяжести в свободном воздухе и в редукции Буге с плотностью литосферы  $2,80 \text{ г/см}^3$ . Мозамбикский и Мадагаскарский хребты в поле силы тяжести в свободном воздухе характеризуются положительными значениями (рис. 2, а), а в поле силы тяжести в редукции Буге (рис. 2, б) — пониженными значениями по сравнению с прилегающими Мозамбикской и Мадагаскарской котловинами (табл. 1).

Для разделения полей на составляющие использованы различные методы преобразования (трансформации) полей, которые включали в себя пересчет в верхнее и нижнее полупространство, метод Саксова–Нигарда и др. Анализ трансформант поля аномалий силы тяжести в редукции за свобод-

ный воздух и Буге показал, что в аномальных полях, пересчитанных в верхнее полупространство, отражаются глубинные структурные неоднородности. Так, низкочастотная компонента гравитационного поля может быть представлена полем аномалий силы тяжести в редукции Буге, пересчитанных на высоту 200 км (рис. 3, а); среднечастотная компонента — полем разностных аномалий, пересчитанных на высоты 75 и 150 км (рис. 3, б); высокочастотная компонента — разностным полем между исходным и пересчитанным на высоту 50 км (рис. 3, в), а также полем вертикального градиента аномалий Буге  $V_{zz}$  на нулевой высоте (рис. 3, г).

В поле низкочастотной компоненты гравитационного поля Мадагаскарский хребет представлен областью с пониженными значениями (~235 мГал) относительно прилегающих Мозамбикской (~310 мГал) и Мадагаскарской (~250 мГал) котловин. Мозамбикский хребет характеризуется более высокими значениями, чем Мадагаскарский

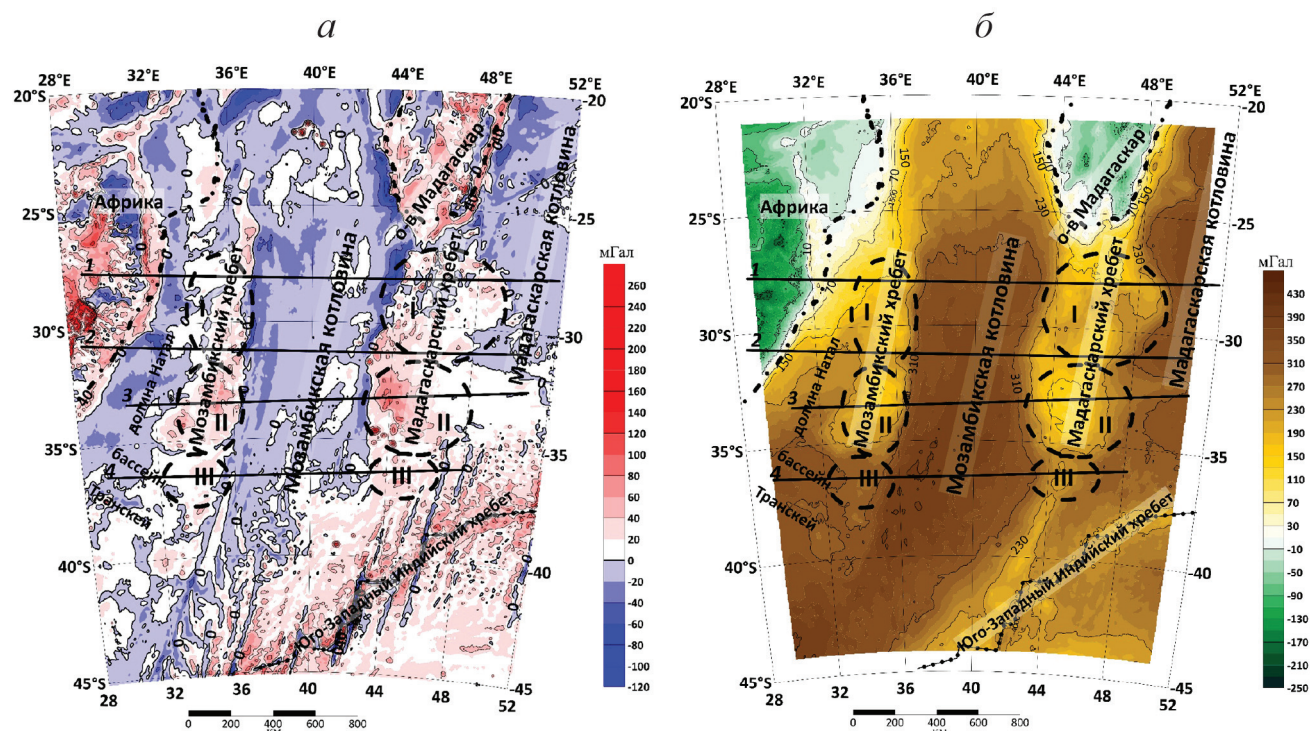


Рис. 2. Карты аномалий силы тяжести в свободном воздухе (а) и в редукции Буге (б). Условные обозначения см. на рис. 1

хребет (~260 мГал), но относительно прилегающей котловины значения понижены приблизительно на 70 мГал.

В поле среднечастотной компоненты каждый хребет характеризуется выраженным минимумом (–25÷–30 мГал). Прилегающие к ним котловины представлены зонами повышенных значений силы тяжести (25–35 мГал). В поле высокочастотной компоненты  $V_{zz}$  лучше выделяются локальные особенности хребтов, которые представлены интенсивными локальными отрицательными аномалиями. В высокочастотной компоненте, рассчитанной по разности аномалий, пересчитанных на высоту 0 и 50 км, хребты выделяются выраженным минимумом (–55÷–35 мГал). Прилегающие котловины характеризуются повышенными значениями поля (~50 мГал), как и в полях низкочастотной и среднечастотной компонент.

На карте аномалий магнитного поля (рис. 4) в Мозамбикской и Мадагаскарской котловинах намечены знакопеременные линейные аномалии с северо-восточным простираем, что указывает на океанический тип коры. Структуры Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов представляют собой хаотичное распределение разнознаковых аномалий без какого-либо выраженного простираия.

Анализ сейсмотомографической модели [Simmons et al., 2012] показал, что на глубине 50 км Мозамбикский хребет выделяется зоной повышенных значений скорости продольных волн, что может свидетельствовать о континентальном типе

коры. В то же время Мадагаскарский хребет никак не выделяется в данных сейсмотомографии на этой глубине, что свидетельствует о разном генезисе этих структур и их разном глубинном строении.

**Плотностное моделирование.** На основе информации о глубине залегания границ основных слоев тектоносферы и их плотностной характеристики выполнено двумерное плотностное моделирование. Профили для проведения структурно-плотностного моделирования пересекают основные структуры литосферы (рис. 1–4) — Мозамбикскую и Мадагаскарскую котловины, Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, а также долину Натал.

Разрез тектоносферы представлен в моделях 5-ю основными слоями до глубины 100 км, гравитационный эффект от которых в соответствии с анализом структуры гравитационного поля имеет разные частотную и амплитудную характеристики: водный слой с плотностью 1,03 г/см<sup>3</sup>; осадочный слой с постоянной плотностью 2,0 г/см<sup>3</sup>, коровый слой имеет переменную плотность в зависимости от типа коры — от 2,59 до 2,88 г/см<sup>3</sup>; слой консолидированной мантии с плотностью 3,30 г/см<sup>3</sup>. Ниже расположен астеносферный слой с постоянной плотностью 3,10 г/см<sup>3</sup>. Для получения границы водного слоя использованы батиметрические данные с дискретностью 2'x2' [Sandwell, Smith, 2014], для осадочного слоя — данные о мощности осадочного слоя [Whittaker et al., 2013], глубину границы литосферы определяли по данным о возрасте океанического дна [Muller et al., 2008] на основе формулы



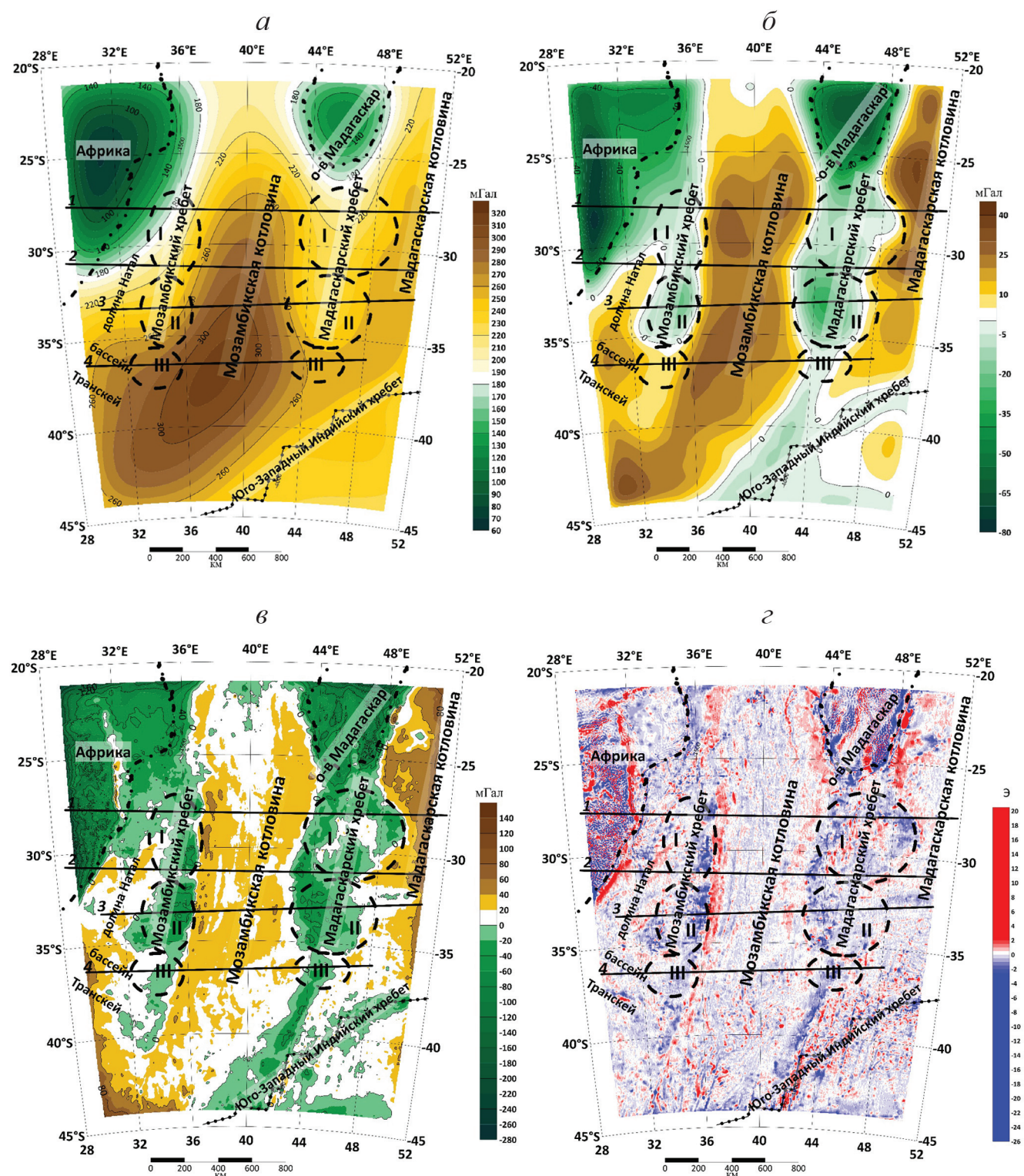


Рис. 3. Трансформанты силы тяжести в редукции Буге, пересчитанные в верхнее полупространство: низкочастотная (а), среднечастотная (б) и высокочастотная (в) компоненты, а также вертикальный градиент силы тяжести (г). Условные обозначения см. на рис. 1

$H_d = 7,5 + 6,6\sqrt{t}$ , где  $t$  — возраст литосферы в млн лет [Сорохтин, 1973]. Для построения плотностных моделей глубина границы Мохо рассчитывалась по формуле (изостатическая гипотеза Эри [Гайнанов, 1991]):

$$H_M = H_0 - \frac{\sigma_K - \sigma_M}{\sigma_M - \sigma_K} h_B,$$

где  $H_0 = 30$  км;  $\sigma_K = 2,80$  г/см<sup>3</sup> — плотность земной коры;  $\sigma_B = 1,03$  г/см<sup>3</sup> — плотность воды;



$\sigma_M = 3,30 \text{ г/см}^3$  — плотность консолидированной мантии;  $h_B$  — толщина воды.

В программе TG-2.EXE [Булычев, Зайцев, 2008], предназначенной для интерактивного подбора плотностной модели по аномальному гравиметрическому полю, были построены модели, соответствующие тектоническим представлениям о строении изучаемых структур. При подборе значений плотности неизменным оставалось положение только двух границ — рельефа дна и подошвы океанической литосферы, рассчитанной по возрасту океанического дна. Минимальное расхождение, которое достигалось между суммарным эффектом и наблюдаемым полем (аномалии в свободном воздухе), в результате подбора составило  $\pm 4 \text{ мГал}$ .

На рис. 5, 6 представлены структурно-плотностные модели по интерпретационным профилям. Над моделью показаны графики гравитационного поля в свободном воздухе, рассчитанного гравитационного эффекта от модели и гравитационного поля в редукции Буге.

*Профиль 1* (рис. 5, а) протяженностью около 2200 км расположен в северной части исследуемой площади (сектор I) в пределах следующих тектонических структур: окраина Африки, долина Натал, Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, Мозамбикская и Мадагаскарская котловины. Мощность земной коры в пределах глубоководных котловин составляет 10–14 км, что соответствует мощности океанической коры. При приближении к хребтам ее мощность увеличивается и в районе Мадагаскарского хребта достигает 24 км, а в районе Мозамбикского хребта — 23 км. Плотность блоков коры в пределах котловин варьирует от  $2,76$  до  $2,84 \text{ г/см}^3$ , что соответствует плотности океанических базальтов. Мозамбикский хребет разделен на два основных слоя. Плотность в верхнем слое —  $2,70 \text{ г/см}^3$ , что соответствует континентальной коре, а ее мощность составляет ~18 км. Во втором «базальтовом» слое плотность варьирует от  $2,74$  до  $2,80 \text{ г/см}^3$ . Мадагаскарский хребет характеризуется более высокими значениями плотности, чем Мозамбикский хребет; они составляют  $2,74$ – $2,86 \text{ г/см}^3$ , что в свою очередь предполагает наличие здесь утолщенной океанической коры.

*Профиль 2* (рис. 5, б) имеет протяженность около 2100 км и пересекает те же морфоструктуры, что и профиль 1 (рис. 1). Здесь мощность коры в котловинах составляет 11–14 км. Плотность блоков коры в пределах котловин варьирует в пределах  $2,75$ – $2,86 \text{ г/см}^3$ , что свидетельствует о их океаническом типе. Под хребтами мощность коры увеличивается до 22 км для Мозамбикского хребта и до 23 км для Мадагаскарского. В долине Натал и в Мозамбикском хребте отмечен еще верхний слой утоненной континентальной коры мощностью ~10 км, который имеет плотность  $2,70 \text{ г/см}^3$ . Мощность нижележащего «базальтового» слоя коры под этими структурами увеличивается до 15 км, а плотность изменяется от

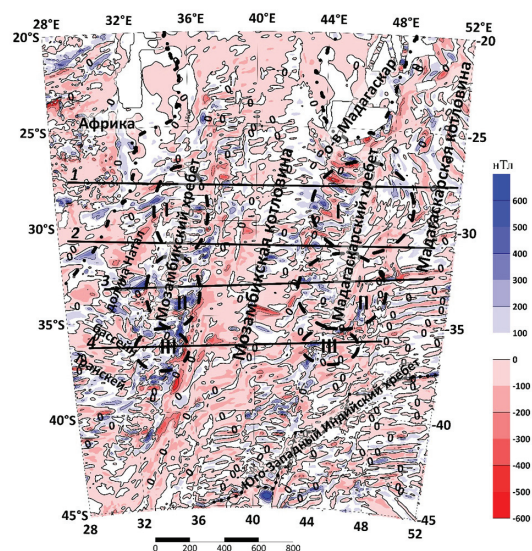


Рис. 4. Аномальное магнитное поле  $\Delta T$ , по [Meyer et al., 2017].  
Условные обозначения см. на рис. 1

$2,76$  до  $2,82 \text{ г/см}^3$ . Континентальная кора в долине Натал еще тоньше, чем кора, подстилающая Мозамбикский хребет. Под Мадагаскарским хребтом плотность коры варьирует от  $2,76$  до  $2,81 \text{ г/см}^3$ , что свидетельствует о ее океанической природе.

*Профиль 3* (рис. 6, а) имеет протяженность около 2000 км, расположен в центральной части исследуемой территории (сектор II) и проходит через Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, долину Натал, Мозамбикскую и Мадагаскарскую котловины. Мощность земной коры и плотности в котловинах не меняются и варьируют в пределах 11–14 км и  $2,75$ – $2,88 \text{ г/см}^3$  соответственно. В долине Натал мощность коры составляет около 19 км, верхний слой континентальной коры практически не наблюдается, плотность изменяется в пределах  $2,78$ – $2,81 \text{ г/см}^3$ , что соответствует океаническому типу коры или континентальной коре, сильно интродурированной базальтовыми дайками. На этом профиле не наблюдается характерная континентальная кора под Мозамбикским хребтом, плотность коры варьирует здесь от  $2,73$  до  $2,79 \text{ г/см}^3$ , что может свидетельствовать о наличии здесь коры смешанного типа и возрастании роли андерплейтинга в формировании коры в этом районе наряду с утонением континентальной коры. Мощность земной коры под Мадагаскарским хребтом составляет ~27 км, плотность увеличивается и составляет от  $2,80$  до  $2,87 \text{ г/см}^3$ .

*Профиль 4* (рис. 6, б) имеет протяженность около 1700 км и расположен в южной части исследуемой площади (сектор III). Он пересекает долину Натал, Мозамбикский и Мадагаскарский хребты, а также Мозамбикскую котловину (рис. 1). Мощность и плотность коры котловин остаются неизменными (~11–12 км,  $2,74$ – $2,86 \text{ г/см}^3$ ). Долина Натал имеет мощность коры ~16 км, которая увеличивается в сто-

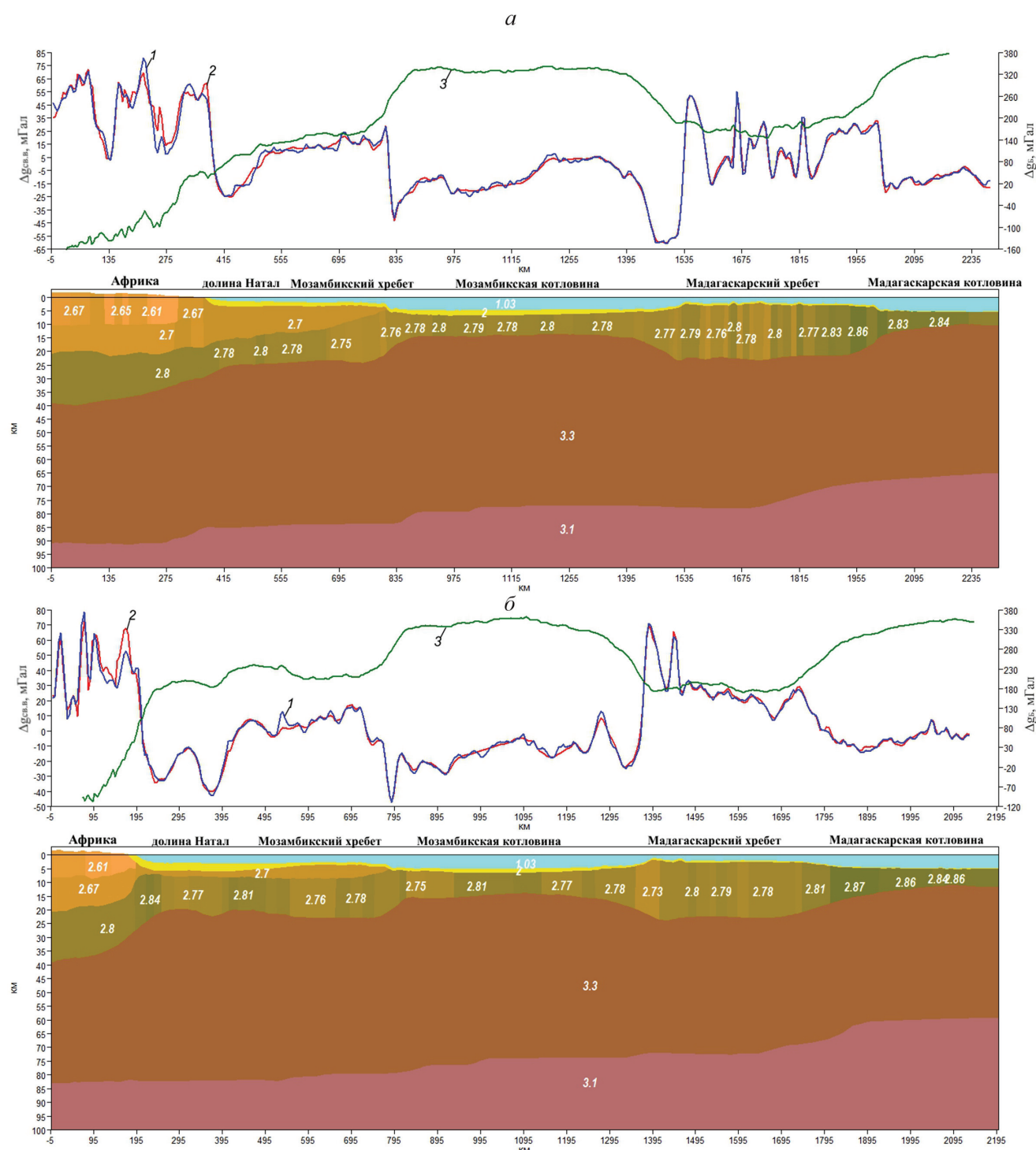


Рис. 5. Структурно-плотностная модель тектоносферы вдоль профилей 1 (а) и 2 (б): 1 — аномалии силы тяжести в свободном воздухе (наблюдаемое), 2 — аномалии силы тяжести в свободном воздухе (модельное), 3 — аномалии силы тяжести в редукции Буге

рону Мозамбикского хребта, а плотность варьирует от 2,74 до 2,77 г/см<sup>3</sup>, что соответствует значениям, характерным для океанической коры. Мощность земной коры в Мозамбикском хребте уменьшается по сравнению с таковой в других профилях и достигает ~17 км, плотность блоков коры изменяется в пределах 2,73–2,76 г/см<sup>3</sup>. Мадагаскарский хребет имеет более высокие значения плотности, которые варьируют от 2,82 до 2,88 г/см<sup>3</sup>, а мощность коры составляет ~20 км.

Таким образом, для выявления особенностей строения тектонических структур разных генетических типов в юго-западной части Индийского океана выполнено структурно-плотностное моделирование тектоносферы по профилям, проходящим от окраины Африканского континента через долину Натал, Мозамбикский и Мадагаскарский хребты и разделяющую их Мозамбикскую котловину. На основе плотностного моделирования определены основные параметры строения литосферы изучаемых струк-

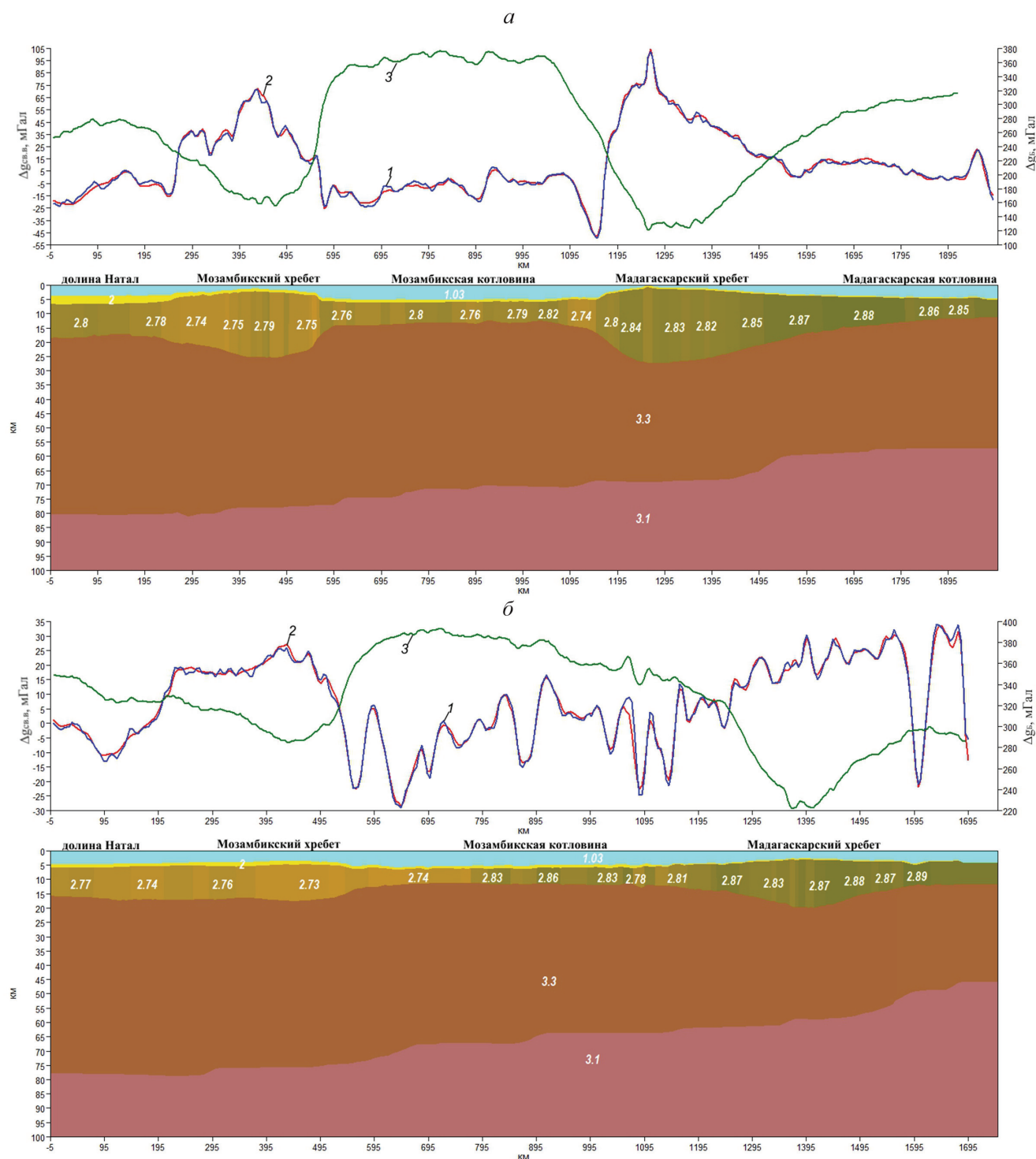


Рис. 6. Структурно-плотностная модель тектоносферы вдоль профилей 3 (а) и 4 (б): 1 — аномалии силы тяжести в свободном воздухе (наблюдаемое), 2 — аномалии силы тяжести в свободном воздухе (модельное), 3 — аномалии силы тяжести в редукции Буге

тур. Как видно из информации, представленной на рис. 5–6 и в табл. 2, изучаемые морфоструктуры по-разному отражаются в гравитационных аномалиях и в плотностной структуре коры и литосферы.

*Мозамбикская и Мадагаскарская котловины* в потенциальных полях характеризуются значениями, типичными для океанического типа коры; в магнитном поле выделяются знакопеременными линейными аномалиями, в поле силы тяжести в редукции Буге — повышенными значениями поля (до 400 мГал),

в свободном воздухе — средними значениями ( $-18 \div -3$  мГал). На профилях мощность земной коры составляет 10–14 км, а плотность —  $2,74\text{--}2,86$  г/см<sup>3</sup>.

*Мозамбикский хребет* в гравитационном поле в редукции в свободном воздухе характеризуется положительными значениями, в редукции Буге с плотностью  $2,80$  г/см<sup>3</sup> — пониженными значениями поля, в магнитном поле прослеживаются разнонаправленные аномалии хаотичного направления, что свидетельствует о неоднородности коры. Хребет разделен



Таблица 2

## Параметры строения литосферы Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов\*

| Название структуры    | Номер профиля | D           | D             | Глубина дна, км | Кора (вместе с осадками) |                              |
|-----------------------|---------------|-------------|---------------|-----------------|--------------------------|------------------------------|
|                       |               |             |               |                 | мощность, км             | плотность, г/см <sup>3</sup> |
| Мозамбикский хребет   | 1             | 10–18 (14)  | 80–250 (150)  | 1,5–2           | 23                       | 2,72–2,8                     |
|                       | 2             | –8–18 (5)   | 180–220 (200) | 2,7–3           | 21                       | 2,72–2,8                     |
|                       | 3             | 18–64 (35)  | 150–240 (190) | 1,1–2,9         | 24                       | 2,71–2,8                     |
|                       | 4             | 10–26 (18)  | 285–310 (290) | 3,4–3,8         | 14                       | 2,72–2,76                    |
| Мадагаскарский хребет | 1             | –4–52 (22)  | 150–220 (170) | 2–2,5           | 21                       | 2,75–2,86                    |
|                       | 2             | 8–72 (28)   | 175–220 (185) | 1,4–2,2         | 22                       | 2,74–2,82                    |
|                       | 3             | 15–102 (50) | 125–235 (165) | 0,2–2,2         | 27                       | 2,8–2,87                     |
|                       | 4             | 10–34 (26)  | 225–310 (280) | 2,7–4,1         | 17                       | 2,85–2,88                    |

\* Приведены экстремальные значения по профилям (минимум—максимум), в скобках—среднее значение.

на три сектора: северный (I), центральный (II) и южный (III). Профили 1 и 2 проходят через северный сектор I, здесь наблюдается кора, сложенная двумя слоями: верхний слой с плотностью 2,70 г/см<sup>3</sup>, под ним расположен слой с плотностью 2,74–2,82 г/см<sup>3</sup>. Мощность земной коры на этих профилях составляет ~23 км. Через центральный сегмент (II) проходит профиль 3, в котором мощность коры составляет ~26 км. На этом профиле верхний слой коры выражен нечетко в плотностных характеристиках, а интегральные значения плотности в слое коры варьируют от 2,73 до 2,79 г/см<sup>3</sup>. Профиль 4 занимает южный сектор (III) исследуемой структуры. В нем наблюдается резкое уменьшение мощности земной коры, которая составляет ~17 км, плотность коры остается неизменной (2,73–2,76 г/см<sup>3</sup>), что больше соответствует океаническому типу коры.

*Долина Натал* имеет сложное строение. В поле силы тяжести в свободном воздухе она характеризуется отрицательными значениями (–30÷–5 мГал), в редукции Буге — повышенными значениями поля, а в магнитном поле намечены линейные знакопеременные аномалии, что свидетельствует об океаническом типе коры, по крайней мере в ее южной части. На профилях 1 и 2 (сектор I) верхний слой коры имеет небольшую мощность (~10 км) с плотностью 2,70 г/см<sup>3</sup>. В центральном и южном секторах (профили 3 и 4) мощность земной коры составляет 16–18 км, а плотность варьирует от 2,74 до 2,81 г/см<sup>3</sup>, что указывает на утолщенную за счет андерплейтинга кору океанического типа, или, что более вероятно, на утоненную в процессе рифтогенеза континентальную кору, утяжеленную внедрением базальтовых даек.

*Мадагаскарский хребет* в потенциальных полях выделяется так же, как и Мозамбикский (в гравитационном поле в редукции за свободный воздух характеризуется положительными значениями, в редукции Буге — пониженными значениями поля, в магнитном поле прослеживаются разнознаковые аномалии хаотичного направления). Этот хребет

также разделен на три сектора. Через северный сектор (I) проходят профили 1 и 2, в которых мощность земной коры составляет ~24 км, а плотность варьирует от 2,74 до 2,86 г/см<sup>3</sup>. Такие характеристики предполагают наличие здесь утолщенной базальтовой коры. Профиль 3 проходит через центральный сектор (II), мощность коры достигает максимального значения (~27 км), а значения плотности составляют 2,78–2,81 г/см<sup>3</sup>. К южному сектору (III) мощность уменьшается до 20 км, а плотность варьирует от 2,82 до 2,88 г/см<sup>3</sup>. Мадагаскарский хребет, судя по мощности земной коры и значениям плотности по всем профилям, представлен блоками утолщенной за счет андерплейтинга базальтовой океанической коры. Вариации мощности коры вдоль простирания Мадагаскарского хребта могут свидетельствовать о степени интенсивности плюмового магматизма, ответственного за его формирование.

**Закключение.** Результаты плотностного моделирования показали, что Мозамбикский и Мадагаскарский хребты имеют разное строение. Мозамбикский хребет имеет менее плотную структуру и сложен, по крайней мере в северной части, утоненной континентальной корой, а в южной — корой смешанного типа, осложненной плюмовым магматизмом. Степень растяжения и утонения континентальной коры под хребтом увеличивается к югу, что отражено и в понижении значений ее плотности и мощности. Хребет отделен от Африканского материка долиной Натал, которая также подстилается континентальной корой, которая, судя по значениям ее мощности, подверглась еще большей степени утонения в процессе рифтогенеза, чем погруженный Мозамбикский хребет. Мадагаскарский хребет, в отличие от Мозамбикского хребта, характеризуется близкими значениями мощности коры, но большими значениями ее плотности, что, по всей видимости, обусловлено его магматической природой, связанной с деятельностью горячей точки. Оба хребта разделены древней океанической корой Мозамбикского бассейна, имеющей типичные плотностные характеристики.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Двумерное структурно-плотностное моделирование строения тектоносферы акватории южной части Индийского океана // Геофизические исследования. 2015. Т. 16, № 4. С. 15–35.
- Булычев А.А., Гайнанов А.Г., Гилод Д.А. и др. Количественная интерпретация спутниковых геофизических данных // Физика Земли. 1996. № 3. С. 21–26.
- Булычев А.А., Зайцев А.Н. Программа для интерактивного двухмерного подбора плотностной среды по аномальному гравитационному полю / Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. № 2008611947. Выдано 18.04.2008.
- Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л. Морская гравиразведка: Учеб. пособие для вузов. М.: Недра, 1991. 213 с.
- Сорохтин О.Г. Зависимость топографии срединно-океанических хребтов от скорости раздвижения дна океана // Докл. АН СССР. 1973. Т. 208, № 6. С. 1338–1341.
- Barthelmes F. Definition of functionals of the geopotential and their calculation from spherical harmonic models. Theory and formulas used by the calculation service of the International Centre for Global Earth Models (ICGEM). Germany: Scientific Techn. Rep. STR09/02, 2013. 32 p. DOI:10.2312/GFZ.b103-0902-26.
- Ben-Avraham Z., Hartnady C.J. H., le Roex A.P. Neotectonic activity on continental fragments in the Southwest Indian Ocean: Agulhas Plateau and Mozambique Ridge // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100, B4. P. 6199–6111.
- Coffin M.F., Eldholm O. Large Igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences // Rev. Geophys. 1994. Vol. 32. P. 1–36.
- Gohl K., Uenzelmann-Neben G., Grobys N. Growth and dispersal of a Southeast African large igneous province // South Afr. J. Geol. 2012. DOI: 10.2113/gssajg.114.3-4.379.
- König M., Jokat W. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea // J. Geophys. Res. 2006. Vol. 111. DOI: 10.1029/2005JB004035.
- Meyer B., Chulliat A., Saltus R. Derivation and Error Analysis of the Earth Magnetic Anomaly Grid at 2 arc min Resolution Vers. 3 (EMAG2v3) // Geochem., Geophys., Geosystems. 2017. Vol. 18. P. 4522–4537. URL: <http://dx.doi.org/10.1002/2017GC007280>.
- Muller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // Geochem., Geophys., Geosystems. 2008. Vol. 9. Q04006. DOI: 10.1029/2007GC001743.
- Reguzzoni M., Sampietro D. GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data // Intern. J. Applied Earth Observation and Geoinformation. 2014. 16 p. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2014.04.002>.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F. New global marine gravity from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure // Science. 2014. DOI:10.1126/science.1258213.
- Simmons N.A., Myers S.C., Johannesson G., Matzel E. LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction // J. Geophys. Res. 2012. Vol. 117. N B10. 28 p. DOI: 10.1029/2012JB009525.
- Whittaker J.M., Goncharov A., Williams S.E. et al. Global sediment thickness data set updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean // Geochem., Geophys., Geosystems. 2013. Vol. 14. N 8. P. 3297–3305. DOI:10.1002/ggge.20181.
- Zhang T., Lin J., Gao J. Interactions between hotspots and the Southwest Indian Ridge during the last 90 Ma: implications on the formation of oceanic plateaus and intraplate seamounts // Sci China Earth Sci. 2011. Vol. 54. DOI: 10.1007/s11430-011-4219-9.

Поступила в редакцию 28.04.2021

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021

УДК 552.5/550.4

М.Ю. Гущина<sup>1</sup>

## ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВЫХ ТУФОТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД В РАЙОНЕ УСТЬ-БЕЛЬСКИХ ГОР (СЕВЕРО-ЗАПАД КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1  
Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1  
Geological Institute of the RAS, 119017, Moscow, Pyzhevsky lane, 7

Изложены результаты изучения литогеохимических особенностей позднеюрско-раннемеловых туфотерригенных пород Усть-Бельского и Алганского террейнов. Породы представлены средне- и мелко-тонкозернистыми кварц-полевошпатовыми и полевошпатовыми граувакками. Установлено, что их формирование происходило синхронно с вулканизмом основного и среднего состава, в морских условиях, недалеко от берега. Основной источник сноса был связан с островной дугой на западе региона. Породы Усть-Бельского террейна формировались в разных частях преддугового бассейна, а Алганского террейна — в остро-водужной части желоба.

**Ключевые слова:** Корякское нагорье, туфопесчаники, минеральный состав, геохимические индикаторы, источники сноса, область седиментации.

The paper presents the results of studying the lithochemical features of the Late Jurassic-Early Cretaceous tuff-terrigenous rocks of the Ust-Belsky and Algan terranes. Tuff-terrigenous rocks represented by medium-fine-pelitic-grained quartz-feldspar and feldspar greywackes. According to the results, they were formed due to the erosion of intermediate and basic composition volcanic formations, in the marine environment, near the coast. The main source was associated with the island arc in the northwest of the region. Tuff-terrigenous rocks of Ust-Belsky terrane formed in different parts of the forearc basin. Tuff-terrigenous rocks of Algan terrane formed in the trench-slope basin.

**Keywords:** Koryak highland, tuff-sandstones, mineralogical composition, geochemical indicators, sources of sediment drifting, sedimentation province.

**Введение.** Район исследования расположен на северо-западе Корякского нагорья на границе двух складчатых систем [Парфенов и др., 1993; Соколов, 2010] (рис. 1, Б). Западно-Корякская складчатая система представлена офиолитовым Усть-Бельским террейном, состоящим из нескольких тектонических пластин [Александров, 1978], шарьированных к юго-востоку на окраинноморские комплексы Алганского террейна, относящегося к Анадырско-Корякской складчатой системе. В строении обоих террейнов участвуют туфотерригенные образования позднеюрского-раннемелового возраста. Это время в истории геологического развития северо-востока Евразии связано с существованием позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островной дуги, развивавшейся на границе Азиатского континента и Северо-Западной Пацифики [Соколов, 1992; Парфенов и др., 1993].

Для района характерно покровно-чешуйчатое строение [Александров, 1978]. В пределах Усть-Бельского террейна пластины, содержащие поздне-

юрские-раннемеловые туфотерригенные образования, чередуются с пластинами вендско-мезозойских пород (рис. 1, В). Мавринская пластина залегает в основании террейна. Породы Мавринской пластины имеют валанжинский возраст на основании находок бухий и включены в состав майнской толщи [Захаров, 1974; Гульпа, 2014]. Общая мощность отложений майнской толщи 800 м [Гульпа, 2014]. Удачинская пластина расположена структурно выше [Александров, 1978] и сложена валанжинскими туфотерригенными образованиями, включенными в состав бачкинской толщи [Захаров, 1974], общая мощность которой оценивается в 2400 м [Гульпа, 2014]. По-моему, значение мощности завышено, что связано с многократным тектоническим наложением фрагментов разреза во время аккреционных процессов.

Структурно ниже пластин Усть-Бельского террейна залегают вулканогенно-кремнисто-терригенные комплексы Алганского террейна, включенные в состав алганской свиты (титон-валанжин) [Захаров,

<sup>1</sup> Геологический институт РАН, мл. науч. с.; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, аспирантка; e-mail: dybree@yandex.ru



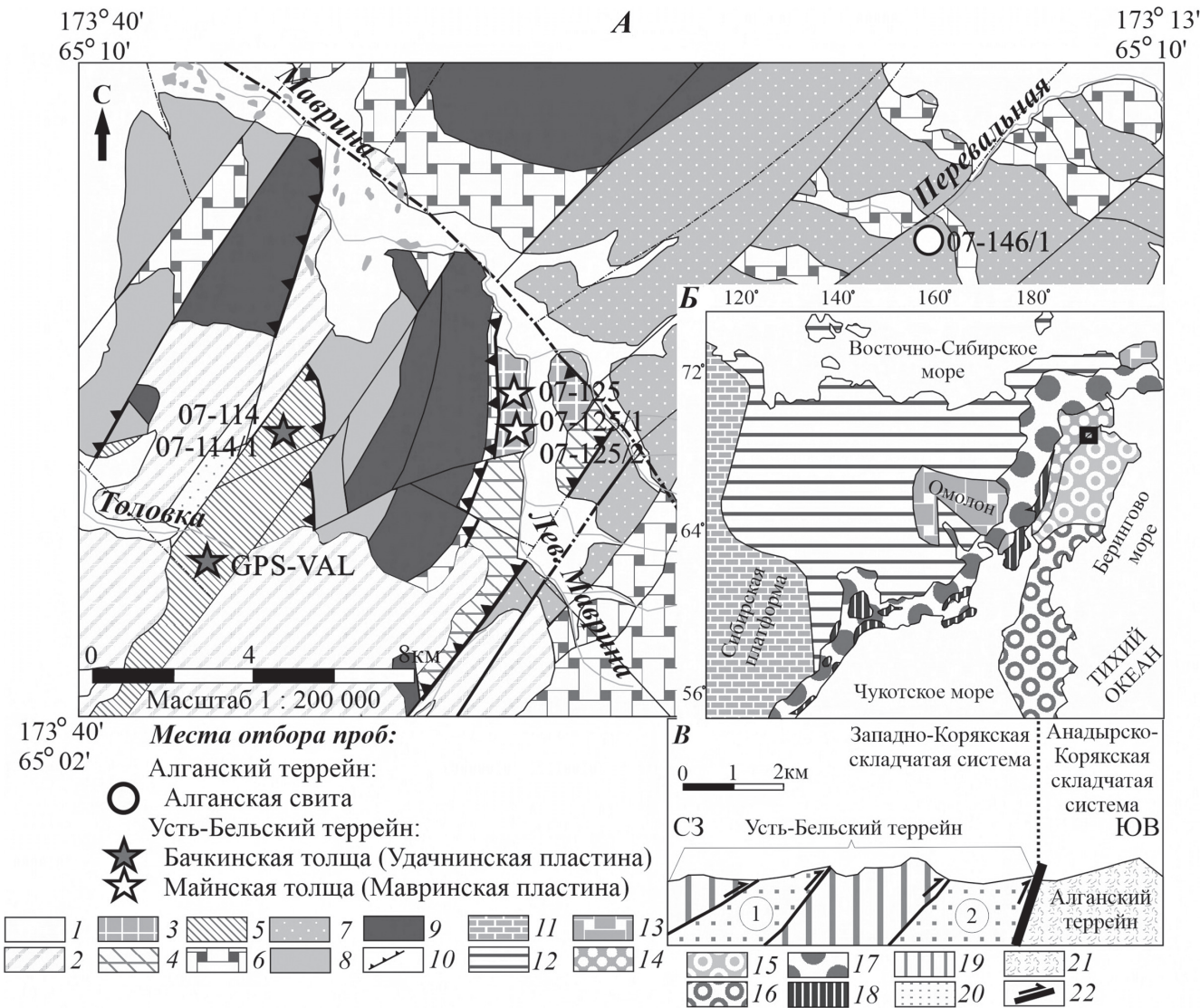


Рис. 1. Геологическая карта района работ [Гульпа, 2014] (А): 1 — отложения четвертичной системы; 2 — палеогеновые и неогеновые отложения  $P_3-N_2$ ; 3 — майнская толща  $K_1v$ ; 4 — терригенные образования аалена-келловей; 5 — бачкинская толща  $K_1v$ ; 6 — меланж; 7 — алганская свита  $J_3-K_1v$ ; 8 — палеозойские отложения  $D_{2-3}-C_1$ ; 9 — Усть-Бельский комплекс дунит-гарцбургит-габбровый, плутонический RF; 10 — надвиги. Тектоническая схема Северо-Востока Азии по [Соколов, 2010] с изменениями (Б), черным квадратом отмечен район работ: 11 — Сибирская платформа; 12–13 — Верхояно-Чукотская складчатая область; 12 — палеозойско-мезозойские отложения, 13 — террейны с континентальной корой; 14–16 — Корякско-Камчатская складчатая область: 14 — Западно-Корякская складчатая система, 15 — Анадырско-Корякская складчатая система, 16 — Олюторско-Камчатская складчатая система; 17 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 18 — Удско-Мургаляский вулканогенный пояс. Геологический профиль через северную часть Корякского нагорья по [Александров, 1978] с изменениями (В): 19 — венд-мезозойские породы; 20–21 — позднелюрские–раннемеловые комплексы: 20 — терригенные; 21 — вулканогенно-кремнисто-терригенные; 22 — тектонические границы. Цифры в кружках: 1 — Удачинская пластина; 2 — Мавринская пластина

1974]. Общая мощность алганской свиты оценивается в 1500 м [Гульпа, 2014].

Туфотерригенные отложения широко распространены в регионе, но основное внимание предшественников было сосредоточено на магматических и кремнистых породах [Вишневская, 1996; Тихомиров, 2010; Леднева, 2012; Моисеев и др., 2014; Палечек и др., 2016]. Поскольку туфотерригенные породы в регионе слабо изучены, в работе сделана одна из первых попыток применения литогеохимических методов для выяснения особенностей их вещественного состава и условий седиментации. Интерес к изучению пород региона обусловлен тем, что на достаточно ограниченной территории обнажены различные в геодинамическом и фациальном отношении комплексы. Валанжинский возраст изучаемых пород позволяет провести их корреляцию на основании данных литогеохимического анализа. Изучение разных формационных комплексов Усть-Бельского и Алганского террейнов открывают перспективу для расшифровки аккреционного роста Азиатского континента.

Цель работы — выяснение состава, условий седиментации и источников сноса для позднелюр-

ских–раннемеловых туфотерригенных пород, занимающих разное тектоническое положение в районе Усть-Бельских гор.

**Материалы и методы исследований.** Приведенный в статье материал собран в ходе полевых исследований, выполненных в 2007, 2012 гг. сотрудниками Геологического института РАН. На большей части рассматриваемой территории породы обнажены плохо.

Туфотерригенные породы Алганского террейна вскрыты в районе р. Перевальная (рис. 1, А; 2), входят в состав олистостромовой толщи. Матрикс представлен плохо стратифицированными туфотерригенными породами от пелитовой до мелкогравийной размерности, с прослоями зеленых туфосилицитов и согласно залегающих тел андезитов и андезибазальтов мощностью до 10 м. Редко встречаются слои гравелитов и конгломератов мощностью 5–10 м. В поле распространения туфотерригенных пород присутствуют олистолиты(?) кремнистых пород, датированных по радиоляриям кимеридж-титоном, кимеридж-валанжином и аален-кимериджем. Олистостромовая толща надвинута на полимиктовый серпентинитовый меланж, из-под которого обнажена пластина вулканогенно-кремнистого состава, датированная титоном-валанжином [Палечек и др., 2013, 2016; Моисеев, 2020].

Туфотерригенные породы Удачинской пластины обнажаются в междуречье рек Маврина и Толовка (рис. 1, А; 2). Породы представлены чередованием туффитов от пелитовой до мелкогравийной размерности, реже мергелями. Туффиты алевролитовой размерности содержат конкреции алевритового и известковисто-алевритового состава. В основании развиты слои гравийных конгломератов крупнозернистых туффитов и туфопесчаников мощностью до 10 м с включением валунов (до 1 м), кремнистых сланцев и известняков [Моисеев, 2020; Гульпа, 2014].

Отложения Мавринской пластины, обнажены в районе р. Левая Маврина (рис. 1, А; 2). На большей части Мавринской пластины наблюдаются многочисленные зоны трещиноватости. В таких зонах крайне сложно установить первичное взаимоотношение пород, контакты между отдельными литологическими разностями сорваны. На отдельных участках отмечается ненарушенное чередование туфотерригенных пород видимой мощностью от 20 до 80 м [Моисеев, 2020]. Породы представлены грубослоистыми туфопесчаниками с обилием шаровидных известковистых конкреций размером 2–20 см и трещиноватыми туфоалевролитами — туфоаргиллитами [Гульпа, 2014]. Все породы смяты в наклонные сжатые складки юго-восточной vergentности и разбиты густой сетью трещин и мощными зонами катаклаза.

Туфопесчаники представлены разнообразными разностями с серо-зеленым оттенком, характеризуются массивной текстурой, плохими сортировкой и окатанностью компонентов.

**Методы исследования.** Минеральный состав туфопесчаников изучен петрографическим методом с подсчетом зерен в шлифах. Считались следующие компоненты: монокристаллический и поликристаллический кварц, кварциты, монокристаллические и поликристаллические плагиоклазы и полевые шпаты, сростки кварца и полевых шпатов; обломки эффузивов, вулканического стекла, магматических пород, метаморфических и осадочных пород (например, обломочных пород, карбонатов и кремней).

Содержание главных элементов примесей и микроэлементов определено в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва). Силикатный анализ проб осуществлялся под руководством М.С. Ляпунова рентгенофлуоресцентным методом (XRF) с использованием последовательного спектрометра S4 Pioneer (Bruker, Германия) и программного обеспечения Spectra-Plus. Элементный анализ проб выполнен под руководством О.И. Окиной методом ICP-MS с использованием масс-спектрометра «Элемент 2» (Thermo Fisher Scientific of GmbH, Германия). Для контроля правильности результатов проанализированы контрольные образцы сланца ShTX-1 и риолита ORPT-1 (IAG, Великобритания). Полученные концентрации отличались от аттестованных содержаний не более чем на 10–15 отн.%.

#### **Результаты исследований и их обсуждение.**

**Петрографические исследования.** Туфотерригенные образования Удачинской пластины представлены туффитами и туфопесчаниками. По минеральному составу они относятся к кварц-полевошпатовым и полевошпатовым грауваккам ( $Q_{8-19}F_{43-63}L_{29-43}$ , где Q — кварц, F — полевые шпаты, L — обломки пород) по классификации В.Д. Шутова [Шутов, 1972], средне-мелкозернистым и тонко-мелкозернистым плохо окатанным и плохо сортированным, с большим количеством цемента (20%). Цемент чаще всего имеет пелитовую размерность, полностью замещен серицит-хлорит-кварцевым агрегатом, открытый поровый, сплошной, не всегда равномерный, не взаимодействует с веществом обломочных зерен. Наблюдается увеличенное содержание рудных минералов. Присутствуют обломки кораллов.

Туфотерригенные образования Мавринской пластины представлены туфопесчаниками тонко-мелкозернистыми и мелко-тонкозернистыми. По минеральному составу они относятся к кварц-полевошпатовым и полевошпатовым грауваккам ( $Q_{7-12}F_{35-43}L_{46-51}$ ) по [Шутов, 1972] плохо окатанным, имеют среднюю сортировку. Наблюдается увеличенное содержание рудных минералов. Цемент чаще всего пелитовой размерности, полностью замещен серицит-хлорит-кварцевым агрегатом (5–7%), преобладающий закрытый поровый или контурный, несплошной, неравномерный, не взаимодействующий с веществом обломочных зерен. Исключение представляет образец № 07-125/1 с большим коли-

Таблица 1

**Содержание петрогенных оксидов и элементов-примесей в позднеюрско-раннемеловых туффитах и туфопесчаниках  
Усть-Бельских гор**

| Компонент                      | GPS-VAL | 07-114 | 07-114/1 | 07-125 | 07-125/1 | 07-125/2 | 07-146/1 |
|--------------------------------|---------|--------|----------|--------|----------|----------|----------|
| SiO <sub>2</sub> , масс%       | 56,03   | 63,46  | 58,02    | 56,03  | 38,13    | 56,21    | 57,88    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,30   | 15,06  | 13,51    | 15,7   | 9,08     | 15,01    | 16,75    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,88    | 0,62   | 1,07     | 1,52   | 2,10     | 1,43     | 1,12     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 6,45    | 2,05   | 4,12     | 4,99   | 7,65     | 7,48     | 4,01     |
| FeO                            | 3,26    | 2,73   | 3,30     | 4,10   | 3,76     | 1,95     | 2,65     |
| MnO                            | 0,14    | 0,04   | 0,13     | 0,13   | 0,6      | 0,11     | 0,13     |
| MgO                            | 3,00    | 1,37   | 2,03     | 4,06   | 2,82     | 3,73     | 3,52     |
| CaO                            | 4,75    | 1,15   | 6,86     | 3,56   | 17,51    | 2,95     | 5,48     |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,33    | 2,66   | 1,94     | 3,39   | 2,08     | 3,55     | 2,94     |
| K <sub>2</sub> O               | 1,44    | 1,87   | 0,43     | 1,37   | 0,91     | 1,29     | 1,28     |
| P <sub>2</sub> O               | 0,16    | 0,13   | 0,15     | 0,14   | 0,17     | 0,18     | 0,12     |
| п.п.п.                         | 3,75    | 8,39   | 7,85     | 4,94   | 14,52    | 5,73     | 3,64     |
| Li, мг/кг                      | 19,9    | 14,7   | 13,0     | 32,0   | 22,0     | 32,0     | 25,0     |
| Be                             | 1,25    | 1,01   | 0,93     | 0,87   | 0,73     | 0,85     | 0,74     |
| Sc                             | 22      | 18,8   | 18,9     | 25     | 23       | 24       | 22       |
| V                              | 231     | 187    | 191      | 246    | 365      | 239      | 198      |
| Cr                             | 78      | 61     | 43       | 102    | 172      | 99       | 71       |
| Co                             | 22,0    | 17,6   | 18,2     | 22     | 18,7     | 19,1     | 16,7     |
| Ni                             | 22      | 16,7   | 24       | 29     | 35       | 30       | 24       |
| Cu                             | 25      | 58     | 65       | 38     | 319      | 31       | 44       |
| Ga                             | 19,1    | 16,1   | 16,0     | 17,1   | 13,0     | 17,0     | 17,1     |
| Rb                             | 30,0    | 8,8    | 6,0      | 22,0   | 16,7     | 22,0     | 13,1     |
| Sr                             | 314     | 580    | 502      | 252    | 319      | 233      | 319      |
| Y                              | 19,8    | 26     | 24       | 21     | 19,8     | 21       | 19,6     |
| Zr                             | 78      | 253    | 249      | 162    | 187      | 142      | 113      |
| Nb                             | 2,6     | 5,8    | 4,9      | 4,0    | 4,1      | 3,9      | 2,5      |
| Mo                             | 0,29    | 0,56   | 0,61     | 0,64   | 0,79     | 0,56     | 0,50     |
| Sn                             | 0,75    | 1,25   | 1,85     | 1,77   | 16,7     | 1,20     | 0,72     |
| Sb                             | 0,34    | 0,51   | 0,37     | 0,36   | 0,98     | 0,42     | 0,16     |
| Cs                             | 0,99    | 0,24   | 0,20     | 0,70   | 0,51     | 0,71     | 0,40     |
| Ba                             | 328     | 585    | 574      | 303    | 299      | 289      | 200      |
| Hf                             | 1,9     | 6,0    | 5,5      | 3,7    | 4,2      | 3,4      | 2,8      |
| W                              | 0,17    | 0,23   | 0,44     | 0,37   | 0,11     | 0,23     | 0,23     |
| Tl                             | 0,046   | 0,04   | 0,04     | 0,12   | 0,11     | 0,10     | 0,045    |
| Pb                             | 7,0     | 10,0   | 9,4      | 4,4    | 21       | 4,2      | 2,3      |
| Th                             | 1,37    | 3,9    | 3,1      | 1,24   | 0,94     | 1,25     | 1,07     |
| U                              | 0,62    | 1,77   | 1,74     | 0,65   | 0,62     | 0,65     | 0,50     |

Усть-Бельский террей, Удачинская пластина

Усть-Бельский террей, Мавринская пластина

Алганский террей

чеством (20%) карбонатного цемента, открытого порового, сплошного равномерного, коррозионного.

Туфотерригенные образования Алганского террейна представлены средне-мелкозернистыми туфопесчаниками. По минеральному составу они относятся к кварцево-полевошпатовым грауваккам (Q<sub>9-11</sub>F<sub>34-51</sub>L<sub>38-56</sub>) по классификации В.Д. Шутова [Шутов, 1972], плохо сортированным, плохо окатанным. Встречаются зерна обломков пород средней и хорошей окатанности. Цемент пелитовой размерности полностью замещен серицит-хлорит-кварцевым

агрегатом (5–10%), закрытый поровый, сплошной равномерный, не взаимодействующий с веществом обломочных зерен.

Кварц во всех туфотерригенных породах представлен моно- и поликристаллическими разностями чаще всего неправильной формы, с рвано-волнистыми краями, иногда в виде угловатых и округлых обломков, иногда представлен вулканическими разностями с резорбированными контурами. Зерна полевых шпатов трещиноватые, как неправильной угловатой формы, так и идиоморфной таблитчатой



Таблица 2

Содержание РЗЭ в позднеюрско-раннемеловых туффитах и туфопесчаниках района Усть-Бельских гор

| Элемент   |                                            | GPS-VAL | 07-114 | 07-114/1 |                                            | 07-125 | 07-125/1 | 07-125/2 |                   | 07-146/1 |
|-----------|--------------------------------------------|---------|--------|----------|--------------------------------------------|--------|----------|----------|-------------------|----------|
| La, мг/кг | Усть-Бельский террейн, Удачинская пластина | 12,9    | 15,9   | 16,0     | Усть-Бельский террейн, Мавринская пластина | 10,7   | 9,9      | 10,8     | Алганский террейн | 7,3      |
| Ce        |                                            | 30      | 34     | 35       |                                            | 24     | 21       | 25       |                   | 15,1     |
| Pr        |                                            | 3,6     | 4,5    | 4,6      |                                            | 3,5    | 3,0      | 3,5      |                   | 2,4      |
| Nd        |                                            | 15,5    | 18,9   | 19,1     |                                            | 15,7   | 13,7     | 16,1     |                   | 10,8     |
| Sm        |                                            | 3,6     | 4,3    | 4,2      |                                            | 3,9    | 3,4      | 3,9      |                   | 2,9      |
| Eu        |                                            | 1,13    | 1,02   | 0,97     |                                            | 1,29   | 1,07     | 1,29     |                   | 1,01     |
| Gd        |                                            | 3,7     | 4,6    | 4,6      |                                            | 4,3    | 4,0      | 4,3      |                   | 3,4      |
| Tb        |                                            | 0,58    | 0,70   | 0,67     |                                            | 0,63   | 0,57     | 0,65     |                   | 0,55     |
| Dy        |                                            | 3,5     | 4,4    | 4,1      |                                            | 3,9    | 3,5      | 3,9      |                   | 3,5      |
| Ho        |                                            | 0,69    | 0,93   | 0,87     |                                            | 0,80   | 0,73     | 0,80     |                   | 0,74     |
| Er        |                                            | 1,93    | 2,7    | 2,6      |                                            | 2,3    | 2,1      | 2,3      |                   | 2,2      |
| Tm        |                                            | 0,28    | 0,41   | 0,39     |                                            | 0,34   | 0,31     | 0,34     |                   | 0,32     |
| Yb        |                                            | 1,77    | 2,7    | 2,6      |                                            | 2,3    | 2,1      | 2,3      |                   | 2,1      |
| Lu        |                                            | 0,26    | 0,43   | 0,42     |                                            | 0,35   | 0,33     | 0,35     |                   | 0,32     |
| Сумма     |                                            | 79,7    | 96,0   | 95,8     |                                            | 74,5   | 65,8     | 75,5     |                   | 52,6     |
| ЛРЗЭ/ТРЗЭ |                                            | 5,3     | 4,7    | 4,9      |                                            | 4,0    | 3,8      | 4,1      |                   | 3,0      |

с полисинтетическими двойниками. Большинство полевых шпатов представлено андезином, иногда с характерной зональностью, редко встречаются зерна лабрадора. Среди обломков пород преобладают (от 77 до 93%) обломки основных и средних эффузивов. Среди основных пород определены зерна спилитов, как неокатанные, так и окатанные. Неокатанные зерна спилитов наравне с окатанными встречаются в туфопесчаниках Алганского террейна. В туфо-

песчаниках и туффитах Усть-Бельского террейна спилиты чаще всего окатанные. В туфотеригенных породах Алганского террейна, в отличие от таковых Усть-Бельского террейна, встречаются обломки кремнистых пород. Полевые шпаты и обломки вулканических пород замещены до полных псевдоморфоз вторичными слюдястыми минералами и хлоритовым агрегатом. Большая часть зерен плагиоклазов подвержена альбитизации. Пирокластический материал

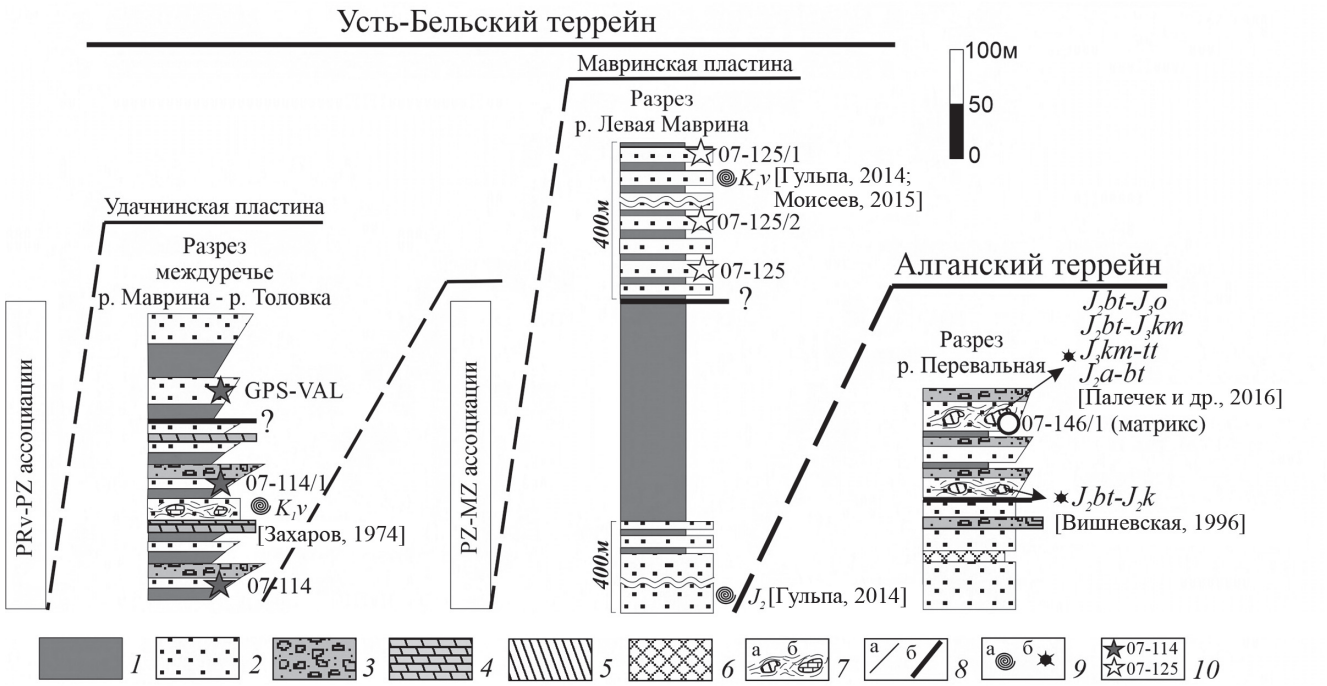


Рис. 2. Тектоно-стратиграфические колонки региона: 1 — туфоалевролиты; 2 — туфопесчаники; 3 — конгломераты; 4 — мергели; 5 — кремнистые породы; 6 — горизонты базальтов и андезитов; 7 — олистолиты; 8 — контакты: а — стратиграфические, б — тектонические (надвиги); 9 — фауна: а — бухии, б — радиолярии; 10 — места отбора проб

Таблица 3

Значения ряда индикаторных отношений в туффитах и туфопесчаниках Усть-Бельских гор

| Модуль | Усть-Бельский террейн,<br>Удачинская пластина | GPS-VAL | 07-114 | 07-114/1 | Усть-Бельский террейн,<br>Мавринская пластина | 07-125 | 07-125/1 | 07-125/2 | Алганский террейн | 07-146/1 |
|--------|-----------------------------------------------|---------|--------|----------|-----------------------------------------------|--------|----------|----------|-------------------|----------|
| Fe/Mn  |                                               | 67      | 111    | 54       |                                               | 64     | 18       | 79       |                   | 47       |
| Ti/Mn  |                                               | 5,0     | 11,6   | 6,4      |                                               | 8,7    | 2,7      | 10,0     |                   | 6,5      |
| Sr/Ba  |                                               | 0,96    | 0,99   | 0,87     |                                               | 0,83   | 1,07     | 0,80     |                   | 1,59     |
| U/Th   |                                               | 0,46    | 0,45   | 0,56     |                                               | 0,53   | 0,65     | 0,52     |                   | 0,47     |
| Ni/Co  |                                               | 1,0     | 0,9    | 1,3      |                                               | 1,3    | 1,9      | 1,6      |                   | 1,4      |
| TM     |                                               | 0,05    | 0,04   | 0,08     |                                               | 0,10   | 0,23     | 0,10     |                   | 0,07     |
| ЩМ     |                                               | 2,3     | 1,4    | 4,5      |                                               | 2,5    | 2,3      | 2,8      |                   | 2,3      |
| ГМ     |                                               | 0,45    | 0,32   | 0,38     |                                               | 0,46   | 0,59     | 0,46     |                   | 0,42     |

представлен кристаллокластами полевых шпатов, темноцветных и рудных минералов, с характерными идиоморфными формами и литокластическими обломками эффузивов среднего и основного состава, с рваными краями, нередко с выступающими шипами фенокристаллов. Содержание пирокластического материала для пород Удачинской пластины колеблется от 30 до 70%, для пород Мавринской пластины и Алганского террейна — от 15 до 35%.

**Геохимические исследования.** Содержание всех петрогенных оксидов для всей проанализированной нами выборки приведено в табл. 1. Диапазон содержания SiO<sub>2</sub> варьирует от 38,13 до 63,46%. Такие значения свидетельствуют об умеренной степени зрелости, с небольшим количеством кварца и других содержащих кремний минералов. В целом отмечу близость состава пород, однако наблюдается относительное обогащение одной пробы Мавринской пластины (№ 07-125/1) CaO, MnO и обеднение SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и K<sub>2</sub>O, что объясняется пониженным содержанием в ней глинистой составляющей по сравнению с остальными пробами и наличием карбонатного цемента.

Содержание элементов-примесей приведено в табл. 1. Характерна высокая концентрация V, Cr, Ba. При появлении в туфопесчаниках карбонатного цемента (проба № 07-125) отмечено повышенное содержание Cr, Cu, Pb и Sn. Количество Be и некоторых крупных литофильных (Ba, Th, U, Sr) и высокозарядных (Zr, Nb, Hf, Y) элементов в породах уменьшается от Удачинской пластины к Алганскому террейну, т. е. с запада на восток.

Спектры распределения РЗЭ во всех туффитах и туфопесчаниках в целом схожи (рис. 3). Однако сопоставление значений суммарного содержания РЗЭ также демонстрирует их незначительное уменьшение от Удачинской пластины к Алганскому террейну. Суммарно содержание РЗЭ в туфопесчаниках Алганского террейна составляет 52,6 г/т, Мавринской пластины — 68,8–75,5 г/т, Удачинской пластины 79,7–95,8 г/т (табл. 2). Содержание легких лантаноидов (ЛРЗЭ), за исключением Eu, в туфотерригенных породах меньше, чем в PAAS. Концентрация тяжелых лантаноидов (ТРЗЭ), за ис-

ключением Er, достаточно близка к таковой в PAAS, но все же несколько ниже.

Для анализа условий осадконакопления нами были выбраны отношения Fe/Mn, Ti/Mn, Sr/Ba, U/Th и Ni/Co, а также титановый (TiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) (TM), гидролизатный (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+TiO<sub>2</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO+MnO)/SiO<sub>2</sub>) (ГМ) и щелочной модули (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O) (ЩМ). Их медианные значения для всей проанализированной выборки приведены в табл. 3.

**Удаленность области осадконакопления от суши.** Значения Fe/Mn уменьшаются с углублением бассейна при переходе от шельфовых зон к пелагическим [Резников, 1961]. При Fe/Mn <40 породы относятся к глубоководным, при 40–80 — к мелководным, при 80–160 — к мелководно-прибрежным. Для туфотерригенных пород Удачинской пластины значение Fe/Mn равно 54÷111, что соответствует осадконакоплению в мелководной–мелководно-прибрежной обстановке, для туфопесчаников Мавринской пластины Fe/Mn=18÷79 (мелководные и глубоководные обстановки), для туфопесчаников Алганского террейна Fe/Mn=47 (мелководные и глубоководные обстановки).

Значения Ti/Mn уменьшаются по мере удаления от источников сноса и увеличивается при приближении к суше, на континенте величина отношения

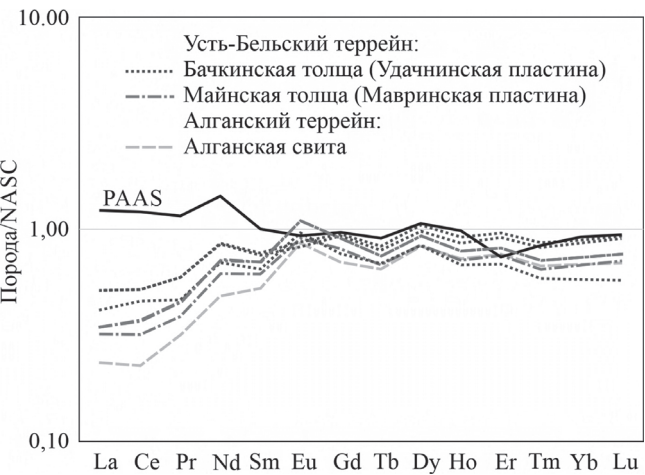


Рис. 3. Спектры распределения РЗЭ элементов, нормированные на NASC

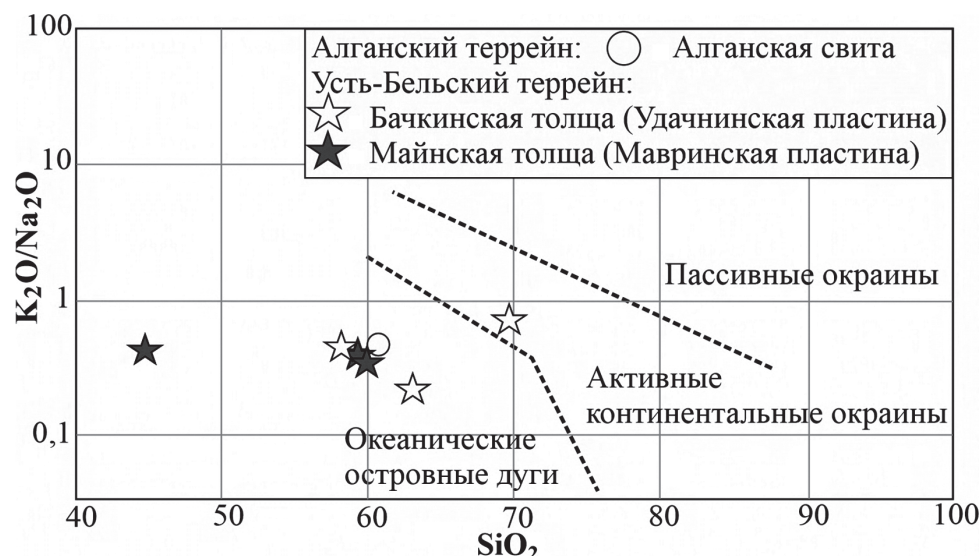


Рис. 4. Положение фигуративных точек составов позднюрских-раннемеловых туффов и туфопесчаников Усть-Бельских гор на диаграмме по [Roser; Korsch, 1986]

составляет 110–150, в морском бассейне содержание Ti обычно понижено [Енгальцев, Панова, 2011]. Для Удачинской пластины значения Ti/Mn варьируют от 5 до 11,6, для Мавринской пластины — от 2,7 до 10,0, для Алганского террейна составляют 6,5.

Отмечено уменьшение значений Ti/Mn и Fe/Mn в туфотерригенных породах от Удачинской пластины к Алганскому террейну, что указывает на увеличение глубины бассейна в этом направлении и на приуроченность суши к зоне осадконакопления пород Удачинской пластины.

**Палеосоленость.** Пресноводные отложения имеют значения Sr/Ba < 1, а морские — > 1 [Геохимические..., 1978]. Высокие значения отношения Sr/Ba характерны для пород Алганского террейна (1,59). Понижены значения Sr/Ba в породах Мавринской (0,80–1,07) и Удачинской (0,87–0,99) пластин. Рост отношения показывает относительное увеличение солёности вод от пород Удачинской пластины к таковым Алганского террейна.

**Окислительно-восстановительные обстановки в придонном слое воды.** По мнению авторов работы [Jones, Manning, 1994], значения индексов U/Th и Ni/Co более 1,25 и 7,0 соответственно отвечают формированию пород в бескислородной обстановке, а при величинах индексов меньше 0,75 и 5,0 соответственно — в окислительной придонной обстановке. Для туфотерригенных пород региона характерны значения U/Th, и Ni/Co 0,46–0,65 и 0,9–1,9 соответственно, это указывает на их образование в хорошо аэрируемом бассейне.

**Петрофонд и тектоническая обстановка осадконакопления.** ТМ и ЩМ — индикаторы основного и кислого петрофонда [Юдович, Кетрис, 2000]. Исследуемые песчаники характеризуется умеренно высокими значениями ТМ (0,05–0,23) и высокими — ЩМ (1,4–4,5), низкими отношениями ЛРЗЭ к ТРЗЭ (от 3,0 до 5,3) и отсутствием выраженной отрицательной Eu-аномалии, по [Taylor, McLennan, 1985; McLennan, Taylor, 1991], это указывает на то, что на их образование влияли породы основного состава.

На диаграмме (K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O)–SiO<sub>2</sub> (рис. 4), построенной по главным оксидам, большинство фигуративных точек туффов и туфопесчаников района Усть-Бельских гор формируют кластер около поля океанической островной дуги, одна проба (GPS-VAL) попадает в поле активной континентальной окраины.

На диаграммах Th–Sc–Zr/10 и La–Th–Sc (рис. 5, А, В) для определения палеотектонической обстановки накопления осадков фигуративные точки группируются в поле, свойственном отложениям, которые формируются в обстановке океанической островной дуги (А). Диаграмма Ni–V–10Th (рис. 5, Б) также указывает на то, что в составе песчаников присутствуют продукты размыва основных пород.

**Степень выветривания.** ГМ позволяет оценить процессы выщелачивания и гидролиза: чем выше его величина, тем более сильное выветривание претерпевали исходные комплексы в областях размыва и тем выше зрелость пород [Маслов, 2005]. Для пород Усть-Бельского террейна характерно увеличение ГМ от пород Удачинской пластины (0,32–0,45) к Мавринской (0,46–0,59), что объясняется близостью зоны осадконакопления пород Удачинской пластины к палеосуше и поступлением свежих продуктов выветривания с нее. Для пород Алганского террейна характерны невысокие значения ГМ (0,42), хотя его породы накапливались в более удаленных от суши частях, чем породы Удачинской и Мавринской пластин.

**Результаты исследований и их обсуждение.** В ходе исследований туфотерригенных пород Усть-Бельского и Алганского террейнов установлено, что туфотерригенные породы Алганского террейна представлены кварц-полевошпатовыми граувакками, а Усть-Бельского террейна — кварц-полевошпатовыми и полевошпатовыми граувакками. В результате анализа состава пород сделано предположение, что их накопление происходило синхронно с вулканизмом. О пирокластическом происхождении свидетельствует наличие кристаллокластов, литокластов, основных и средних плагиоклазов (андезин, лабра-



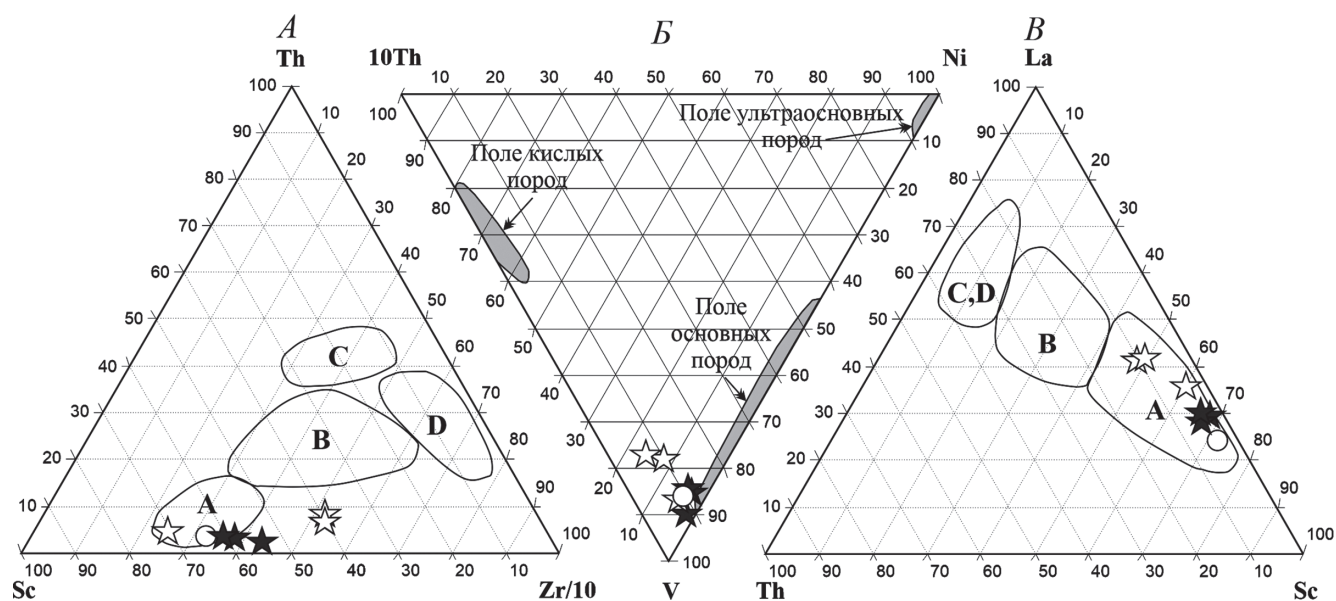


Рис. 5. Положение фигуративных точек состава позднеюрско-раннемеловых туффов и туфопесчаников на диаграммах Th–Sc–Zr/10 (А) и La–Th–Sc (В) для определения палеотектонических обстановок [Bhatia; Crook, 1986]; В — диаграмма Ni–V–10Th по [Bracciali et al., 2007]. А — океаническая островная дуга, В — континентальная островная дуга, С — активная континентальная окраина, D — пассивная континентальная окраина. Остальные условные обозначения см. рис. 4

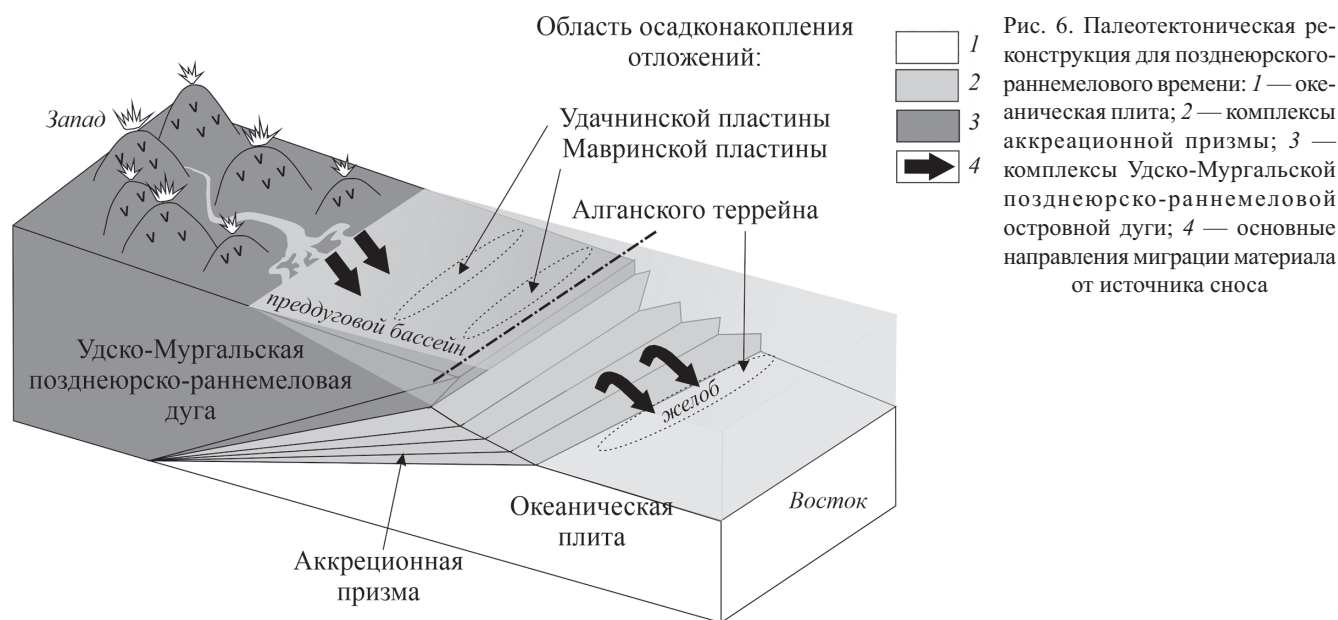
дор), обладающих наименьшей химической устойчивостью [Ван, Казанский, 1985]. Их присутствие считается индикатором одноциклического образования [Шутов и др., 1972; Ван, Казанский, 1985]. Плохие сортировка и степень окатанности обломков пород, а также наличие в составе песчаников нестабильных компонентов (полевые шпаты, спиллиты) свидетельствуют о близости источника сноса.

По содержанию  $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $SiO_2$ , Th, Sc, Zr, La можно предположить, что вулканизм был связан с островной дугой (диаграммы Б. Розера, Р. Корша и М. Бхатиа, К. Крука см. рис. 4; 5, А, В). Низкие отношения ЛРЗЭ к ТРЗЭ, отсутствие выраженной Еу-аномалии, значения ТМ и ЩМ, распределение фигуративных точек на диаграмме Ni–V–10Th (рис. 5, В), присутствие большого количества обломков вулканических пород основного и среднего состава, все это указывает на поступление в юрско-меловой бассейн большого количества вулканического материала основного и среднего состава. Полученные данные об индикаторных отношениях и диаграммы хорошо согласуются с минералогическими особенностями изученных туффов и туфопесчаников (т. е. с высоким содержанием обломков основных и средних пород).

Значения отношений U/Th, Ni/Co указывают на то, что песчаники образовались в окислительных придонных условиях. Величины отношения Fe/Mn указывают на присутствие как прибрежно-мелководных (Удачинская пластина), так и мелководных фаций (Мавринская пластина, Алганский террейн). Вероятно, формирование отложений различных тектонических единиц происходило в разных частях крутого континентального склона за счет мутьевых потоков. Значения отношения Sr/Ba показывают наличие как морских, так и пресноводных отложений.

Пониженные значения палеосолёности в породах Усть-Бельского террейна хорошо согласуются с их близостью к палеосуше и нахождением вблизи нее наиболее опресненных зон палеобассейна. Формирование опресненных зон бассейнов связано с близостью зоны осадконакопления к речным системам и может свидетельствовать о близости к суше. Вдольбереговые течения, действующие в прибрежно-морской обстановке, хорошо сортируют материал, но все изученные туфопесчаники плохо сортированные. Поэтому осадконакопление, вероятнее всего, было связано с дельтами или продельтами рек, что коррелирует с деятельностью прибрежно-морских процессов. Таким образом, отложения формировались в морских условиях мутьевыми потоками в умеренно глубоководной обстановке, в сравнительно небольшой удаленности от берега, куда реки (их дельты) поставляли обломочный материал. Условия осадконакопления можно соотнести с обстановкой, характерной для конусов выноса подводных дельт.

Наблюдается уменьшение значений Ti/Mn, Fe/Mn, суммы РЗЭ и увеличение значений Sr/Ba и Fe/Mn от пород Удачинской пластины на западе к породам Алганского террейна на востоке. Значения Ti/Mn, Fe/Mn, Sr/Ba для пород Мавринской пластины занимают промежуточное положение. Таким образом, породы Алганского террейна накапливались дальше от источника, чем породы Усть-Бельского террейна, а источник сноса был расположен на западе региона. Кроме того, туфотерригенные породы Удачинской пластины характеризуются более высоким содержанием цемента (20%) относительно других тектонических единиц. Относительно Мавринской пластины туфотерригенные породы Удачинской пластины более крупнозернистые, хуже сортированы и менее зрелые (характерны более



низкие значения ГМ), значит они прошли меньший путь от источника сноса. В породах Алганского террейна наблюдается ухудшение сортировки, укрупнение среднего размера зерен и меньшая зрелость пород, чем в породах Мавринской пластины, что противоречит направлению миграции материала с северо-запада на юго-восток. Подобные противоречия связаны, скорее всего, с формированием пород Алганского террейна при поступлении материала из дополнительного источника.

В туфопесчаниках Алганского террейна петрографически обнаружено большее количество неокатанных спилитов и кремнистых пород, чем в породах Усть-Бельского террейна. Невысокие значения ГМ в породах алганской свиты указывают на поступление в область осадконакопления свежего материала. Но область осадконакопления пород Алганского террейна была более удалена от основного источника сноса, чем область осадконакопления пород Усть-Бельского террейна. Терригенные породы Алганского террейна, в отличие от пород Усть-Бельского террейна, встречаются совместно с отдельными тектоническими пластинами и олистолитами кремнисто-базальтовых ассоциаций. При изучении строения, состава и возраста кремнистых и вулканических пород предшественники [Моисеев, 2020] предположили, что олистолиты кремней Алганского террейна сформировались за счет разрушения аккрецированных к висящему крылу фрагментов океанической коры. Такие фрагменты сохранились в виде отдельных чешуй вулканогенно-кремнистого комплекса. Сама аккреционная структура образовалась в пределах Удско-Мурга́льской окраины. Предполагаю, что неокатанные спилиты и обломки кремнистых пород, скорее всего, также представляют собой продукты разрушения пород предостроводужной части желоба, сложенной чешуями аккрецированных фрагментов океанической коры, которые и служили

дополнительным источником для туфопесчаников Алганского террейна.

В результате обобщения полученных данных построена палеотектоническая модель для района Усть-Бельских гор в позднеюрское-раннемеловое время (рис. 6). На ней показано, что миграция материала происходила с запада на восток (в современных координатах). Материал поступал в основном за счет разрушения активно действующей островной дуги, существовавшей в то время. Скорее всего, это была часть Удско-Мурга́льской островодужной системы, функционирующей в позднеюрское-раннемеловое время. Отложения образовывались в морских условиях недалеко от берега и связаны с конусами выноса подводных дельт. Формирование пород Алганского террейна происходило при дополнительном поступлении продуктов разрушения аккреционной призмы, в пределах подножия склона или желоба. Породы Усть-Бельского террейна формировались в преддуговом бассейне на склоне Удско-Мурга́льской островной дуги.

Полученные данные подтверждают предположения о формировании туфотерригенных пород на востоке от островодужной вулканической постройки и, таким образом, не противоречат предположениям о существовании вулканически активной континентальной окраины в позднеюрское-раннемеловое время на территории региона.

**Заключение.** Результаты изучения особенностей состава юрско-меловых туфотерригенных пород района Усть-Бельских гор позволяют сделать следующие выводы. Накопление туфотерригенных пород происходило синхронно с островодужным вулканизмом, который обеспечивал поступление большого количества вулканического материала основного и среднего состава. Источник сноса находился в западной части региона. Наиболее вероятно, что источником сноса служила Удско-Мурга́льская дуга, которая

была активна в то время. Отложения накапливались в морских условиях, в результате действия мутьевых потоков в умеренноглубоководной обстановке и на сравнительно небольшой удаленности от берега, где реки (их дельты) обеспечивали поставку обломочного материала для дальнейшего переноса. Условия осадконакопления можно соотнести с обстановкой, характерной для конусов выноса подводных дельт. Туфотерригенные породы Усть-Бельского террей-

на сформировались в разных частях преддугового бассейна Удско-Мургальской дуги. Туфотерригенные породы Алганского террейна формировались в пределах подножия склона или желоба.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (научный проект № 19-35-90126). Базовое финансирование сотрудников — за счет субсидий по государственному заданию ГИН РАН (тема № 0135-2019-0078).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.

*Ван А.В., Казанский Ю.П.* Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука, 1985. 127 с.

*Вишневская В.С., Филатова Н.И.* Радиоляриевая биостратиграфия мезозоя Северо-Востока России // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 16–43.

Геохимические исследования осадочных пород для решения геологических задач // Тр. ВСЕГЕИ. 1978. Т. 295. 133 с.

*Гульня И.В.* Объяснительная записка к Геологической карте Российской Федерации масштаба 1:200 000. Корякская серия, листы Q-59-XXIX, XXX (Отроженская площадь). СПб.: ВСЕГЕИ, 2014.

*Енгальцев С.Ю., Панова Е.Г.* Геохимия и генезис песчаников восточной части главного девонского поля на северо-западе Русской плиты // Литосфера, 2011, №5. С. 16–29.

*Захаров В.А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анадырская. Лист Q-59-XXIX // Ред. Г.Г. Кайгородцев. М.: Аэрогеология, 1974.

*Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лебедев В.В.* и др. U-Pb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитового массива (Чукотка) и его интерпретация // Геохимия. 2012. № 1. С. 48–59.

*Маслов А.В.* Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: УГГУ, 2005. 289 с.

*Моисеев А.В.* Тектоника Усть-Бельского сегмента Западно-Корякской складчатой системы. М.: ГЕОС, 2020. 162 с.

*Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я.* Вулканогенно-осадочный комплекс Отроженской пластины Усть-Бельского террейна, Западная Корякия // Геотектоника. 2014. № 3. С. 30–49.

*Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гульня И.В.* Тектоностратиграфия мезозойских комплексов северо-западной части Корякского нагорья, район Усть-Бельских гор // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24, № 4. С. 55–81.

*Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Соколов С.Д.* Новые данные о строении и возрасте юрско-нижнемеловых отложений Алганского террейна (район р. Перевальная, Корякское нагорье, Чукотка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21, № 2. С. 43–60.

*Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.

*Резников А.Н.* Железо-марганцевый коэффициент как показатель обстановки осадконакопления // Изв. вузов. Нефть и газ. 1961. № 1. С. 19–22.

*Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

*Соколов С.Д.* Очерк тектоники северо-востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.

*Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г.* Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.

Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. 279 с. (Тр. ГИН РАН; вып. 515)

*Тихомиров П.Л.* Возраст плагиогранитов Усть-Бельского офиолитового массива (Западно-Корякская складчатая система) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов // Докл. РАН. Сер. Геол. 2010. Т. 434. № 3. С. 222–226.

*Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И.* и др. Граувакки. М.: Наука, 1972. 345 с.

*Юдович Я.Э., Кетпис М.П.* Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

*Bhatia M.R., Crook A.W.* Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 92. P. 181–193.

*Braccialli L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S.* Geochemistry of the 2.51 Ga old Rampur group pelites, western Himalayas: implications for their provenance and weathering // Prec. Res. 2007. Vol. 108. P. 1–16.

*Jones P., Manning D.A.C.* Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones // Chem. Geol. 1994. Vol. 111. P. 111–129.

*McLennan S.M., Taylor S.R.* Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends // J. Geol. 1991. Vol. 99. P. 1–21.

*Roser B.P., Korsch R.J.* Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio // J. Geol. 1986. Vol. 94, N 5. P. 635–650.

*Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks // Beijing: Sci. Press, 1985.

Поступила в редакцию 04.03.2021

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021



УДК 551.71:551.72:550.93(470.55/.57)

**А.В. Тевелев<sup>1</sup>, И.Д. Соболев<sup>2</sup>, А.А. Борисенко<sup>3</sup>, Н.В. Правикова<sup>4</sup>,  
А.Ю. Казанский<sup>5</sup>, Е.В. Коптев<sup>6</sup>, И.А. Кошелева<sup>7</sup>, Ю. Жак<sup>8</sup>**

## **НАЧАЛЬНЫЙ ЭТАП РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО РИФТИНГА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОИДОВ НЕПЛЮЕВСКОГО КОМПЛЕКСА**

*ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,*

*119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1*

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,*

*119017, Москва, Старомонетный пер., 35, стр. 2*

*Карлов университет, 110 00, Чехия, Прага, Старе Място, Оплеталова, 38*

*Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGEM) RAS,*

*119017, Moscow, Staromonetny lane, 35, bd 2*

*Charles University, 110 00, Czech Republic, Praga, Staré Město, Opletalova, 38*

Изучен возраст цирконов (SRIMP) из раннекаменноугольных гранитоидов Неплюевского массива Южного Урала. Среди исследованных цирконов выделяются две возрастные группы: 1) от 334 до 342 млн лет; 2) от 354 до 356 млн лет. Более древние значения возраста, вероятно, соответствуют времени кристаллизации циркона из расплава, а более молодые датировки получены в результате частичной потери цирконом радиогенного свинца в процессе остывания массива или термального воздействия раннекаменноугольных или даже раннепермских интрузивов. Формирование неплюевского комплекса в самом начале каменноугольного периода фиксирует важнейший этап в геодинамической эволюции Южного Урала — быстрый переход от островодужного магматизма, продолжавшегося в течение всего девона, к рифтогенному, завершившемуся только в середине визейского века.

**Ключевые слова:** Южный Урал, гранитоиды, изотопный возраст, цирконы, ранний карбон, рифтинг.

Zircons from the Early Carboniferous granitoids of the Neplyuevka massif of the South Urals have been dated (SHRIMP). Two different age groups are distinguished among the studied zircons: 1 — from 334 to 342 Ma; 2 — from 354 to 356 Ma. The older ages probably correspond to the time of zircon crystallization from the melt, while the younger ages resulted from a partial loss of radiogenic lead by zircon during the cooling of the massif or from thermal impact of Early Carboniferous or even Early Permian intrusions. The formation of the Neplyuevka complex at the very beginning of the Carboniferous marks the most important stage in the geodynamic evolution of the Southern Urals — a rapid transition from island arc magmatism, which continued during Devonian, to riftogenic magmatism, which ended only in middle Viséan.

**Keywords:** Southern Urals, granitoids, isotopic age, zircons, Early Carboniferous, rifting.

**Введение.** Неплюевский гранитоидный массив представляет собой ключевой объект для понимания эволюции раннекаменноугольного магматизма

Южного Урала. Слагающие его породы наименее метаморфизованы относительно других раннекаменноугольных массивов, в нем представлены породы

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минер. н.; *e-mail: atevelev@yandex.ru*

<sup>2</sup> Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, науч. с.; *e-mail: sobolev\_id@mail.ru*

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail: borsanya@yandex.ru*

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент, канд. геол.-минер. н.; *e-mail: npravikova@mail.ru*

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минер. н.; *e-mail: kazansky\_alex@mail.ru*

<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, магистрант; *e-mail: cortevegor@gmail.com*

<sup>7</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail: foxalbit@rambler.ru*

<sup>8</sup> Карлов университет, профессор, директор института геологии и палеонтологии, руководитель группы тектоники континентов; *e-mail: jiri.zak@natur.cuni.cz*

от габбро до лейкогранитов, для которых имеются определения Rb-Sr изотопного возраста [Попов и др., 2003]. Для Неплюевского массива разработана модель его формирования в качестве сдвигового магматического дуплекса [Тевелев, Тевелев, 1996; Тевелев и др., 2006].

**Общая геологическая ситуация.** В строении Южного Урала принято выделять несколько мегазон (рис. 1): 1) *мегазона Предуральского краевого прогиба*, выполненная флишем и молассой средне-позднекаменноугольного–пермского возраста; 2) *Западно-Уральская мегазона* внешней складчатости, сложенная палеозойскими толщами окраины палеоконтинента; 3) *Башкирская мегазона*, представленная докембрийскими, преимущественно рифейскими комплексами; 4) *Магнитогорская мегазона*, в которой в сложных взаимоотношениях находятся палеозойские комплексы Палеоуральского океана, островных дуг и рифтовых систем; 5) *Восточно-Уральская мегазона* рассматривается обычно в качестве палеомикроконтинента с докембрийским метаморфическим основанием, отличительная черта которого — большое количество интрузивных массивов; 6) *Зауральская мегазона* представляет собой сложный коллаж разнообразных структурных элементов различной геодинамической природы [Пучков, 2000; 2010 и др.]. В современной структуре Южного Урала четыре восточные мегазоны разделены узкими шовными зонами с надвиговой и сдвиговой кинематикой [Тевелев, 2012].

Неплюевский массив расположен на западе Восточно-Уральской мегазоны Южного Урала (рис. 1), которая с востока примыкает к Магнитогорской мегазоне. Палеоостроводужные комплексы Магнитогорской мегазоны представлены вулканитами ордовикского, силурийского и девонского возраста. Наибольшим распространением пользуются последние, слагающие две отдельные зоны (Восточно- и Западно-Магнитогорскую). Почти на всем протяжении они разделены Центрально-Магнитогорской зоной, которая представляет собой палеорифтовую систему раннекаменноугольного возраста [Pravikova et al., 2004], так называемый Богдановский палеорифт. Вулканическая деятельность в пределах палеорифта началась в его западной части в позднем турне, постепенно смещалась на восток, причем рифтинг в раннем визе начался уже в пределах Восточно-Уральской мегазоны, а в позднем визе перекочевал в Зауралье. Время дрейфа рифтинга на восток составило около 20 млн лет [Правикова, Тевелев, 2003].

Неплюевский интрузив плутонотипический для одноименного комплекса, он занимает площадь 18–20×12–14 км в районе населенных пунктов Неплюевка, Снежный, Каракуль, Могутовский Карталинского района Челябинской области. В Неплюевском плутоне отчетливо выделяются четыре интрузивных фазы, состав которых меняется в гомодромной последовательности: 1-я фаза — габбро и диориты, 2-я фаза — кварцевые диориты и гранодиориты,

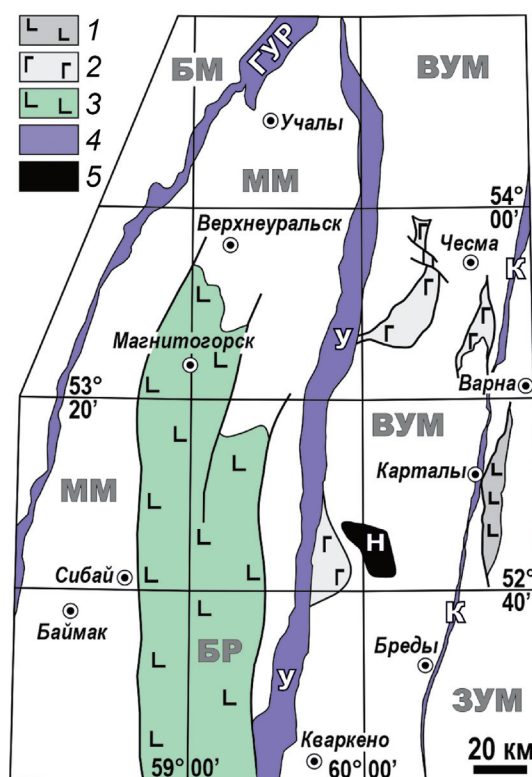


Рис. 1. Структурная схема Южного Урала: 1 — поздневизейско-серпуховские трахибазальты, 2 — ранневизейская контрастная трахибазальт-трахириолитовая серия, 3 — позднеуральско-ранневизейская трахибазальт-трахириолитовая серия, 4 — главные шовные зоны, 5 — Неплюевский массив. Буквами на схеме обозначены мегазоны: БМ — Башкирская, ММ — Магнитогорская, ВУМ — Восточно-Уральская, ЗУМ — Зауральская; шовные зоны: ГУР — Главный Уральский разлом, У — Уйская, К — Копейская; Н — Неплюевский массив

3-я фаза — адамеллиты, 4-я фаза — лейкограниты [Попов и др., 2003]. Нижняя возрастная граница Неплюевского плутона определяется активными интрузивными контактами с вмещающими терригенными породами нижнеордовикской рымникской свиты. Верхняя возрастная граница определяется наличием обломков гранитоидных пород в терригенных отложениях солнечной свиты верхнего визе [Мосейчук и др., 2003]. Кроме того, в центральной части Неплюевского массива выявлены раннепермские граниты с возрастом 278 млн лет [Попов и др., 2003].

Rb-Sr изохронный возраст всех гранитоидных пород Неплюевского плутона находится в диапазоне 346–340 млн лет, что соответствует позднему турне–раннему визе, причем изотопные значения возраста пород омолаживаются в соответствии с фазами внедрения: 2-я фаза — 346, 3-я фаза — 342 и 341, 4-я фаза — 340 млн лет [Попов и др., 2003]. Таким образом, согласно Rb-Sr изотопным датировкам продолжительность формирования массива составляет не менее 6 млн лет.

**Материалы и методы исследований. Методика датирования.** U-Pb изотопное датирование цирконов осуществлялось на вторично-ионном микро-

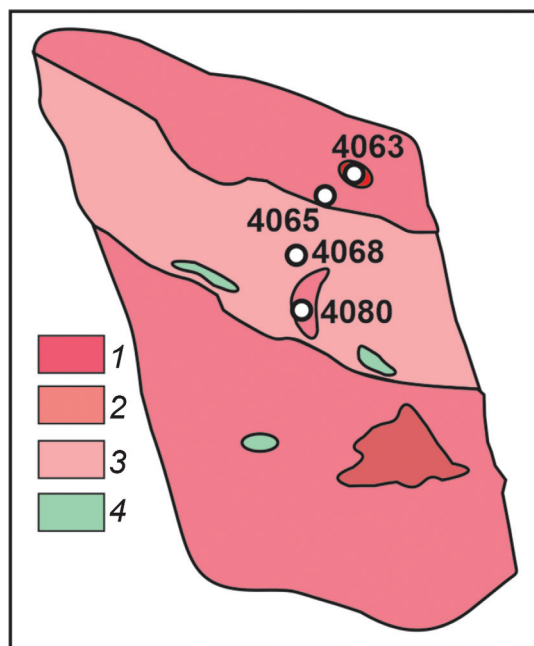


Рис. 2. Схема отбора проб в Неплюевском массиве. 1 — лейкограниты 4-й фазы, 2 — адамеллиты 3-й фазы, 3 — гранодиориты 2-й фазы, 4 — габбро 1-й фазы

зонде высокого разрешения (SHRIMP-II) в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Представительные цирконы, отобранные вручную под микроскопом, были имплантированы в эпоксидную смолу (шайба диаметром 2,5 см) вместе с зернами международных цирконовых стандартов TEMORA и 91500, затем сошлифованы приблизительно на половину своей толщины и отполированы. На препарат наносили токопроводящее золотое покрытие в установке катодно-вакуумного распыления в течение 1 мин при силе тока 20 мА. В дальнейшем зерна цирконов документировали с использованием сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500 с системой CLI/QUA2 для получения катодолюминесцентных (CL) и BSE-изображений, отражающих внутреннюю структуру и зональность цирконов. Рабочее расстояние составляло 25–28 мм, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток практически полностью сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея 4–6 нА. Ток зонда варьировали для достижения максимального контраста CL-изображения и минимизации коррозии поверхности шайбы в результате локального разогрева.

Измерения отношений U/Pb проводили по адаптированной в ЦИИ методике [Schuth et al., 2012]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, размер кратера пробоотбора 20×25 мкм при глубине до 2 мкм. U-Pb отношения нормализовали на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона  $416,75 \pm 0,24$  млн лет [Black et al., 2003]. Стандарт циркона 91500 с содержанием урана 81,2 ppm и возрастом по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , равным 1062 Ma [Wiedenbeck et al., 1995], использовали как

концентрационный стандарт. Растровая очистка прямоугольного (50×65 мкм) участка минерала перед датированием позволяла минимизировать поверхностное загрязнение.

Погрешности единичных анализов (отношений и возраста) приводятся на уровне  $1\sigma$ ; погрешности вычисленных значений возраста, в том числе конкордантных, приводятся на уровне  $2\sigma$ . Коррекция на нерадиоγενный свинец проводилась по измеренному  $^{204}\text{Pb}$  и современному изотопному составу свинца в модели Стейси–Крамперса [Stacey, Kramers, 1975].

#### Результаты исследований и их обсуждение.

Для уточнения времени формирования неплюевского комплекса были проведены комплексные исследования кристаллов циркона из гранодиоритов (обр. 4068) 2-й и адамеллитов (обр. 4080 и 4065) 3-й интрузивных фаз (рис. 2). Все пробы отобраны строго из тех же точек и пород, из которых ранее были взяты пробы на Rb-Sr датирование. Изучена морфология зерен циркона и их внутреннее строение с использованием катодолюминесцентных изображений.

**Образец 4068.** Цирконы из гранодиоритов 2-й фазы неплюевского комплекса представлены прозрачными, слегка желтоватыми идиоморфными бипирамидально-призматическими, в разной степени удлиненными ( $K_{\text{удл}} = 2 \div 5$ ) кристаллами длиной 220–350 мкм, с небольшими черными включениями. На катодолюминесцентных изображениях (рис. 3, а) цирконы характеризуются умеренным свечением с хорошо проявленной умеренно-контрастной грубой и тонкой осцилляционной зональностью, которая в центральных частях зерен часто переходит в лоскутную зональность.

Из гранодиоритов проанализировано 15 индивидуальных зерен циркона (15 локальных анализов) (рис. 3, б, табл. 1). По всем анализам получен диапазон возраста от 341 до 360 млн лет со средним значением конкордантного возраста  $350 \pm 3$  млн лет ( $2\sigma$ , СКВО=0,42).

**Образец 4080.** Цирконы из адамеллитов 3-й фазы неплюевского комплекса представлены прозрачными, светло-желтыми идиоморфными бипирамидально-призматическими, в разной степени удлиненными ( $K_{\text{удл}} = 2 \div 4,5$ ) кристаллами длиной 170–360 мкм, с большим количеством прозрачных и черных включений (рис. 4, а). Зерна часто разбиты системой радиальных трещин, идущих от центра к краям кристалла.

Центральная часть таких зерен чаще всего имеет метамиктное строение, что в проходящем свете выражено обильными рыжевато-бурыми следами ожелезнения, в обратно-рассеянных электронах эти области имеют более темную окраску по сравнению с ненарушенными участками циркона. На катодолюминесцентных изображениях цирконы характеризуются слабым и умеренным свечением с умеренно-контрастной грубой и тонкой осцилляционной зональностью, которая часто сочетается



Таблица 1

**Результаты U-Pb изотопных исследований зерен циркона из гранодиоритов 2-й фазы неплюевского комплекса (проба 4068, Неплюевский массив)**

| Номер ана-<br>лиза | <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> ,<br>% | Содержание, г/г |     |                    | <sup>232</sup> Th/<br><sup>238</sup> U | Изотопные отношения, ± % (1σ)        |                                     |                                     |                                     |                                     |                                      | Rho | Возраст, млн лет, ± 1σ |    |     |     | D, % |
|--------------------|---------------------------------------|-----------------|-----|--------------------|----------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|-----|------------------------|----|-----|-----|------|
|                    |                                       | U               | Th  | <sup>206</sup> Pb* |                                        | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb |     |                        |    |     |     |      |
| 4068-9.1           | 0,22                                  | 374             | 275 | 17.4               | 0,76                                   | 0,0542                               | ±2,8                                | 0,404                               | ±3,1                                | 0,0540                              | ±1,4                                 | 0,4 | 339                    | ±5 | 379 | ±63 | 12   |
| 4068-8.1           | 0,00                                  | 644             | 467 | 30,0               | 0,75                                   | 0,0529                               | ±1,3                                | 0,396                               | ±1,9                                | 0,0543                              | ±1,3                                 | 0,7 | 341                    | ±4 | 326 | ±30 | −4   |
| 4068-5.1           | 0,00                                  | 461             | 391 | 21.5               | 0,88                                   | 0,0532                               | ±1,5                                | 0,399                               | ±2,0                                | 0,0543                              | ±1,3                                 | 0,7 | 341                    | ±5 | 339 | ±34 | −1   |
| 4068-10.1re        | 0,00                                  | 596             | 498 | 28,0               | 0,86                                   | 0,0529                               | ±1,4                                | 0,399                               | ±1,9                                | 0,0548                              | ±1,3                                 | 0,7 | 344                    | ±5 | 324 | ±31 | −6   |
| 4068-12.1          | 0,16                                  | 306             | 187 | 14.5               | 0,63                                   | 0,0533                               | ±2,3                                | 0,405                               | ±2,7                                | 0,0551                              | ±1,4                                 | 0,5 | 346                    | ±5 | 341 | ±52 | −1   |
| 4068-1.1           | 0,04                                  | 452             | 353 | 21.4               | 0,81                                   | 0,0541                               | ±1,8                                | 0,412                               | ±2,6                                | 0,0552                              | ±1,9                                 | 0,7 | 346                    | ±6 | 376 | ±40 | 9    |
| 4068-11.1re        | 0,00                                  | 396             | 243 | 19.1               | 0,63                                   | 0,0532                               | ±1,6                                | 0,411                               | ±2,1                                | 0,0561                              | ±1,4                                 | 0,6 | 352                    | ±5 | 336 | ±37 | −5   |
| 4068-11.1          | 0,07                                  | 279             | 238 | 13.5               | 0,88                                   | 0,0537                               | ±2,1                                | 0,416                               | ±2,5                                | 0,0563                              | ±1,4                                 | 0,6 | 353                    | ±5 | 357 | ±47 | 1    |
| 4068-4.1           | 0,14                                  | 265             | 208 | 12.8               | 0,81                                   | 0,0538                               | ±2,4                                | 0,417                               | ±2,8                                | 0,0562                              | ±1,4                                 | 0,5 | 353                    | ±5 | 363 | ±54 | 3    |
| 4068-2.1           | 0,28                                  | 236             | 243 | 11.5               | 1,06                                   | 0,0530                               | ±2,9                                | 0,415                               | ±3,5                                | 0,0568                              | ±2,0                                 | 0,6 | 356                    | ±7 | 329 | ±66 | −7   |
| 4068-3.1           | 0,00                                  | 723             | 518 | 35.3               | 0,74                                   | 0,0536                               | ±1,2                                | 0,420                               | ±1,8                                | 0,0569                              | ±1,3                                 | 0,7 | 357                    | ±5 | 354 | ±27 | −1   |
| 4068-12.1re        | 0,00                                  | 234             | 229 | 11.5               | 1,02                                   | 0,0528                               | ±2,3                                | 0,416                               | ±2,7                                | 0,0571                              | ±1,5                                 | 0,5 | 358                    | ±5 | 321 | ±51 | −10  |
| 4068-10.1          | 0,17                                  | 395             | 245 | 19.4               | 0,64                                   | 0,0531                               | ±2,0                                | 0,419                               | ±2,5                                | 0,0572                              | ±1,4                                 | 0,6 | 359                    | ±5 | 333 | ±46 | −7   |
| 4068-6.1           | 0,08                                  | 426             | 328 | 21.1               | 0,80                                   | 0,0535                               | ±1,7                                | 0,424                               | ±2,2                                | 0,0575                              | ±1,3                                 | 0,6 | 360                    | ±5 | 352 | ±39 | −2   |
| 4068-7.1           | 0,00                                  | 433             | 218 | 21.4               | 0,52                                   | 0,0535                               | ±1,5                                | 0,424                               | ±2,0                                | 0,0575                              | ±1,4                                 | 0,7 | 360                    | ±5 | 349 | ±34 | −3   |

Примечания. Ошибки в калибровке стандарта составляют 0,33% (проба 4068), 0,48% (проба 4080), 0,48% (проба 4065);  $^{206}\text{Pb}_c$  и  $^{206}\text{Pb}^*$  — содержание обыкновенного и радиогенного свинца соответственно; изотопные отношения и значения возраста скорректированы по измеренному  $^{204}\text{Pb}$ ; D — дискордантность:  $D = 100 \cdot [\text{возраст} (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / \text{возраст} (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$ ; Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

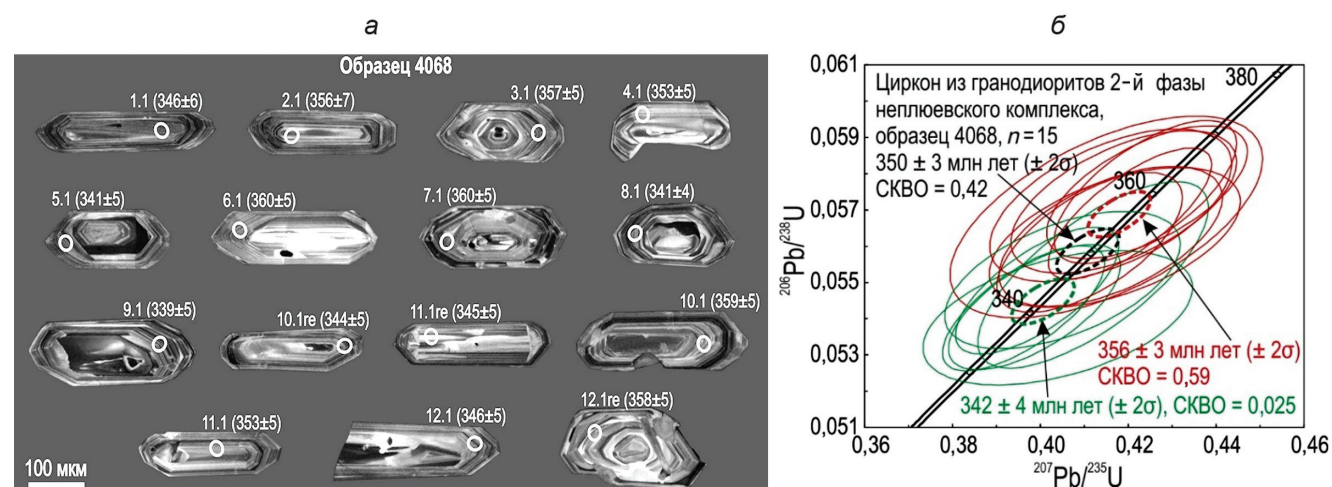


Рис. 3. Католюминесцентные изображения единичных кристаллов цирконов (проба 4068), датированных методом SIMS SHRIMP-II; окружности на кристаллах демонстрируют размеры и локализацию соответствующих мест ионного пробоотбора (а); U-Pb диаграмма с конкордией для проанализированных цирконов из гранодиоритов (проба 4068); эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2 $\sigma$  (б)

с лоскутной зональностью. Метамиктные области циркона в катодном свете не светятся (черные).

Из адамеллитов проанализировано 12 индивидуальных кристаллов циркона (16 локальных анализов). Получен широкий диапазон возраста — от 249 до 361 млн лет. Четыре зерна (5 анализов) имеют пермский ( $264 \pm 5$ ,  $280 \pm 6$ ,  $289 \pm 6$ ,  $292 \pm 6$  млн лет) и раннетриасовый ( $249 \pm 5$  млн лет) возраст (рис. 4, б, в; табл. 2). Для 8 цирконов (11 анализов) с довольно широким диапазоном индивидуальных  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

значений возраста (326–361 млн лет) среднее значение конкордантного возраста составляет  $344 \pm 4$  млн лет (2 $\sigma$ , SKBO=0,30).

**Образец 4065.** Цирконы из адамеллитов 3-й фазы неплюевского комплекса представлены прозрачными, светло-желтыми идиоморфными бипирамидально-призматическими зернами ( $K_{\text{удл}} = 2 \div 5$ ) размером 200–600 мкм, с большим количеством прозрачных и черных включений неправильной и удлиненной формы размером 1–100 мкм. На католюминесцентных

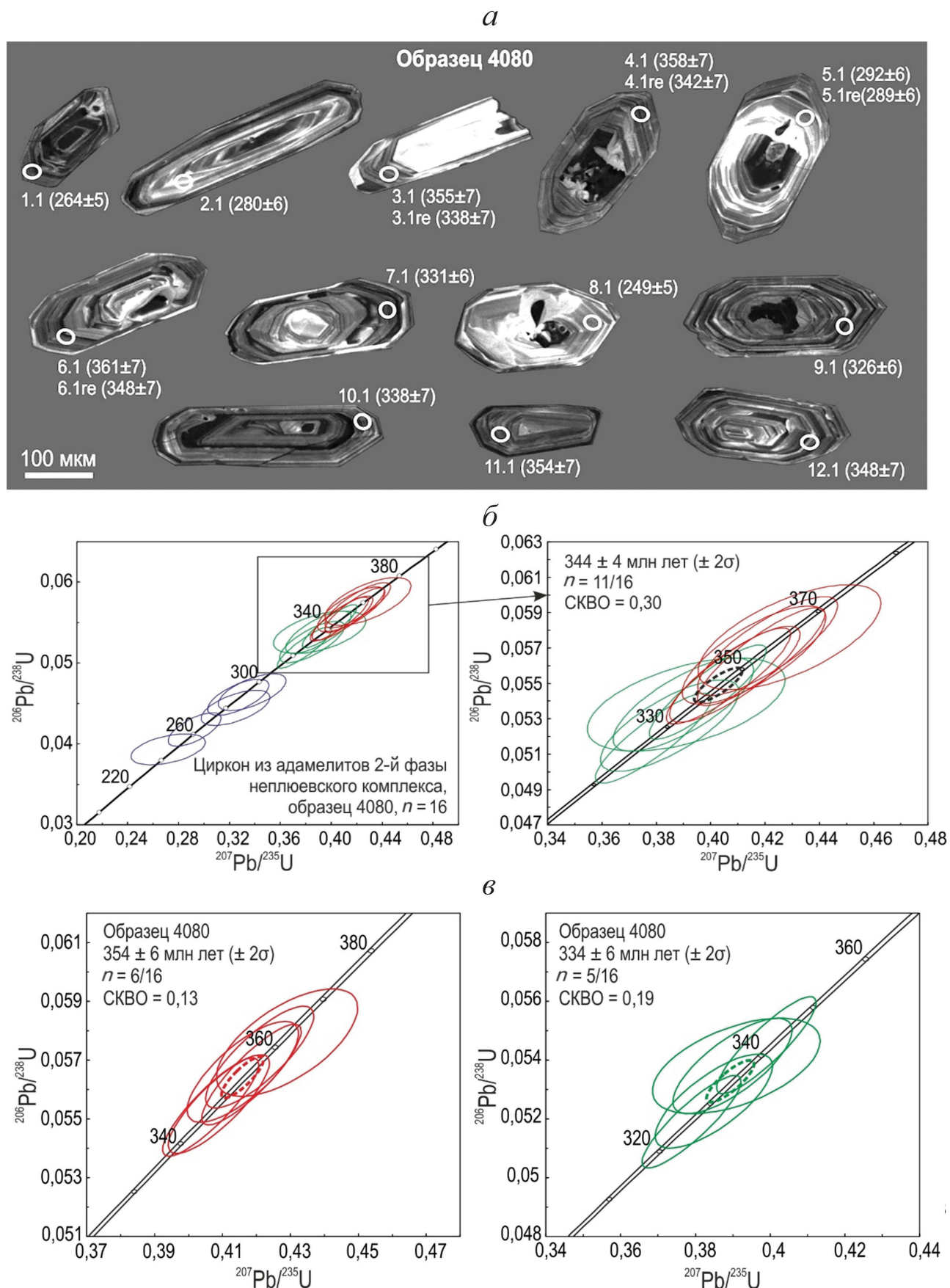


Рис. 4. Католюминесцентные изображения единичных кристаллов цирконов из гранодиоритов (проба 4080), датированных методом SIMS SHRIMP-II; окружности на кристаллах демонстрируют размеры и локализацию соответствующих мест ионного пробоотбора (а); U-Pb диаграммы с конкордией для проанализированных цирконов из адамеллитов (проба 4080); эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности  $2\sigma$  (б)

Таблица 2

Результаты U-Pb изотопных исследований зерен циркона из адалелитов 3-й фазы неплюевского комплекса (проба 4080, Неплюевский массив)\*

| Номер<br>анализа | <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> ,<br>% | Содержание, г/т |     |                    | <sup>232</sup> Th/<br><sup>238</sup> U | Изотопные отношения, ± % (1σ)        |      |                                     |      |                                     |      | Rho | Возраст, млн лет, ± 1σ              |    |                                      |     | D,<br>% |
|------------------|---------------------------------------|-----------------|-----|--------------------|----------------------------------------|--------------------------------------|------|-------------------------------------|------|-------------------------------------|------|-----|-------------------------------------|----|--------------------------------------|-----|---------|
|                  |                                       | U               | Th  | <sup>206</sup> Pb* |                                        | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb |      | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U |      | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U |      |     | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U |    | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb |     |         |
| 4080-8.1         | 0,82                                  | 349             | 210 | 11,9               | 0,62                                   | 0,0502                               | ±3,9 | 0,272                               | ±4,4 | 0,0393                              | ±2,0 | 0,5 | 249                                 | ±5 | 202                                  | ±91 | -19     |
| 4080-1.1         | 0,81                                  | 917             | 589 | 33,2               | 0,66                                   | 0,0508                               | ±2,1 | 0,293                               | ±2,9 | 0,0418                              | ±2,0 | 0,7 | 264                                 | ±5 | 233                                  | ±50 | -12     |
| 4080-2.1         | 0,37                                  | 313             | 276 | 12,0               | 0,91                                   | 0,0531                               | ±2,7 | 0,325                               | ±3,4 | 0,0444                              | ±2,0 | 0,6 | 280                                 | ±6 | 332                                  | ±61 | 18      |
| 4080-5.1re       | 0,28                                  | 325             | 243 | 12,8               | 0,77                                   | 0,0519                               | ±2,3 | 0,327                               | ±3,0 | 0,0458                              | ±2,0 | 0,7 | 289                                 | ±6 | 279                                  | ±52 | -3      |
| 4080-5.1         | 0,25                                  | 378             | 297 | 15,1               | 0,81                                   | 0,0529                               | ±2,5 | 0,338                               | ±3,2 | 0,0464                              | ±2,0 | 0,6 | 292                                 | ±6 | 323                                  | ±57 | 10      |
| 4080-9.1         | 0,13                                  | 1036            | 716 | 46,3               | 0,71                                   | 0,0529                               | ±1,1 | 0,379                               | ±2,3 | 0,0519                              | ±2,0 | 0,9 | 326                                 | ±6 | 325                                  | ±24 | 0       |
| 4080-7.1         | 0,45                                  | 713             | 463 | 32,4               | 0,67                                   | 0,0531                               | ±1,8 | 0,385                               | ±2,7 | 0,0526                              | ±2,0 | 0,7 | 331                                 | ±6 | 333                                  | ±41 | 1       |
| 4080-3.1re       | 0,12                                  | 282             | 175 | 13,0               | 0,64                                   | 0,0526                               | ±1,8 | 0,390                               | ±2,7 | 0,0538                              | ±2,0 | 0,7 | 338                                 | ±7 | 313                                  | ±40 | -7      |
| 4080-10.1        | 2,89                                  | 1145            | 715 | 54,5               | 0,65                                   | 0,0526                               | ±3,2 | 0,391                               | ±3,8 | 0,0538                              | ±2,0 | 0,5 | 338                                 | ±7 | 312                                  | ±74 | -8      |
| 4080-4.1re       | 0,04                                  | 782             | 562 | 36,6               | 0,74                                   | 0,0531                               | ±1,0 | 0,399                               | ±2,2 | 0,0545                              | ±2,0 | 0,9 | 342                                 | ±7 | 331                                  | ±24 | -3      |
| 4080-12.1        | 0,09                                  | 845             | 752 | 40,2               | 0,92                                   | 0,0532                               | ±1,1 | 0,407                               | ±2,3 | 0,0554                              | ±2,0 | 0,9 | 348                                 | ±7 | 339                                  | ±25 | -2      |
| 4080-6.1re       | 0,15                                  | 604             | 334 | 28,8               | 0,57                                   | 0,0534                               | ±1,3 | 0,409                               | ±2,4 | 0,0555                              | ±2,0 | 0,8 | 348                                 | ±7 | 348                                  | ±29 | 0       |
| 4080-11.1        | 0,05                                  | 702             | 425 | 34,1               | 0,63                                   | 0,0538                               | ±1,2 | 0,419                               | ±2,3 | 0,0565                              | ±2,0 | 0,9 | 354                                 | ±7 | 361                                  | ±26 | 2       |
| 4080-3.1         | 0,14                                  | 374             | 237 | 18,2               | 0,65                                   | 0,0532                               | ±1,7 | 0,416                               | ±2,6 | 0,0566                              | ±2,0 | 0,8 | 355                                 | ±7 | 339                                  | ±39 | -5      |
| 4080-4.1         | 0,03                                  | 731             | 465 | 35,8               | 0,66                                   | 0,0535                               | ±1,4 | 0,421                               | ±2,5 | 0,0571                              | ±2,0 | 0,8 | 358                                 | ±7 | 352                                  | ±32 | -2      |
| 4080-6.1         | 0,36                                  | 719             | 429 | 35,7               | 0,62                                   | 0,0540                               | ±2,4 | 0,429                               | ±3,2 | 0,0576                              | ±2,1 | 0,6 | 361                                 | ±7 | 373                                  | ±55 | 3       |

\* См. примечания к табл. 1.

изображениях (рис. 5, а) выделяется 2 типа зерен: 1) без ядер, с умеренно-контрастной грубой и тонкой осцилляционной зональностью; 2) с амёбовидными корродированными ядрами, в которых сочетаются лоскутная и осцилляционная виды зональности. Ядра отделены от обрастающей их каймы криволинейными границами. Структура таких зерен чаще всего нарушена, ядра имеют метамиктное строение, с многочисленными радиальными или поперечными трещинами и обильными рыжевато-бурыми следами ожелезнения.

Из адалелитов проанализировано 12 индивидуальных зерен циркона (12 локальных анализов), полученный диапазон значений возраста составил 254–368 млн лет. Исключая одно в значительной степени метамиктное зерно с возрастом 254±5 млн лет, по 11 анализам (342–368 млн лет) рассчитан конкордантный возраст, равный 356±4 млн лет (2σ, СКВО=0,25) (рис. 5, б; табл. 3).

**Образец 4063.** Цирконы из лейкогранитов 4-й фазы неплюевского комплекса на катодоллюминесцентных снимках выглядят темно-серыми, почти

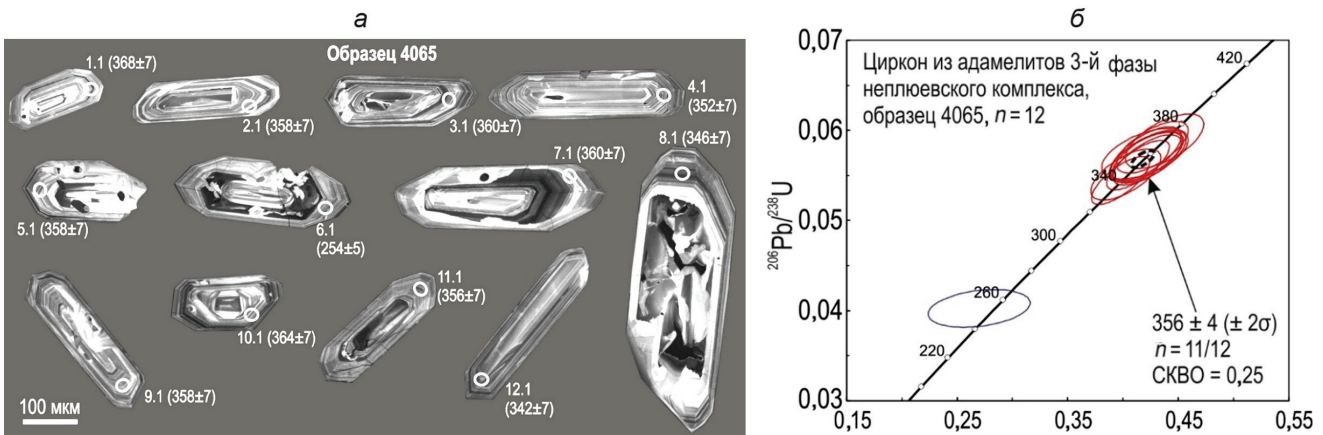


Рис. 5. Катодоллюминесцентные изображения единичных кристаллов цирконов из адалелитов (проба 4065), датированных методом SIMS SHRIMP-II; окружности на кристаллах демонстрируют размеры и локализацию соответствующих мест ионного пробоотбора (а); U-Pb диаграмма с конкордией для проанализированных цирконов из адалелитов (проба 4065); эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ (б)



Таблица 3

**Результаты U-Pb изотопных исследований зерен циркона из адамеллитов 3-й фазы неплюевского комплекса (проба 4065, Неплюевский массив)**

| Номер<br>анализа | <sup>206</sup> Pb <sub>c</sub> ,<br>% | Содержание, г/г |     |                    | <sup>232</sup> Th/<br><sup>238</sup> U | Изотопные отношения, ± % (1σ)        |      |                                     |      |                                     |      | Rho | Возраст, млн лет, ± 1σ              |    |                                      |      | D,<br>% |
|------------------|---------------------------------------|-----------------|-----|--------------------|----------------------------------------|--------------------------------------|------|-------------------------------------|------|-------------------------------------|------|-----|-------------------------------------|----|--------------------------------------|------|---------|
|                  |                                       | U               | Th  | <sup>206</sup> Pb* |                                        | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb |      | <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U |      | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U |      |     | <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U |    | <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb |      |         |
| 4065-6.1         | 1,88                                  | 608             | 384 | 21,4               | 0,65                                   | 0,0486                               | ±6,7 | 0,270                               | ±7,0 | 0,0402                              | ±2,1 | 0,3 | 254                                 | ±5 | 130                                  | ±160 | -49     |
| 4065-12.1        | 0,06                                  | 551             | 509 | 25,8               | 0,95                                   | 0,0531                               | ±1,8 | 0,398                               | ±2,7 | 0,0544                              | ±2,0 | 0,7 | 342                                 | ±7 | 331                                  | ± 41 | -3      |
| 4065-8.1         | 0,22                                  | 513             | 327 | 24,4               | 0,66                                   | 0,0530                               | ±2,4 | 0,403                               | ±3,2 | 0,0551                              | ±2,1 | 0,6 | 346                                 | ±7 | 328                                  | ± 54 | -5      |
| 4065-4.1         | 0,07                                  | 518             | 512 | 24,9               | 1,02                                   | 0,0536                               | ±1,9 | 0,414                               | ±2,8 | 0,0561                              | ±2,0 | 0,7 | 352                                 | ±7 | 355                                  | ± 42 | 1       |
| 4065-11.1        | 0,20                                  | 508             | 345 | 24,8               | 0,70                                   | 0,0540                               | ±2,2 | 0,422                               | ±3,0 | 0,0567                              | ±2,0 | 0,7 | 356                                 | ±7 | 372                                  | ± 49 | 5       |
| 4065-9.1         | 0,17                                  | 434             | 254 | 21,3               | 0,60                                   | 0,0535                               | ±2,4 | 0,421                               | ±3,2 | 0,0570                              | ±2,0 | 0,6 | 358                                 | ±7 | 351                                  | ± 54 | -2      |
| 4065-2.1         | 0,11                                  | 315             | 174 | 15,5               | 0,57                                   | 0,0538                               | ±2,5 | 0,424                               | ±3,2 | 0,0571                              | ±2,1 | 0,6 | 358                                 | ±7 | 364                                  | ± 56 | 2       |
| 4065-5.1         | 0,19                                  | 392             | 357 | 19,3               | 0,94                                   | 0,0536                               | ±2,5 | 0,422                               | ±3,2 | 0,0571                              | ±2,0 | 0,6 | 358                                 | ±7 | 352                                  | ± 56 | -2      |
| 4065-7.1         | 0,10                                  | 343             | 200 | 16,9               | 0,60                                   | 0,0532                               | ±2,4 | 0,421                               | ±3,1 | 0,0574                              | ±2,1 | 0,7 | 360                                 | ±7 | 338                                  | ± 53 | -6      |
| 4065-3.1         | 0,39                                  | 371             | 241 | 18,4               | 0,67                                   | 0,0531                               | ±3,2 | 0,420                               | ±3,8 | 0,0574                              | ±2,0 | 0,5 | 360                                 | ±7 | 332                                  | ± 73 | -8      |
| 4065-10.1        | 0,15                                  | 455             | 467 | 22,7               | 1,06                                   | 0,0533                               | ±2,3 | 0,427                               | ±3,1 | 0,0581                              | ±2,0 | 0,7 | 364                                 | ±7 | 340                                  | ± 52 | -7      |
| 4065-1.1         | 0,19                                  | 366             | 255 | 18,5               | 0,72                                   | 0,0540                               | ±2,6 | 0,438                               | ±3,3 | 0,0588                              | ±2,1 | 0,6 | 368                                 | ±7 | 370                                  | ± 58 | 1       |

\* См. примечания к табл. 1.

черными. Это короткопризматические кристаллы со слабой осцилляционной зональностью. Конкордантный возраст по восьми индивидуумам составляет 308,6±7,6 млн лет (2σ, СКВО=0,67), что отвечает концу московского века. Этот факт пока не находит объяснения в рамках принятой концепции. Несколько кристаллов резко отличаются от остальных, они на снимках светлые, имеют длиннопризматический габитус и четкую осцилляционную зональность. Это захваченные цирконы, они имеют архейский возраст.

Полученные конкордантные значения возраста, которые составили 350±3 (для обр. 4068) и 344±4 млн лет (для обр. 4080), вполне можно было бы интерпретировать как время формирования гранодиоритов 2-й фазы и адамеллитов 3-й фазы неплюевского комплекса, однако совокупность имеющихся на сегодняшний день данных позволяет несколько иначе взглянуть на представленные результаты.

Ранее для этих же проб (обр. 4068, 4080, 4065) опубликованы Rb-Sr значения изохронного возраста, полученные по породам и минералам [Попов и др., 2003], которые составили 346, 342 и 340 млн лет соответственно. Эти значения возраста близки к более молодым датировкам циркона из трех рассмотренных проб (*группа 1*), конкордантный возраст двух из которых составляет 342±4 млн лет (обр. 4068) и 334±6 млн лет (обр. 4080), а возраст двух наиболее молодых зерен циркона из обр. 4065 — 342±7 млн лет (рис. 5, б).

Однако в каждой из трех проб можно выделить и группу зерен с более древним возрастом (*группа 2*). При этом средние конкордантные значения возраста для них практически одинаковы — 356±3 (обр. 4068), 354±6 (обр. 4080) и 356±4 млн лет (обр. 4065). В качестве объяснения существования двух возрастных групп цирконов можно предположить, что

более древние цифры возраста соответствуют времени кристаллизации циркона из расплава, а более молодые датировки — результат частичной потери цирконом радиогенного свинца в процессе остывания массива и/или (?) термального воздействия раннекаменноугольных (325–349 млн лет) базитовых интрузивов, распространенных на всем протяжении Урала. На Южном Урале это худолазовский комплекс [Салихов и др., 2014], Северо-Кассельский и Заматихинский массивы [Салихов, Митрофанов, 1994], Каменский массив [Ферштатер, 2013], а на Полярном Урале — мусюрский комплекс [Соболев и др., 2020]. На этом этапе базитового магматизма могли произойти перезапуск Rb-Sr системы в минералах гранитоидов, а также частичное нарушение U-Pb изотопной системы в цирконе. Наибольшая потеря радиогенного Pb могла произойти в нарушенных (метамиктных) участках зерен, что объясняет достаточно широкий диапазон возрастных датировок цирконов из рассматриваемых пород. Сопоставимость Rb-Sr датировок и значений возраста более молодой группы цирконов, на наш взгляд, косвенно подтверждает сделанное предположение.

Другой вариант интерпретации обнаружения в гранитоидах более древних цирконов заключается в том, чтобы считать их ксеногенными. В частности, в работе [Осипова и др., 2018] описаны цирконы с выраженной ритмичной зональностью, выделенные из раннепермских гранитов того же Неплюевского плутона, возраст которых по Rb-Sr изохроне равен 278 млн лет [Попов и др., 2003]. Их U-Pb (SRIMP) возраст составляет 360±2 млн лет, т. е. соответствует границе девонского и каменноугольного периодов, причем 2 из 6 проанализированных зерен циркона имеют раннекаменноугольный возраст — 353 и 355 млн лет. Авторы указанной работы доказывают

(в соответствии с данными Lu-Hf изотопии), что эти цирконы не магматические, а метаморфические. Кроме того, удивительный факт, описанный этими исследователями, заключается в том, что в раннепермских гранитах вообще не обнаружены раннепермские цирконы. Вместе с тем и среди кристаллов циркона, изученных нами, есть несколько экземпляров, возраст которых превышает 360 млн лет, т. е. не исключено, что они образуют единую совокупность с зернами, обнаруженными Т.А. Осиповой с коллегами [2018].

Но возможно ли, чтобы в раннепермские граниты Неплюевского массива попали только раннекаменноугольные цирконы 2-й фазы, а цирконы 1-й фазы не попали? Такая ситуация представляется маловероятной. Вместе с тем в самих гранитоидах неплюевского комплекса пермские цирконы присутствуют, правда, почти все они (обр. 4080, 4065) имеют участки с метамиктным строением. Вероятно, именно поэтому в таких зернах была нарушена U-Pb система при внедрении магматических пород на главном этапе уральской коллизии [Попов и др., 2003].

**Закключение.** Новые данные позволяют по-новому интерпретировать развитие раннекаменноугольного магматизма на Южном Урале. Его геодинамическая интерпретация представляет предмет научных споров. Многие исследователи считают этот магматизм надсубдукционным, при этом резко расходятся точки зрения на направление падения зоны субдукции. Основание для такого вывода имеют, поскольку в геохимической характеристике раннекаменноугольных вулканитов присутствуют метки надсубдукционных обстановок, в частности Ta-Nb минимумы [Рудакова и др., 2007]. К.С. Иванов [1998] предполагает восточное падение зоны субдукции, Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [2000] — тоже, причем выход ее на поверхность предполагается в Предуральском краевом прогибе. Г.А. Мизенс [2000] придерживается точки зрения о западном падении зоны субдукции. В.Н. Пучков [2010] склоняется к рифтогенной природе раннекаменноугольного магматизма и считает, что к каменноугольному времени субдукция на Южном Урале прекратилась за счет даламинации слэба. Вместе с тем В.Н. Пучков [2000] считает, что Восточно-Уральская мегазона в раннем карбоне развивалась как окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс над зоной субдукции.

Эту гипотезу по-своему трактуют Д.Н. Салихов с коллегами [2014], в частности, И.Р. Рахимов позднее (2017) в кандидатской диссертации показал, что габбро-диорит-гранитовая серия Магнитогорской мегазоны формировалась в турнейско-ранневизейское время в обстановке присдвигового растяжения при косой коллизии, связанной с рифтогенезом в Восточно-Уральской мегазоне. Мы также в течение последних 20 лет развиваем идею о рифтинге в раннем карбоне в пределах всего Южного Урала [Правикова, Тевелев, 2003; Правикова и др., 2008; Ярошевский и др., 2007], а также идею о крупных

сдвиговых деформациях в раннем карбоне [Тевелев и др., 2006].

Практически во всех упомянутых работах начало рифтогенного магматизма относится ко второй половине турнейского века — к началу формирования березовской контрастной серии вулканитов. Этим представлениям соответствовали и результаты Rb-Sr датирования гранитоидов Неплюевского массива (346–340 млн лет [Попов и др., 2003]). Кроме того, в пределах Южного Урала известны многочисленные «переходные» осадочные комплексы фаменско-раннетурнейского возраста, т. е. между формированием островодужных позднедевонских и рифтогенных раннекаменноугольных вулканических комплексов существовал значительный перерыв [Правикова и др., 2008]. Полученные данные позволяют сдвинуть время начала рифтинга на границу девона и карбона. Эта граница определяется как существенный геодинамический рубеж [Пучков, 2000; Ферштатер, 2013] — столкновение Магнитогорской островной дуги с Восточно-Европейским континентом и начало окраинно-континентальной аккреции, которая завершилась к концу фаменского века.

Такая ситуация привела к прекращению островодужного магматизма и началу рифтинга. Вместе с тем в геохимических особенностях гранитоидов Неплюевского массива еще сохраняются надсубдукционные метки [Тевелев и др., 2006]. Кроме того, по данным Г.Б. Ферштатера [2013], возраст циркона из девонских трахибазальтов финальной фазы островодужного вулканизма Магнитогорской мегазоны составляет  $356,4 \pm 3,3$  млн лет (уже ранний карбон!), что перекрывается с возрастом цирконов Неплюевского массива. К сожалению, в этой отличной работе Г.Б. Ферштатера, который описал множество интрузивов широкого возрастного диапазона, Неплюевский массив не упомянут. При всех возможных ошибках определения и интерпретации геохимических данных, временной интервал между островодужным и рифтогенным магматизмом оказывается очень небольшим.

Интенсивная тектоническая активность в начале турнейского века подтверждается и возрастом амфиболитового метаморфизма в пределах Сысертско-Ильменогорского блока, расположенного севернее ( $352 \pm 40$  млн лет, амфиболиты по Sm-Nd изохроне, а также  $353 \pm 3,4$  и  $355 \pm 5$  млн лет, амфибол-биотитовый гнейс U-Pb методом по цирконам) [Ронкин и др., 1993, 1997].

Таким образом, среди исследованных цирконов выделены две возрастные группы: первая — от 334 до 342 млн лет; вторая — от 354 до 356 млн лет. Более древние значения возраста, вероятно, соответствуют времени кристаллизации циркона из расплава, а более молодые датировки получились из-за частичной потери цирконом радиогенного свинца в процессе длительного остывания массива и/или (?) термального воздействия раннекаменноугольных или даже раннепермских интрузивов.

Формирование неплюевского комплекса в самом начале каменноугольного периода фиксирует важнейший этап в геодинамической эволюции Южного Урала — быстрый переход от островодужного магматизма, продолжавшегося в течение всего девона, к рифтогенному, начавшемуся на границе девона и карбона и проходившему в условиях левосторонней

транстенсии. Рифтинг завершился только к середине визейского века.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-55-26009 Чехия\_а). Интерпретация U-Pb данных выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Иванов К.С. Тектоника и геодинамика Урала: развитие идей мобилизма // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Мат-лы совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 207–209.

Мизенс Г.А. Осадочные комплексы позднего девона — карбона на юге Урала и проблема коллизии континентальных плит // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Докл. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 65–84.

Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. Объяснительная записка к Государственной геологической карте РФ масштаба 1:200 000. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. СПб.: ВСЕГЕИ, 2003.

Осипова Т.А., Зайцева М.В., Вотяков С.Л. U–Pb-возраст и анализ Lu–Hf-изотопной системы циркона гранитоидов заключительных фаз Неплюевского плутона (Южный Урал) // Докл. РАН. 2018. Т. 481, № 5. С. 534–538.

Попов В.С., Тевелев Ал. В., Беляцкий Б.В. и др. Изотопный Rb–Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 1. С. 89–94.

Правикова Н.В., Матвеева Е.А., Тевелев Ал.В. и др. Особенности вулканизма переходного этапа от позднедевонской островной дуги к раннекаменноугольным рифтам на Южном Урале // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2008. № 6. С. 8–15.

Правикова Н.В., Тевелев А.В. Возрастная миграция раннекаменноугольного вулканизма на Южном Урале // Структура, вещество, история литосферы и геодинамика Тимано-Североуральского сегмента: Мат-лы 12-й науч. конф. Института геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2003. С. 223–224.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Ронкин Ю.Л., Бушляков И. Н., Акгун Ф., Лепихина О. П. K–Ar и Rb–Sr изотопная систематика гранитоидов Кисегачского массива Ильменского комплекса // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тез. докл. Всеросс. совещ. Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1997. С. 44–46.

Ронкин Ю.Л., Носков А.Г., Журавлев Д.З. Sm–Nd изотопная система сысертского гнейсово-мигматитового комплекса // Ежегодник-1992 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 135–139.

Рудакова А.В., Правикова Н.В., Тевелев Ал.В. Строение, химизм и условия формирования березовского вулканического комплекса южной части Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та, Сер. 4. Геология. 2007. № 1. С. 47–52.

Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулканоплутонический магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. 2014. № 5. С. 33–56.

Соболев И.Д., Викентьев И.В., Травин А.В., Бортников Н.С. Каменноугольный магматизм Полярного Урала // Докл. РАН. Сер. Науки о Земле. 2020. Т. 494, № 2. С. 22–28.

Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В. Сопряженное развитие вулканогенно-осадочных впадин и магматических камер в условиях присдвигового растяжения // Докл. АН СССР. 1996. Т. 346, № 5. С. 653–655.

Тевелев Ал.В. Особенности кинематики шовных зон Южного Урала как причина формирования конвергентной структуры Восточно-Уральской мегазоны // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 3. С. 17–26.

Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С. и др. Палеозойские зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. лаборатории геологии складчатых поясов / Под ред. А.М. Никишина. Вып. 4. М., 2006. 300 с.

Феритатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Сейсмофокальные палеозоны в геологической истории Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез: Докл. конф. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 105–120.

Ярошевский А.А., Тевелев А.В., Кошелева И.А. Геохимическая структура раннекаменноугольных вулканических комплексов Южного Урала // Геохимия. 2007. № 7. С. 718–732.

Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M. et al. C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. Vol. 200. P. 155–170.

Pravikova N., Tikhomirov P., Tevelev A. The Carboniferous volcanic rocks of the Southern Urals (geodynamic interpretation) // Abstr. 32nd Intern. Geol. Congress. August 20–28. Florence, Italy, 2004.

Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J. et al. Early Proterozoic U-Pb zircon ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // Intern. J. Geosci. 2012. Vol. 3, N 2. P. 289–296.

Stacey S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 207–221.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F. et al. Three Natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newsletter. 1995. Vol. 19. P. 1–23.

Поступила в редакцию 10.06.2021

Поступила после доработки 28.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021



УДК 551.86

М.Р. Латыпова<sup>1</sup>, О.В. Хотылев<sup>2</sup>, Н.С. Балущкина<sup>3</sup>, А.Г. Калмыков<sup>4</sup>,  
Г.А. Калмыков<sup>5</sup>, Л.Ф. Копаевич<sup>6</sup>, Е.В. Карпова<sup>7</sup>, В.В. Чуркина<sup>8</sup>

## ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ АБАЛАКСКОЙ СВИТЫ И ВОГУЛКИНСКОЙ ТОЛЩИ НА ТЕРРИТОРИИ КАМЕННОЙ ВЕРШИНЫ КРАСНОЛЕНИНСКОГО СВОДА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Выделены различные обстановки осадконакопления в средне-позднеюрское время ( $J_2k-J_3v^1$ ) в районе Каменной вершины Краснolenинского свода в Западной Сибири. Установлено, что в относительно спокойной неглубоководной обстановке на большей части исследуемой территории накапливались глинистые и глауконитово-глинистые осадки абалакской свиты. В то же время острова, сложенные выступами доюрского фундамента, способствовали формированию вогулкинской толщи в результате сноса с них обломочного материала. Результаты литологических исследований показали, что гравелиты и песчаники, которые формировали вогулкинскую толщу, накапливались неравномерно. Наибольшая мощность этих отложений наблюдается на западе от центральной возвышенности. Различная мощность обломочных толщ на западном и восточном склонах, вероятно, могла быть вызвана специфической подковообразной формой острова и отсутствием активных течений на западной части склона, а также его большей крутизной. Верхняя пачка вогулкинской толщи, сложенная обломочными известняками, имеет крайне небольшую мощность (не более 1 м) и содержит многочисленные несогласия. Вероятно, эти следы размыва могут быть косвенным доказательством влияния позднеоксфордской регрессии на строение разреза, эта трансгрессия ранее отмечена на смежных территориях.

**Ключевые слова:** абалакская свита, вогулкинская толща, Краснolenинский свод, частная регрессия, обстановки осадконакопления.

As part of this work, various sedimentation environments were identified in the Middle-Late Jurassic ( $J_2k-J_3v^1$ ) on the territory of the Krasnoleninsky arch in Western Siberia. The heterogeneity of the seabed topography and the presence of islands formed by protrusions of the pre-Jurassic basement led to the formation of the Vogulka strata as a result of the removal of clastic material from the land. At the same time, far from the islands, in relatively calm shallow environments, clayey and glauconite-clayey sediments of the Abalak Formation accumulated. Gravelites and sandstones of the Vogulka strata were formed unevenly. The greatest thickness of these deposits is observed to the west of the central upland. The difference in the thickness of clastic strata on the western and eastern slopes could probably be caused by the specific horseshoe shape of the island and the absence of active currents on the western part of the slope, as well as its greater steepness. The upper member of the Vogulka strata, composed of detrital limestones, is extremely thin (no more than 1 m), and contains numerous unconformities. Probably, these traces of erosion can be indirect evidence of the influence of the Late Oxford regression on the structure of the section, which was previously noted in adjacent territories.

**Keywords:** Abalak formation, Vogulka strata, Krasnoleninsky arch, partial regression, sedimentation environments.

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, студентка; *e-mail:* margarita.r.latypova@gmail.com

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, инженер 1 категории, канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* hot63@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* nataliabalushkina@mail.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ст. науч. с., канд. хим. н.; *e-mail:* a.g.kalmykov@gmail.com

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор, докт. геол.-минер. н.; *e-mail:* gera64@mail.ru

<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, профессор, докт. геол.-минер. н.; *e-mail:* lfkoopaevich@mail.ru

<sup>7</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии, доцент, канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* karpoff\_2002@mail.ru

<sup>8</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра нефтегазовой седиментологии, студентка; *e-mail:* Lera.keily@gmail.com

**Введение.** В настоящее время в связи с истощением запасов нефти и газа в традиционных песчаных коллекторах все большую актуальность приобретает поиск новых залежей углеводородов. Важное направление в этой области — исследование локализации потенциально продуктивных интервалов в составе малоперспективных глинистых толщ. К таким интервалам относится абалакская свита ( $J_2k-J_3v^1$ ), распространенная на территории Западной Сибири, которая в некоторых случаях содержит коллекторы нефти [Немова и др., 2011]. Формирование этих пород происходило в мелководной и спокойной морской обстановке [Важенина, 2009]. Свита сложена в нижней части глинистыми породами с многочисленными пиритовыми стяжениями, а в верхней — глинистыми и глауконитово-глинистыми породами с карбонат-

ными конкрециями и прослоями [Балушкина и др., 2013; Зырянова, 2010]. Структурные и генетические особенности карбонатных пород абалакской свиты описаны во многих работах [Зубков, 2015; Потапова и др., 2018, 2019], а на основании исследований аммонитов, двустворок и фораминифер в разрезах абалакской свиты построены многочисленные стратиграфические схемы [Решение... 1991; Лебедев, 1987], что позволяет относить эти отложения к эталонному объекту, для которого разрабатывается зональная биостратиграфия келловей и верхней юры для всей Западной Сибири [Глинских и др., 1999].

Однако абалакская свита даже в пределах исследуемого структурно-фациального района распространена не повсеместно из-за особенностей рельефа морского дна в юрское время, который существенно влиял на обстановку

осадконакопления. Возрастным аналогом абалакской свиты можно считать вогулкинскую толщу, распространенную в пределах Казым-Кондинского структурно-фациального района (рис. 1) и, в частности, отложения, локально развитые в пределах Красноленинского свода [Решение..., 2003].

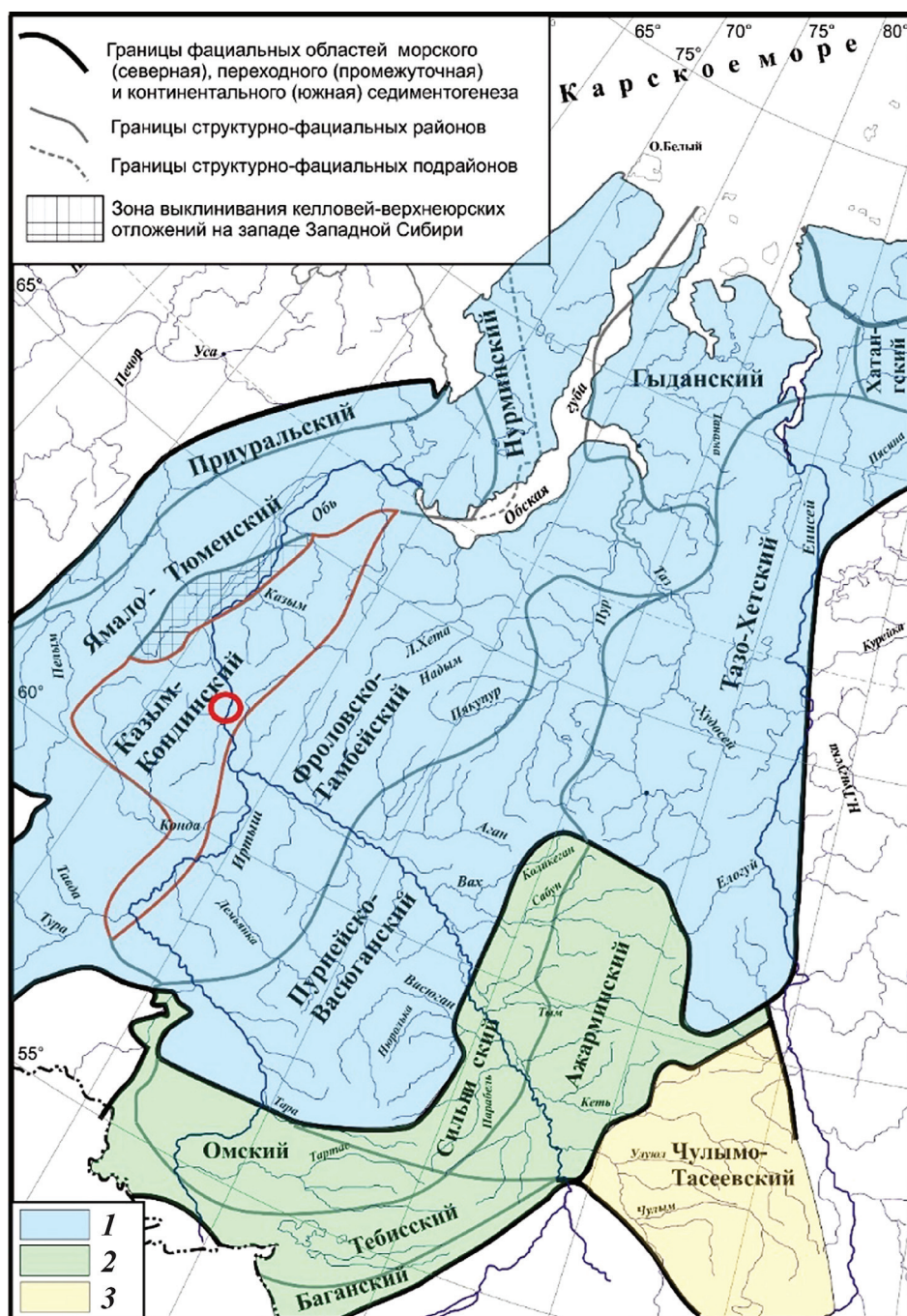
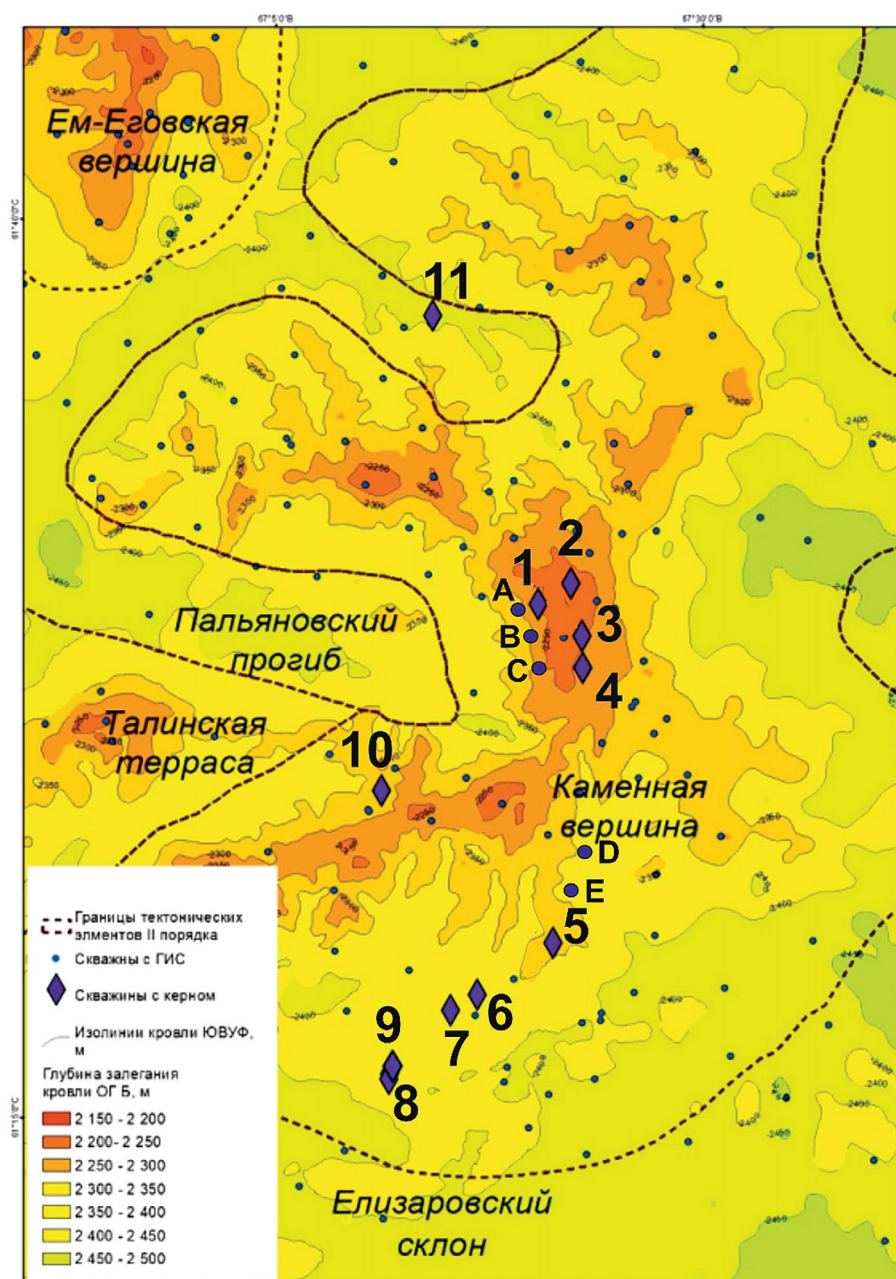


Рис. 1. Схема структурно-фациального районирования для отложений келловей и верхней юры в Западной Сибири [Решение..., 2003]: 1 — северная фациальная область морского осадконакопления, 2 — центральная промежуточная фациальная область, 3 — южная фациальная область континентального седиментогенеза



Рис. 2. Структурная карта территории по кровле тутлеймской свиты с отмеченными скважинами, по [Фомина и др., 2021]



Вогулкинская толща сложена, как правило, песчаниками, гравелитами (1-я и 2-я пачки) и органогенно-обломочными известняками (3-я пачка) [Решение..., 2003]. Эти отложения часто называют пласт П [Важенина и др., 2017] и могут представлять собой продуктивные нефтеносные интервалы [Соколовская, Соколовский, 2001], как, например, в юго-западной части Ямало-Ненецкого АО и в северо-западной части Тюменской области [Васильев и др., 2004; Волков, Шпильман 2013; Золотова, 2016]. Часто геологи-нефтяники в материалах отчетов по подсчету запасов называют эти отложения пахомовской пачкой. В целом песчаные породы часто хорошие коллекторы [Ханин, 1969], а условия формирования непосредственно влияют на их пористость и проницаемость. Выявление зон распространения вогулкинской толщи (пласта П) на территории отдельных месторождений представляет важную задачу для поиска новых резервуаров нефти и газа.

Цель работы — построение фациальных схем распространения отложений, накапливавшихся в средне-позднеюрский этап ( $J_2k-J_3v^1$ ) развития

бассейна, характеризовавшийся различными обстановками осадконакопления в пределах Каменной вершины Красноленинского свода.

**Материалы и методы исследований.** В рамках работы исследованы отложения, накапливавшиеся с позднебасетского до ранневолжского времени, из 16 скважин (суммарно объем описанного керна составил около 300 м) (рис. 2). Выполнено литологическое описание керна из 11 скважин. Для определения детального литологического состава исследуемых пород описано 80 петрографических шлифов. Шлифы изготовлены на эпоксидной смоле, толщина составила 0,02 мм, изучены с помощью поляризационного микроскопа Opton IM35.

В тех скважинах, где отсутствовал керновый материал, использованы данные ГИС — кривые гамма-каротажа, плотностного каротажа, каротажа сопротивления, потенциал-зонда, бокового каро-



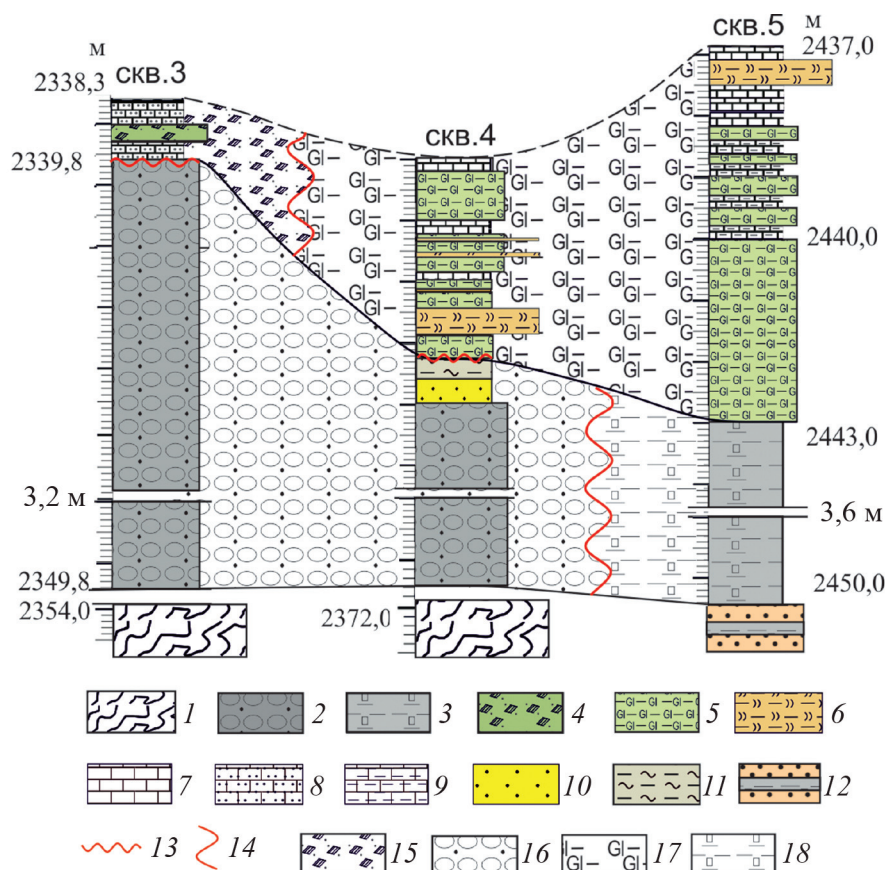


Рис. 3. Схема межскважинной корреляции: 1 — метаморфизованные породы доюрского фундамента; 2 — гравелиты; 3 — аргиллиты темно-серые, тонкоотмученные с пиритовыми стяжениями; 4 — органогенно-обломочные темные известняки; 5 — аргиллиты темно-серые, тонкоотмученные, с глауконитом; 6 — глинисто-кремнистые породы; 7 — известняки; 8 — песчаные известняки; 9 — глинистые известняки; 10 — песчаники; 11 — алевролитоглинистые породы; 12 — песчаники и глины тюменской свиты; 13 — несогласное залегание; 14 — приблизительные зоны фациального перехода; 15 — обломочные известняки 3-й пачки вогулгинской толщи; 16 — гравелиты 2-й пачки вогулгинской толщи; 17 — глауконитово-глинистые породы верхней подсвиты абалакской свиты; 18 — глинистые породы с пиритовыми стяжениями

тажного зондирования и индукционного каротажа. Интерпретация проводилась согласно данным [Сурков, Жеро, 1981].

#### Результаты исследований и их обсуждение.

Исследуемая территория имеет неоднородный структурный план, в центральной части присутствует подковообразная возвышенность, которая может быть унаследованной структурой, существовавшей во время накопления абалакской свиты и ее аналогов (рис. 2). Исследования показали, что подстилающие отложения абалакской свиты и вогулгинской толщи в скважинах 1–4 представлены метаморфизованными породами доюрского фундамента, а в скважинах 5–11 — песчаниками и аргиллитами тюменской свиты байосс-батского возраста (рис. 3). Эти результаты могут подтверждать предположение о наличии структурных поднятий в момент начала накопления средне-верхнеюрских отложений.

В скважине 2 отложения, которые могли накапливаться в изучаемое время, отсутствуют. В скважинах 5–11 отложения представлены полностью абалакской свитой. Ее нижняя подсвита имеет мощность от 5 до 30 м, верхняя — от 4 до 20 м. Возрастной аналог этих отложений — вогулгинская толща [Решение..., 2003]. Породы 1-й пачки этой толщи практически не представлены в керне исследуемых скважин, отложения 2-й пачки вскрыты в скважинах 1, 3 и 4 и имеют мощность от 4 до 20 м. В скважине 1, пробуренной на западе от центральной возвышенности, отмечена большая мощность 2-й

пачки вогулгинской толщи (27 м), чем в скважинах 3 и 4 из восточной части (16 и 8 м соответственно). Отложения вышележащей 3-й пачки вогулгинской толщи вскрыты только в скважинах 1 и 3 и не достигают мощности 1 м. В скважине 4 над отложениями 2-й пачки вогулгинской толщи залегает верхняя подсвита абалакской свиты (рис. 3). Таким образом, по мнению авторов статьи, в исследуемых отложениях присутствует два фациальных перехода: первый в отложениях  $J_2k-J_3ox^2$  между 2-й пачкой вогулгинской толщи и нижней подсвитой абалакской свиты, а второй — в отложениях  $J_3ox^2-J_3v^1$  между 3-й пачкой вогулгинской толщи и верхней подсвитой абалакской свиты.

На основании литологического описания керна и петрографических шлифов получена информация об изменчивости состава отложений средне-позднеюрского возраста в районе Каменной вершины Краснотенского свода. Выявлено, что отложения нижней подсвиты абалакской свиты представлены аргиллитоподобными темно-серыми, тонкоотмученными глинами со стяжениями пирита (рис. 4). Отложения накапливались в относительно спокойной неглубоководной морской обстановке. В шлифе порода представлена кремниевоглинистой разностью, опал-кристобалитовой, с алевроитовой (10–15%) слюдисто-кварцевой примесью, с плохо выраженной тонко- и горизонтально-линзовидной слоистостью, с редкими реликтами раковин радиолярий. Порода неравномерно пиритизированная.

Рис. 4. Аргиллитоподобные темно-серые глины со стяжениями пирита: 1 — фото образца; 1А, 1В — николи параллельные; 2А, 2В — николи скрещенные

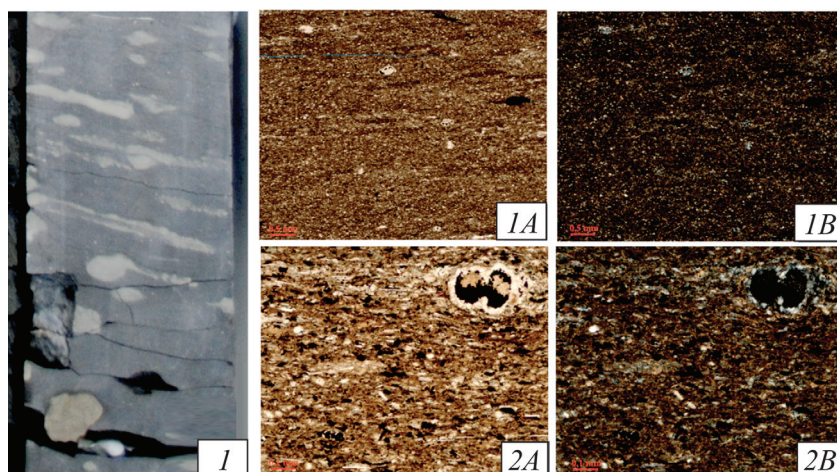
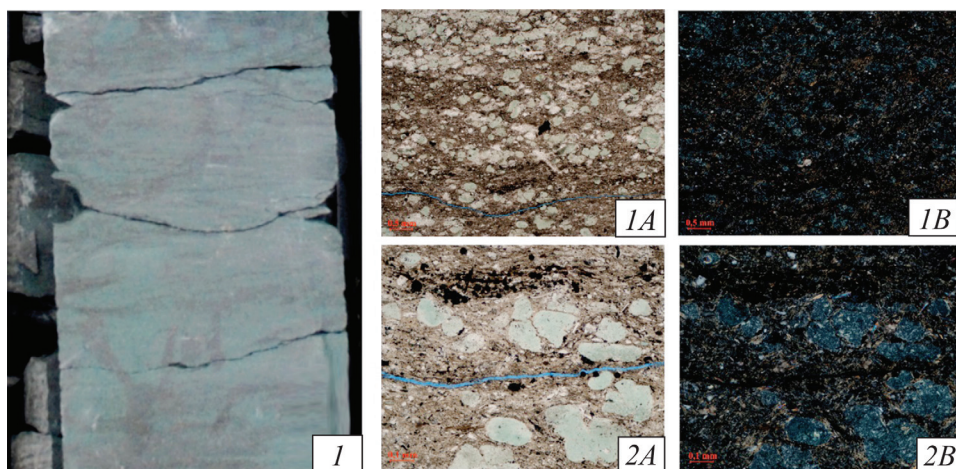


Рис. 5. Аргиллитоподобные глинистые породы с глауконитом: 1 — фото образца; 1А, 1В — николи параллельные; 2А, 2В — николи скрещенные



Вторая пачка вогулкинской толщи, в отличие от пород нижней подсвиты абалакской свиты, как правило, сложена гравелитами, песчаниками и песчаниками с прослоями гравелитов. С удалением от побережья наблюдается уменьшение мощности гравийно-песчаных фаций, которые плавно переходят в относительно глубоководные породы нижней подсвиты абалакской свиты [Золотова, 2016].

Отложения верхней подсвиты абалакской свиты, как правило, представлены аргиллитоподобными темно-серыми глинами с глауконитом (рис. 5) и прослоями бактериально-водорослевых известняков и осадочных карбонатных пород [Потапова и др., 2019]. В шлифах породы часто представлены глауконититами мелко-среднепесчаными, с незначительной тонкозернистой песчаной примесью 3–5%, с горизонтально-линзовидной текстурой, кремнево-глинистым пленочным и поровым цементом. Порода неравномерно пиритизированная.

Бактериально-водорослевые постройки верхней подсвиты абалакской свиты в шлифах представляют собой преимущественно доломито-анкериты известковистые (баффлстоуны) с микробиально-водорослевой и вторично сферолитовой структурой (биогермный известняк), со строматолитовой текстурой, местами фосфатно-глинистые, с обломками литокластов доломито-анкеритов дресвяной размерности (рис. 6). Породы часто вторично интенсивно

пиритизированные, участками глинизированные и кремневые. Прослеживаются трещины зонального выполнения с монокристаллами кварца.

Более мелководный возрастной аналог этих отложений — 3-я пачка вогулкинской толщи, выполненная песчаниками и биокластовыми известняками (рис. 7). В шлифах породы представлены преимущественно известняками биокластовыми (биокластовый грейнстоун), двустворково-брахиоподовыми, со значительной примесью (20–30%) грубопесчано-гравийного метакластического материала, с небольшой мелко-среднепесчаной неравномерно распределенной кварцевой примесью (5%), местами сконцентрированной в прослой, к которым приурочены микрослойки органического вещества (ОВ). Породы часто неслоистые, с поровым кальцитовым разнокристаллическим цементом (15–20%), с пустотами выщелачивания, подчеркнутыми по краям примазками ОВ и ромбоздрами доломита.

На основании интерпретации данных комплекса методов ГИС установлено, что отложения абалакской свиты мощностью около 25 м присутствуют в скважинах D и E, тогда как отложения вогулкинской толщи вскрыты в скважинах A, B и C и составляют разрез мощностью до 40 м. Скважина F, расположенная на восточной части склона, предположительно вскрывает отложения вогулкинской толщи мощно-



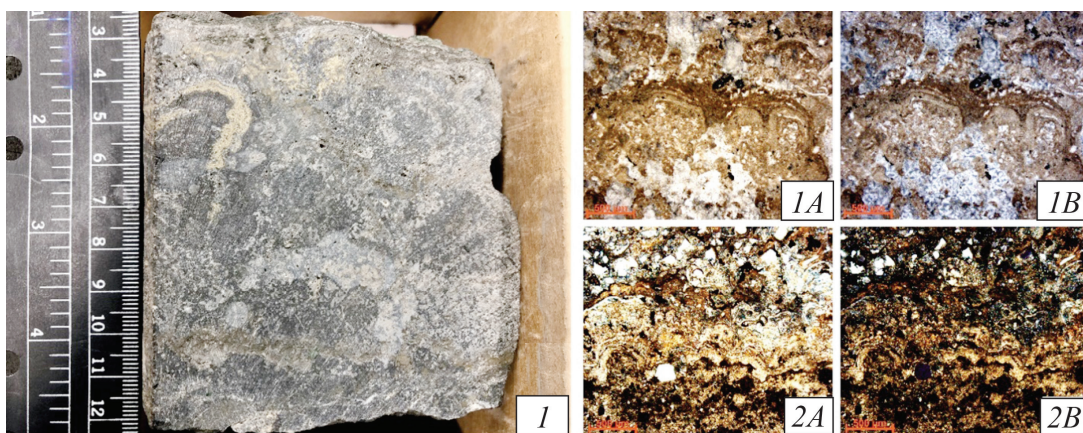


Рис. 6. Бактериально-водорослевые постройки: *I* — фото образца; *1A*, *1B* — николи параллельные; *2A*, *2B* — николи скрещенные

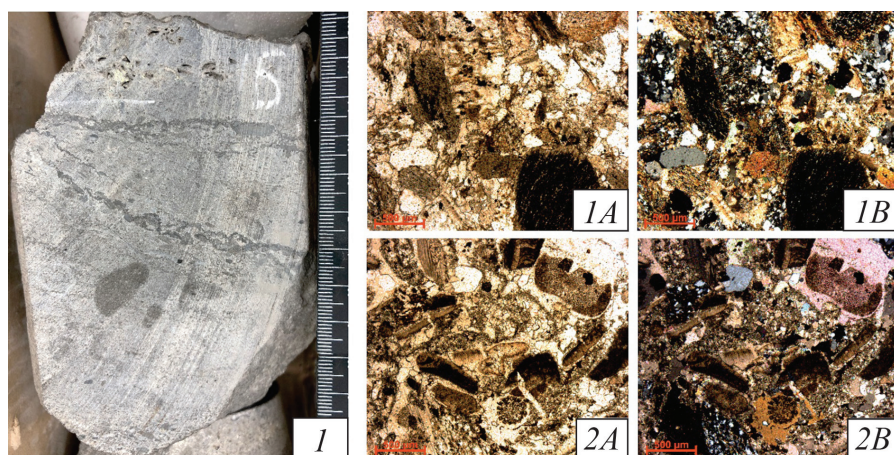


Рис. 7. Известняк биокластовый (био-кластовый пак-грейнстоун: *I* — фото образца; *1A*, *1B* — николи параллельные; *2A*, *2B* — николи скрещенные

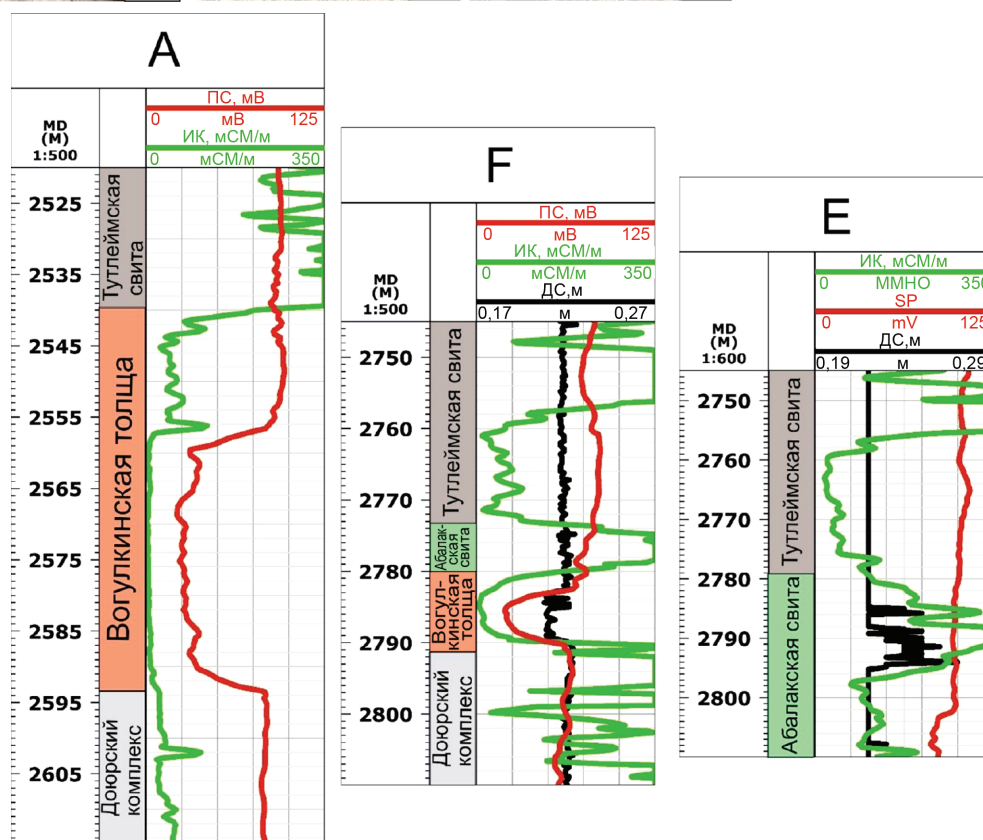


Рис. 8. Геофизические планшеты для скважин: А — западный склон от центральной возвышенности, Ф — восточный склон, Е — к югу от центральной возвышенности, вдали от активной области сноса обломочного материала. ПС (SP) — метод собственных потенциалов; ИК — индукционный каротаж; ДС — кавернометрия





Рис. 9. Сводный разрез и схема структурно-фациального районирования для келловоя и верхней юры на Каменной вершине Краснolenнинского свода в Западной Сибири: 1 — аргиллиты и кремнистые аргиллиты, 2 — песчаники и известняки органогенно-обломочные, 3 — глины и алевролиты, 4 — песчаники и гравелиты с линзами алевролитов, 5 — глауконит, 6 — карбонатные конкреции, 7 — оолиты, 8 — стяжения пирита

стью до 10 м, которые выше перекрыты глинистыми породами абалакской свиты (рис. 8).

Таким образом, по результатам исследований установлено, что на исследуемой территории в средне-позднеюрское время существовали острова. Осадконакопление вогулгинской толщи происходило вокруг центральных возвышенностей, сложенных преимущественно гранитами и гранодиоритами до-

юрского фундамента [Хотылев и др., 2019]. Вдали от области активного сноса обломочного материала с суши происходило формирование глинистых и глауконитово-глинистых пород абалакской свиты. Отличительная особенность оксфордского века — расширение области морского осадконакопления при относительно неглубоководной обстановке. Отметим, что согласно литературным данным на

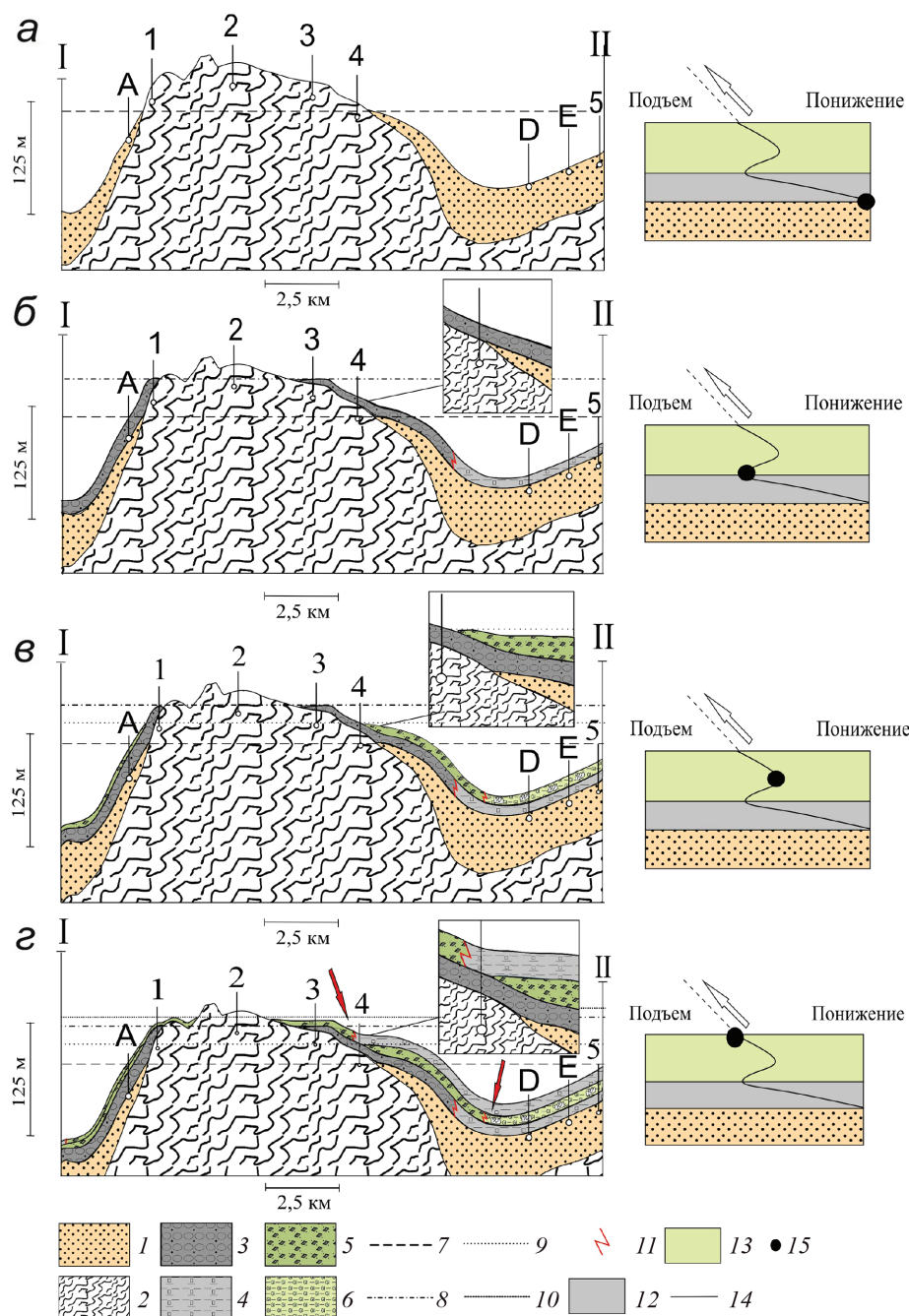


Рис. 10. Разрезы через Каменную вершину на различные периоды развития бассейна: *a* — конец накопления тюменской свиты ( $J_2bt^3$ ); *б* — конец накопления 1-й и 2-й пачек вогулкинской толщи и нижней подсвиты абалакской свиты ( $J_3ox^{2?}$ ); *в* — частная регрессия на фоне позднеюрской трансгрессии ( $J_3ox^{3?}$ ); *г* — конец накопления верхней подсвиты абалакской свиты и ее фациального аналога — 3-й пачки вогулкинской толщи ( $J_3v^1$ ); I–II — линия профиля. Номера скважин: 1, 2, 3, 4, 5 — с керном, А, В, С, D, Е, F — с ГИС; 1 — песчаники и глины тюменской свиты; 2 — метаморфизованные породы доюрского фундамента; 3 — гравелиты и песчаники с прослоями гравелитов; 4 — аргиллиты темно-серые, тонкоотмученные с пиритовыми стяжениями; 5 — песчаники и органогенно-обломочные известняки; 6 — аргиллиты темно-серые, тонкоотмученные с глауконитом; 7 — предполагаемый уровень моря в  $J_2bt^3$ ; 8 — предполагаемый уровень моря на период окончания формирования нижней пачки абалакской свиты; 9 — предполагаемый уровень максимальной регрессии; 10 — предполагаемый уровень моря  $J_3v^1$ ; 11 — предполагаемые фациальные границы; 12 — породы нижней пачки абалакской свиты и 2-й пачки вогулкинской толщи; 13 — породы верхней пачки абалакской свиты и 3-й пачки вогулкинской толщи; 14 — кривая изменения уровня моря; 15 — уровень моря для каждого этапа развития

рубеже келловейского и оксфордского веков глобальная трансгрессия сменилась частной регрессией, достигшей максимума к концу раннего оксфорда [Конторович и др., 2013]. Установленная смена глинистых пород нижней подсвиты абалакской свиты на глауконитово-глинистые отложения верхней подсвиты, вероятно, также отражает регрессивный этап, но приуроченный уже к позднему оксфорду. В отложениях 3-й пачки вогулкинской толщи (рис. 7) также наблюдаются следы этой регрессии в виде многочисленных размывов, несогласий и малой мощности этих отложений (менее 1 м). Эти предположения также согласуются с данными предыдущих исследований на соседних участках [Захаров и др., 1998], в этой работе приводится кривая относительного изменения уровня моря для средне- и верхне-

юрских отложений Западной Сибири, на которой, кроме среднеоксфордского регрессивного минимума, выделены эвстатические сигналы в отложениях оксфордского–ранневолжского веков.

Выделенные в работе [Захаров, 1998] отложения георгиевской и васюганской свит — возрастные аналоги абалакской свиты и вогулкинской толщи, которые имеют специфическое распространение в пределах Каменной вершины Краснотинского свода в связи с расчлененностью рельефа (рис. 9). В работах [Потапова и др., 2018, 2019] в кровле верхней подсвиты абалакской свиты описаны элювиальные брекчии и карстовые полости в известняках со структурой мадстоун, представляющие собой отложения сублиторали. Исследованные отложения 3-й пачки вогулкинской толщи содержат множественные раз-

мывы, а литологический состав отложений верхней подсвиты абалакской свиты по наличию глауконита свидетельствует о более мелководной обстановке осадконакопления. На основании этого комплекса данных можно сделать предположение, что уровень моря в это время снижался, происходило некоторое увеличение площади островов в районе Красноленинского свода.

Таким образом, в истории развития бассейна с  $J_2k$  по  $J_3v^1$  было выделено 4 основных этапа.

*Первый этап.* До позднеабатского времени в центральной части исследуемой территории существовал остров, в пределах которого осадконакопление не происходило. За пределами центральной возвышенности накапливались песчаники и глины тюменской свиты (рис. 10, а). Смена обстановок осадконакопления тюменской свиты происходила постепенно с континентальных до прибрежно-морских на фоне глобальной трансгрессии, а к позднеабатскому времени полностью сменилась на морские, началось накопление абалакской свиты и вогулгинской толщи на исследуемой территории.

*Второй этап.* С позднеабатского и, вероятно, до среднеоксфордского времени продолжалось поднятие уровня моря, начиналось формирование разреза нижней подсвиты абалакской свиты и ее возрастного аналога — 2-й пачки вогулгинской толщи. Продолжающаяся трансгрессия на фоне присутствия островов обусловила резкие отличия в составе абалакской свиты и вогулгинской толщи, где песчаники с прослоями гравелитов 1-й и 2-й пачек приурочены к области подводного склона (рис. 10, б), а мощность этих пород уменьшалась по мере удаления от острова (рис. 3). Также отметим, что в скважинах, которые пробурены на западном склоне центральной возвышенности (1, А, В, С), наблюдается большая мощность отложений 2-й пачки вогулгинской толщи, чем в скважинах 2–4, вскрывающих отложения на восточном склоне палеоострова. Это различие позволяет предположить, что снос терригенного материала с западной части острова был более активным, что, вероятно, можно объяснить более крутым склоном и отсутствием активных течений, которые распределяли бы материал на большую площадь. В скважине 2 изучаемые отложения отсутствуют, что, вероятно, свидетельствует о том, что вершина острова в этот период времени не находилась под водой.

*Третий этап.* Предположительно в конце позднего оксфорда происходила регрессия. В это время в Казым-Кандинской структурно-фациальной области происходило накопление пород верхней подсвиты абалакской свиты и 3-й пачки вогулгинской толщи (рис. 10, в). В скважинах 5–11 наблюдаются отложения абалакской свиты, представленные глинисто-глауконитовыми разностями с прослоями известняков и с бактериально-водорослевыми постройками. Вблизи палеоострова в скважинах 1 и 3 преобладают маломощные отложения песчаников

и органогенно-обломочных известняков 3-й пачки вогулгинской толщи. В последних обнаружено множество перерывов в осадконакоплении, эрозионных поверхностей и размывов. Вероятно, пик регрессии в конце позднего оксфорда мог привести к тому, что часть отложений 3-й пачки вогулгинской толщи была денудирована или переотложена, что объяснило бы большое количество размывов, разную мощность слагающих ее пород и состав отложений.

К признакам регрессивного этапа, вероятно, относится смена более глубоководных глинистых пород нижней подсвиты абалакской свиты на более мелководный фациальный аналог — глауконитово-глинистые породы верхней подсвиты абалакской свиты. Предположение о регрессии также согласуется с результатами предыдущих исследований. Так, в работах [Потапова и др. 2018, 2019] зафиксированы следы осушения поверхности осадков — карстование и остатки ризоидов в бактериально-водорослевых постройках из верхней подсвиты абалакской свиты на территории северо-западной части Красноленинского свода. В рамках нашей работы в керне из наиболее удаленных от острова скважин (6–11) установлено присутствие редких бактериально-водорослевых построек без видимых следов аэрации. Вероятно, микробиальные карбонаты на исследуемой площади отлагались на большей глубине, чем на северо-западе территории, и оставались ниже уровня моря в период максимальной регрессии в конце позднего оксфорда.

Осушение микробиальных карбонатов на северо-западе Красноленинского свода и размыв отложений 3-й пачки вогулгинской толщи, вероятно, происходили в единый регрессивный этап развития палеобассейна. Кроме того, учитывая специфику распространения нижних пачек вогулгинской толщи, можно предположить, что на западном склоне палеоострова 3-я пачка могла иметь меньшую мощность из-за более крутого склона, однако из-за недостатка скважинных данных проверить это предположение не представляется возможным.

*Четвертый этап.* К ранневогулгинскому времени предыдущий регрессивный этап полностью сменился на трансгрессию, которая позднее привела к осадконакоплению вышележающей тутлеймской свиты (рис. 10, г). На этом этапе еще продолжалось накопление 3-й пачки вогулгинской толщи и верхней подсвиты абалакской свиты, но фациальная граница сильно сместилась ближе к острову из-за поднятия уровня моря.

Учитывая, что исследуемые отложения абалакской свиты и вогулгинской толщи в скважине 2 отсутствуют, можно сделать предположение о том, что палеоостров существовал на протяжении всех ранее описанных этапов развития бассейна с  $J_2k$  по  $J_3v^1$ . Также отметим, что в скважине 2 отсутствуют нижние пачки вышележающей тутлеймской свиты.

На основании полученных результатов исследования кернового материала и данных ГИС построены



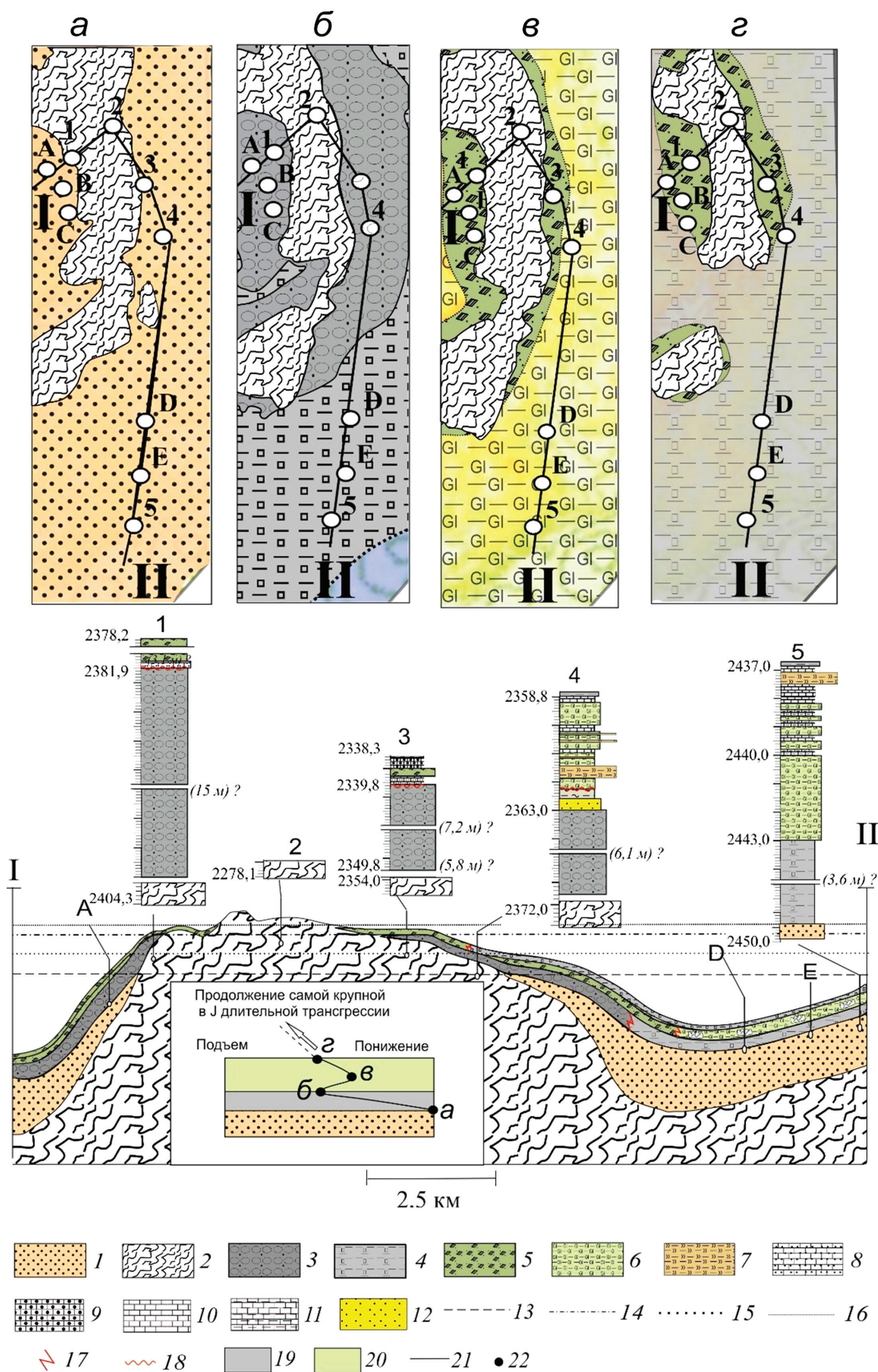


Рис. 11. Фациальные схемы, отражающие изменения обстановок осадконакопления на территории, и разрез на период окончания осадконакопления пород верхней подсвиты абалакской свиты и ее фациального аналога — 3-й пачки вогулгинской толщи ( $J_3v^1$ ); *a* — конец формирования песчаников и глин тюменской свиты; *b* — конец формирования отложений нижней подсвиты абалакской свиты и 2-й пачки вогулгинской толщи; *в* — период максимальной регрессии, предположительно в позднем оксфорде; *г* — конец формирования пород верхней подсвиты абалакской свиты и 3-й пачки вогулгинской толщи; I–II — линия профиля. Скважины: 1, 2, 3, 4, 5 — с керном, А, В, С, D, Е, F — с ГИС.

1 — песчаники и глины тюменской свиты; 2 — метаморфизованные породы доюрского фундамента; 3 — гравелиты и песчаники с прослоями гравелитов; 4 — аргиллиты темно-серые, тонкоотмученные с пиритовыми стяжениями; 5 — песчаники и органогенно-обломочные известняки; 6 — аргиллиты темно-серые, тонкоотмученные с глауконитом; 7 — глинисто-кремнистые породы; 8 — песчанистые известняки; 9 — бактериально-водорослевые постройки; 10 — известняки; 11 — глинистые известняки; 12 — песчаники абалакской свиты; 13 — предполагаемый уровень моря в  $J_2bt^3$ ; 14 — предполагаемый уровень моря на конец формирования нижней подсвиты абалакской свиты и 2-й пачки вогулгинской толщи; 15 — предполагаемый уровень максимальной регрессии в период формирования пород абалакской свиты; 16 — предполагаемый уровень моря в  $J_3v^1$ ; 17 — предполагаемые фациальные границы; 18 — следы размыва и денудации пород; 19 — породы нижней пачки абалакской свиты и 2-й пачки вогулгинской толщи; 20 — породы верхней пачки абалакской свиты и 3-й пачки вогулгинской толщи; 21 — кривая изменения уровня моря; 22 — уровень моря на каждый этап развития

фациальные схемы с распределением исследуемых отложений на площади (рис. 11).

При анализе построенных схем видно, что с конца батского и до позднеоксфордского времени площадь палеоостровов постепенно сокращалась в результате поднятия уровня моря. В позднеоксфордское время произошла смена трансгрессивного этапа на регрессивный, в результате чего их площадь увеличилась. В это же время, вероятно, началось формирование верхней подсвиты абалакской свиты и 3-й пачки вогулгинской толщи. К ранневожжскому времени снова произошла смена обстановки на трансгрессивную, площадь палеоостровов уменьшилась. Отложения 2-й пачки вогулгинской толщи накапливались вокруг островов с позднебатского до среднеоксфордского времени, а 3-й пачки — с с позднеоксфордского и до ранневожжского века.

**Заключение.** Нами установлено, что с  $J_2k$  и до  $J_3v^1$  на территории Каменной вершины Красноленинского свода в Западной Сибири существовали различные обстановки осадконакопления, последовательная смена которых отразилась в фациальных схемах и разрезах. Неоднородность рельефа морского дна, выраженная в наличии палеоостровов, сложенных выступами доюрского фундамента, привела к формированию вогулгинской толщи в результате размыва коренных отложений и накопления обломочной составляющей вблизи возвышенностей.

Гравелиты и песчаники нижних пачек вогулгинской толщи формировались неравномерно. Наиболь-

шая мощность этих отложений отмечена на западе от центральной возвышенности. Различная мощность обломочных толщ на западном и восточном склонах, вероятно, могла быть вызвана отсутствием активных течений на западном склоне, а также большей крутизной. Верхняя пачка вогулгинской толщи, сложенная обломочными известняками, имеет крайне небольшую мощность, не более 1 м, и содержит многочисленные несогласия. Эти следы размыва могут служить доказательством влияния позднеоксфордской регрессии на строение разреза, что подтверждается результатами изучения смежных территорий другими исследователями.

Одновременно с накоплением гравелитов и песчаников вогулгинской толщи на исследуемой территории в относительно спокойной неглубоководной обстановке накапливались глинистые и глауконитово-глинистые осадки абалакской свиты. В отложениях позднеоксфордского–ранневожжского времени обнаружены бактериально-водорослевые постройки, которые, однако, не содержат следов субаэральной экспозиции. Вероятно, активное осадконакопление обломочного материала в пределах палеоострова затрудняло рост бактериально-водорослевых построек на мелководье. В результате микробиально-водорослевые бафлстоуны накапливались в виде прослоев небольшой мощности и развивались на большей глубине в относительном отдалении от палеоостровов, а в период позднеоксфордской регрессии не были подвержены эрозии в связи со снижением уровня моря.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балушкина Н.С., Калмыков Г.А., Коробова Т.А. и др. Закономерности строения баженовского горизонта и верхов абалакской свиты в связи с перспективами добычи нефти // Геология нефти и газа. 2013. № 3. С. 48–61.

Важенина О.А. Особенности палеогеографии и карбонатакопления в баженовской и абалакской свитах Широкого Приобья (Западная Сибирь) // Вестн. Томск. гос. ун-та. 2009. № 327. С. 218–223.

Важенина О.А., Тригуб А.В., Привалова И.В. Перспективы поиска залежей углеводородов в отложениях вогулгинской толщи (пласт II) на основе комплексиро-

вания сейсмогеологических данных // Геология нефти и газа. 2017. № 6. С. 31–41.

Васильев В.Б., Скочина Л.В., Празоров С.В. Формирование и размещение ловушек нефти и газа в верхнеюрских отложениях (вогулгинская толща) юга Тюменской области // Нефть и газ. 2004. № 2. С. 17–22.

Волков В.А., Штильман А.В. Атлас месторождений нефти и газа Ханты-Мансийского автономного округа — Югры. Т. 1. Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2013. 236 с.

Глинских Л.А., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Юра Западной Сибири — абалакская свита (палеонтологиче-



ская характеристика, лито- и биостратиграфия) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 7. С. 1059–1078.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Левчук М.А. и др. Эвстатические сигналы в юрских и нижнемеловых (неокомских) отложениях Западно-Сибирского осадочного бассейна // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1492–1504.

Золотова О.В. Условия формирования отложений вогулкинской толщи на юге Тюменской области // Сб. статей по материалам международного научного конгресса «Интерэкспо Гео-Сибирь». Тюмень, 2016. Т. 8. С. 41–45.

Зубков М.Ю. Минеральный и изотопный составы карбонатных пород и присутствующих в них трещин верхнеюрских отложений Западной Сибири // Горные ведомости. 2015. № 10. С. 40–58.

Зырянова И.А. Определение параметров коллекторов абалакской свиты на месторождениях Красноленинского свода // Геофизика. 2010. № 3. С. 35–40.

Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 972–1012.

Лебедев А.И. Слои с бухиями верхней юры и неокома Широкого Приобья // Биостратиграфия мезозоя Западной Сибири. Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 65–69.

Немова В.Д., Колосков В.Н., Покровский Б.Г. Формирование карбонатизированных коллекторов в глинисто-кремнистых отложениях баженовского горизонта на западе Широкого Приобья // Разведка и охрана недр. 2011. № 12. С. 26–31.

Потапова А.С., Вилесов А.П., Бумагина В.А. и др. Концептуальная седиментологическая модель формирования карбонатных пород на границе абалакской и баженовской свит (Красноленинский НГР) // Литология осадочных

комплексов Евразии и шельфовых областей: Мат-лы IX Всеросс. литол. совещ. Казань, 2019. С. 367–368.

Потапова А.С., Вилесов А.П., Чертина К.Н. и др. Признаки субаэральной экспозиции на границе абалакской и тутлеймской (баженовской) свит // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2018. № 11. С. 13–19.

Решение 5-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозойским отложениям Западно-Сибирской равнины / Под ред. И.И. Нестерова. Тюмень: ЗапСиб-НИИГНИ, 1991. 54 с.

Решение 6-го межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложения Западной Сибири. Новосибирск, 2003. С. 148.

Соколовская О.А., Соколовский А.П. Нефтегазоносный потенциал юрских и меловых отложений на территории нераспределенного фонда южных районов Тюменской области // Вестн. недропользования Ханты-Мансийского автономного округа. 2001. № 6. С. 54–59.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

Фомина М.М., Балушкина Н.С., Хотылев О.В. и др. Выделение потенциально-продуктивных интервалов тутлеймской свиты центральной части Красноленинского свода // Георесурсы. 2021. Т. 23, № 2. С. 70–78.

Ханин А.А. Породы — коллекторы нефти и газа и их изучение. М.: Недра, 1969. 368 с.

Хотылев А.О., Майоров А.А., Тевелев А.В. Гранитные массивы доюрского комплекса Красноленинского свода (Западная Сибирь): особенности строения и потенциальная нефтеносность // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамика: Мат-лы LI Тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2019. С. 372–377.

Поступила в редакцию 24.06.2021

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021



УДК 550.93: 553.065.4 (571.56+571.65)

**А.Н. Глухов<sup>1</sup>, В.В. Прийменко<sup>2</sup>, А.А. Самсонов<sup>3</sup>****ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ  
ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ  
ОМОЛОНСКОГО МАССИВА (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)**

ФГБУН «Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт имени Н.А. Шило» ДВО РАН,  
685000, Магадан, ул. Портовая, 16  
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute of Far East Branch RAS,  
685000, Magadan, Portovaya str., 6  
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Рассмотрены некоторые аспекты генезиса важных в промышленном отношении палеозойских эпиптермальных месторождений золота Омолонского массива. Их возраст по результатам Ar-Ar датирования руд на 20–30 млн лет моложе, чем у вулканических комплексов кедонской серии девона, с которыми эту минерализацию традиционно связывают. Для палеозойского окраинно-континентального магматизма Омолонского массива выделен этап постсубдукционного рифтогенеза, характеризовавшийся формированием вулканоплутонических ассоциаций шошонит-латитового состава. На этом этапе, хронологические границы которого определяются как 335–286 млн лет, сформировались рассматриваемые руды. Парagenетической связью с рифтогенными шошонит-латитовыми комплексами объясняются такие специфические особенности палеозойского эпиптермального золотого оруденения Омолонского массива, как высокое золото-серебряное отношение, низкая сульфидность руд, широкое развитие флюорита и теллуридов, низкие значения первичного изотопного отношения Sr (0,703–0,706).

**Ключевые слова:** эпиптермальные месторождения золота, палеозойский, рифтогенный этапы, шошонит-латитовый состав.

Some aspects of the genesis of industrially important Paleozoic epithermal gold deposits of the Omolon massif are considered. According to the results of Ar-Ar dating of ores, their age is 20–30 Ma younger than that of the volcanic complexes of the Kedonian volcanic belt of the Devonian, with which this mineralization is traditionally associated. For the Paleozoic continental marginal magmatism of the Omolon massif, we have identified a stage of post-subduction rifting, characterized by the formation of volcano-plutonic associations of shoshonite-latite series. The authors suppose that it was at this stage, the chronological boundaries of which are determined as 335–286 Ma, that the ores under consideration were formed. The paragenetic connection with riftogenic shoshonite-latite series explains such specific features of the Paleozoic epithermal gold mineralization of the Omolon massif, such as high gold-silver ratio, low ore sulfide content, widespread development of fluorite and tellurides, low values of the primary Sr isotope ratio (0,703–0,706).

**Keywords:** epithermal gold deposits, Paleozoic, riftogenic, shoshonite-latite.

**Введение.** В аккреционной структуре Северо-Востока Азии среди других террейнов выделяется Омолонский массив (кратонный террейн, далее ОМ). В его пределах находятся крупные эпиптермальные месторождения золота — Кубака и Биркачан (рис. 1), на протяжении более чем 20 лет представляющие основу рудной золотодобычи в Магаданской области. Эти месторождения, а также другие аналогичные объекты (Бургали, Елочка, Ольча), приурочены к палеозойским вулканическим толщам, однако их возраст уже многие годы составляет предмет дискуссий. Сразу оговоримся, что из-за низкого содержания

серебра в рудах этих объектов и высоких значений золото-серебряного отношения (1:1–1:3) корректнее характеризовать это оруденение именно как золотое, а не золото-серебряное. Одни авторы отстаивают точку зрения о дораннекаменноугольном возрасте руд этих месторождений [Котляр, 2000; Степанов и др., 1998], другие — о позднемезозойском [Лейер и др., 1997; Наталенко и др., 2002], согласно третьей точке зрения — руды этих объектов формировались в несколько этапов, включая позднемезозойский [Савва, 2018; Сидоров и др., 2021]. Этот вопрос имеет не только теоретический, но и прикладной аспект,

<sup>1</sup> СВКНИИ ДВО РАН, ст. науч. с.; e-mail: gluhov76@list.ru

<sup>2</sup> СВКНИИ ДВО РАН, мл. науч. с.; e-mail: priyimenkovladimir@gmail.com

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, вед. инженер; e-mail: samsonov@geol.msu.ru

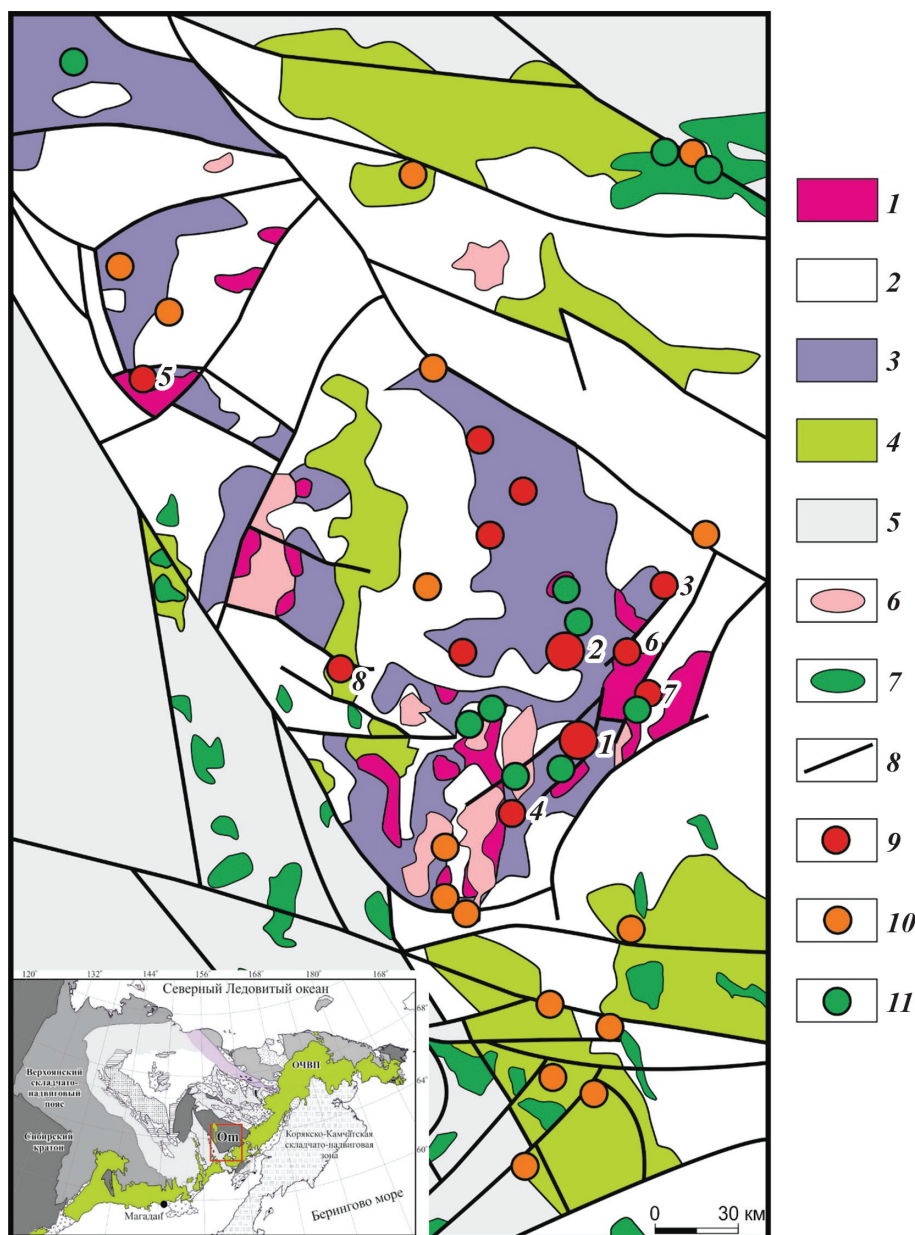


Рис. 1. Тектоно-минерогеническая схема Омолонского террейна: 1, 2 — Омолонский массив (кратонный террейн): 1 — дорифейский кристаллический фундамент, 2 — рифейско-среднеюрский и верхнеюрско-меловой структурный ярусы; 3, 4 — вулканогенные пояса: 3 — Кедонский, 4 — Охотско-Чукотский и Олойский; 5 — террейны складчатого обрамления; 6, 7 — гранитоиды: 6 — палеозойские, 7 — позднемезозойские; 8 — разломы; 9–11 — месторождения и рудопроявления: 9 — эпитермальные золотые, 10 — эпитермальные золото-серебряные, 11 — медно-порфировые.

Цифрами обозначены месторождения и рудопроявления, упомянутые в статье: 1 — Кубака, 2 — Биркачан, 3 — Бургали, 4 — Елочка, 5 — Ольча, 6 — Нижний Биркачан, 7 — Орлиное, 8 — Упрямое

поскольку важен для создания адекватной геолого-поисковой модели объектов этого типа. В статье мы обосновываем новую точку зрения на возраст эпитермальных золотых руд и место Омолонского массива в тектоно-магматической эволюции региона.

**Материалы и методы исследований.** Химический состав магматических пород определен в лаборатории ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей» (Москва). Анализы выполняли методами атомно-эмиссионной спектрометрии и ICP-MS после сплавления с метабора́том лития и кислотного растворения.

Возраст образования руд определялся  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (Новосибирск) по монофракциям адуляра.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  геохронологические исследования проводили методом ступенчатого прогрева [Травин и др., 2009]. Навески образцов совместно с мусковитом МСА-11 (K/Ar возраст 313 млн лет) и биотитом LP-6 (128,1 млн лет), которые использовали в качестве

мониторов, заворачивали в алюминиевую фольгу, помещали в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивали. Затем пробы облучали в кадмированном канале реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (Томск). Градиент нейтронного потока не превышал 0,5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводили в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по определению  $^{40}\text{Ar}$  (10 мин при 1200 °C) не превышал  $5 \cdot 10^{-10}$  нсм<sup>3</sup>. Очистку аргона производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Измерения изотопного состава аргона выполнены на масс-спектрометре МИ-1201В. Ошибки измерений соответствуют интервалу  $\pm 2\sigma$ . Для коррекции на изотопы  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{37}\text{Ar}$ ,  $^{40}\text{Ar}$ , полученные при облучении Ca, Cl, K, использована следующие коэффициенты:  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0,00073 \pm 0,000026$ ,  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 0,00032 \pm 0,000021$ ,  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 0,0641 \pm 0,0001$ . Для оценки надежности  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования

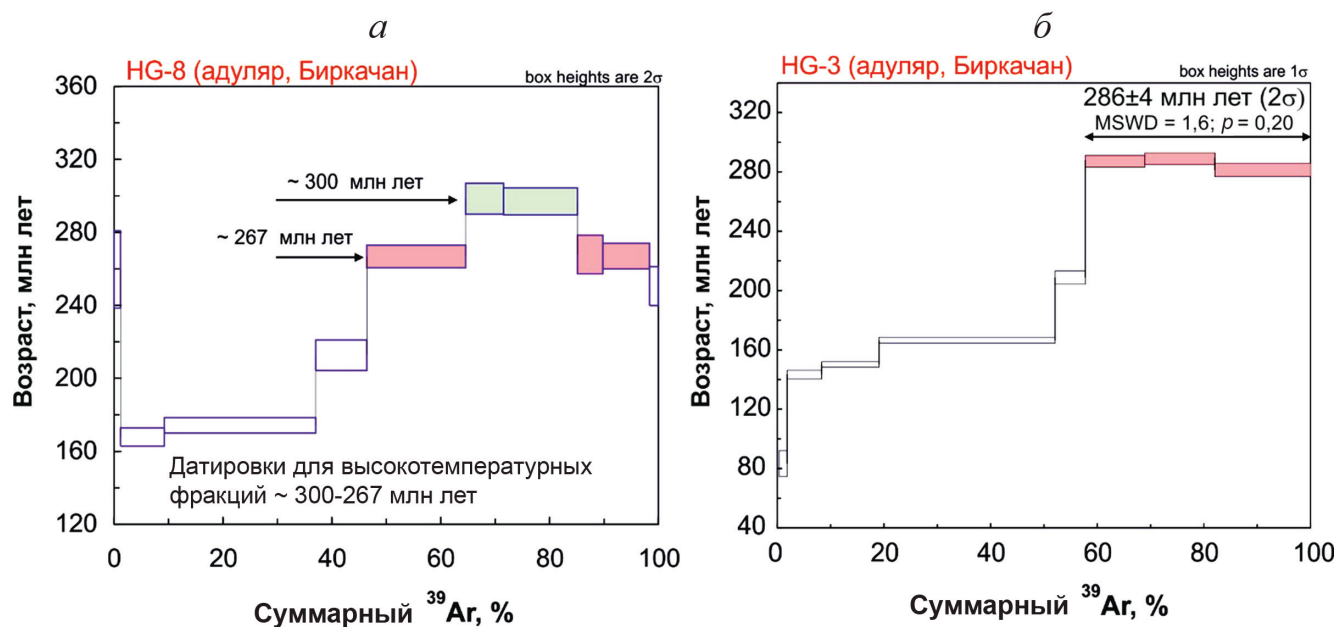


Рис. 2. Результаты Ar-Ar датирования адуляров (из рудных жил месторождения Биркачан (а — по пробе HG-8, б — по пробе HG-3)

принимали следующие критерии: 1) хорошо выраженное плато не менее чем из трех ступеней (горизонтальный спектр значений возраста) с более чем 50% выделившегося кумулятивного  $^{39}\text{Ar}$  (СКВО  $< 2,5$ ); 2) конкордантность значений возраста плато и изохроны с учетом погрешностей; 3) изохрона пересекает значение отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  близко к 295,5.

**Геологическое строение района.** В структуре ОМ выделяются архейско-протерозойский фундамент и рифейско-мезозойский терригенно-карбонатный чехол (рис. 1). Продукты фанерозойского окраинно-континентального магматизма здесь представлены тремя вулканоплутоническими поясами: Кедонским (КВП), Олойским (ОВП), Охотско-Чукотским (ОЧВП). Ассоциации КВП широко развиты и известны под наименованием кедонская серия. Им посвящено достаточно много публикаций [Акинин и др., 2020; Гагиев и др., 2000; Гагиева, Жуланова, 2011; Горячев и др., 2017; Лычагин и др., 1987]. Кедонская серия включает три толщи (снизу вверх) [Гагиев и др., 2000]: 1) лавы и туфы андезибазальтов и трахириодацитов, 2) игнимбриты риолитов и риодацитов, 3) лавы и туфы андезитов и дацитов. Эффузивы тесно связаны с малыми гипабиссальными гранитоидными интрузиями, которые относят к булунскому и алы-юряхскому комплексам [Горячев и др., 2017]. Вулканиды и интрузивные тела вмещают эпitherмальные месторождения и рудопроявления золота, как крупные (Кубака, Биркачан), так и мелкие (Елочка, Бургали, Ольча), а также непромышленную медно-порфировую минерализацию [Горячев и др., 2017].

**Результаты исследований и их обсуждение.** Изверженные породы КВП охарактеризованы достаточно большим количеством изотопных определений возраста [Гагиева, Жуланова, 2011; Горячев и

др., 2017; Котляр, Русакова, 2004], однако среди них преобладают устаревшие K-Ar и Rb-Sr датировки. Новые U-Pb датировки циркона из вулканитов кедонской серии показали их позднедевонский (фамен) возраст [Акинин и др., 2020], причем для нижней толщи установлены даты около  $373 \pm 4$  млн лет, а для вышележащих — от  $356 \pm 6$  до  $369 \pm 2$  млн лет; Rb-Sr датировки этих толщ составляют 337–377 млн лет [Акинин и др., 2020]. Возраст пород, завершающих разрез кедонской серии, по палеофитологическим данным оценивался как позднефаменский [Гагиев и др., 2000]. U-Pb датировки прорывающих вулканитов гранитоидов булунского комплекса составили  $375\text{--}369 \pm 3$  млн лет [Акинин и др., 2020]. Как принято считать [Гагиев и др., 2000; Горячев и др., 2017], верхняя возрастная граница кедонской серии маркируется несогласно перекрывающимися ее углистыми аргиллитами корбинской свиты, содержащими раннекаменноугольную флору [Терехов, 1979]. Резюмируя, возраст КВП по палеофитологическим данным оценивается как живет-фаменский [Гагиев и др., 2000; Терехов, 1979], а по изотопным — как фаменский [Акинин и др., 2020].

Данные о изотопном возрасте эпitherмальных золотых руд ОМ неоднозначны. Ранее нами был определен Ar-Ag возраст адуляра из рудной жилы месторождения Кубака, который составил  $299 \pm 3,5$  млн лет; жила рассечена дайкой трахибазальтов с  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастом плато  $179 \pm 8$  млн лет [Акинин и др., 2020]. Наиболее древние Rb-Sr датировки этих руд укладываются в диапазон 335–324 млн лет [Степанов и др., 1998]. U-Pb возраст рудовмещающих туфов трахиандезитов —  $369,5 \pm 2$  млн лет [Акинин и др., 2020], их же возраст, определенный Rb-Sr методом, составил 337–344 млн лет [Котляр, 2000]. Полученный нами Ar-Ag возраст по пробе адуляра



НГ-3 из жил месторождения Биркачан составил  $286 \pm 3,3$  млн лет ( $СКВО = 0,91, p = 0,43$ , выход  $^{39}Ar = 66\%$  по четырем ступеням, рис. 2). Для пробы НГ-8 плато не получено, однако результаты исследований все же позволяют заключить, что возраст оруденения не моложе 267–300 млн лет.

Считается, что эпитермальная золотая и золото-серебряная минерализация адуляр-серицитового типа (низкосульфидированного типа, low sulfidation) на активных континентальных окраинах формируется после завершения основного «субдукционного» андезит-дацитового вулканизма [Sillitoe, Hedenquist, 2003] и представляет собой продукт высокотемпературных геотермальных систем, тесно связанных с поздним кальдерным вулканизмом [Леонов, 1989; Hedenquist, 1987]. Кальдерообразование связано с верхнекоровыми магматическими очагами, возникшими в результате термального воздействия глубинных базальтов [Леонов, Гриб, 2004; Мартынов, 1999]. Излияния этих базальтов, имеющих геохимические признаки мантийного происхождения, маркируют завершение формирования всех субдукционных магматических дуг и переход к рифтогенному растяжению [Мартынов, 1999]. Данные для хорошо изученных металлогенических провинций с эпитермальным золотым и золото-серебряным оруденением показывают, что хронологический интервал между формированием вулканических ассоциаций кальдерного комплекса и минерализации в большинстве случаев не превышает 3–5 млн лет [Guillou-Frotier et al., 2000]. Для областей современного вулканизма временной разрыв между кальдерными образованиями и высокотемпературными геотермальными системами еще меньше — не более 0,5 млн лет [Леонов, Гриб, 2004]. В связи с этим большой хронологический разрыв между верхней возрастной границей КВП и возрастом эпитермального оруденения требует объяснения.

Обращают на себя внимание существенные различия в интерпретации разными исследователями стратиграфии рудовмещающего вулканогенно-осадочного комплекса месторождения Кубака (табл. 1). Принципиальны здесь несколько моментов: во-первых, большая доля субщелочных пород — трахиандезитов и латитов — в петрофонде «позднего» этапа кедонского вулканизма; во-вторых, выделение Е.В. Черняевым и Е.И. Черняевой [Черняев, Черняева, 2001] поздней, посткальдерной, стадии означает, что формированием трахиандезитов и латитов кедонский девонско-каменноугольный вулканизм не завершился — существовал более поздний этап магматической активности. Именно к нему указанные исследователи относят внедрение малых гипабиссальных интрузий булунского комплекса [Черняев, Черняева, 2001]; в-третьих, И.Н. Котляр [Котляр, 2000] вычленил кубакинскую толщу из состава кедонской серии, считая ее продуктом более позднего раннекаменноугольного, вулканизма, не связанного с КВП и представляющего самостоятельный этап.

Таблица 1

Стратиграфия рудовмещающих вулканитов месторождения Кубака по данным разных исследователей

| Стадия          | Авторы                                                                      |                                                                        |                                                                                                        |
|-----------------|-----------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                 | И.Н. Котляр [2000], В.А. Степанов, Л.Н. Шишаква [1994]                      | В.Н. Егоров [2004]                                                     | Е.В. Черняев, Е.И. Черняева [2005]                                                                     |
| Пост-кальдерная |                                                                             |                                                                        | Цокольная толща. Лавы, игнимбриты, туфы риолитов, риодацитов, туффиты                                  |
| Кальдерная      | Кубакинская толща. Лавы и туфы трахиандезитов, латитов, риодацитов, туффиты | Гурникская толща. Лавы, игнимбриты, туфы риолитов, риодацитов, туффиты |                                                                                                        |
|                 |                                                                             | Кубакинская толща. Лавы и туфы трахиандезитов, латитов, туффиты        | Кубакинская толща. Верхняя подтолща. Игнимбриты трахидацитов, туффиты                                  |
| Докальдерная    |                                                                             |                                                                        | Кубакинская толща. Средняя и нижняя подтолщи. Лавы и туфы трахиандезитов, латитов, риодацитов, туффиты |
|                 | Очакчанская свита. Игнимбриты риолитов                                      | Очакчанская свита. Игнимбриты риолитов                                 | Очакчанская свита. Игнимбриты риолитов                                                                 |

Отметим, что П.П. Лычагин с соавторами [Лычагин и др., 1989] выделяли на юго-востоке ОМ (Анмандыканская зона) самостоятельную трахиандезитовую формацию позднедевонско-раннекаменноугольного возраста, породы которой характеризуются высоким содержанием  $Al_2O_3$ ,  $K_2O$ , Ва, т. е. соответствуют латитам [Таусон, 1977].

Другую проблему составляет возраст булунского комплекса гипабиссальных гранитоидных интрузий, который традиционно считается комагматичным вулканизмом кедонской серии [Горячев и др, 2017; Лычагин, 1987]. С одной стороны, их U-Pb датировки составляют  $375\text{--}369 \pm 3$  млн лет [Акинин и др., 2020], с другой — булунские интрузии прорывают все отложения древнее раннекаменноугольной свиты [Горячев и др, 2017]. Нами U-Pb методом был определен возраст циркона из прорывающих туфы и лавы трахидацитов захаренковской толщи кварцевых сиенит-порфиров, вмещающих жилы и

прожилки эпитермального месторождения золота Нижний Биркачан, которое входит в состав одного рудного поля с месторождением Биркачан (рис. 3), он составил  $335 \pm 2$  млн лет (рис. 4). Маловероятно, что формирование комплекса малых близповерхностных интрузий могло быть растянуто на 40 млн лет, а его завершение на 20–30 млн лет оторвано от завершения комагматических вулканических излияний, т. е. ныне выделяемый так называемый булунский комплекс включает в себя интрузии разного возраста, возможно, относящиеся к разным комплексам и внедрившиеся в разных геодинамических обстановках.

Анализ данных, как геологических, так и изотопных, позволяет предположить существование в раннекаменноугольное время на ОМ «посткедонского» магматического этапа. В развитии активных континентальных окраин выделяется завершающий рифтогенный этап [Ярмолук, Коваленко, 1991], который связывают с взаимодействием континентальной и океанической плит при вовлечении в зону субдукции океанической спрединговой зоны [Самойлов, Ярмолук, 1992] либо со сдвиговыми смещениями, происходившими в обстановке трансформной континентальной окраины [Геодинамика, магматизм ..., 2008]. В частности, на северо-востоке Азии рифтогенные магматические образования выделяются в осевой (хакаринская, магдыкитская, чуванская, нунлингранская свиты [Котляр, Русакова, 2004]) и тыловой (печальнинский комплекс [Глухов, 2009]) зонах ОЧВП альбско-кампанского возраста. В пределах КВП подобные образования

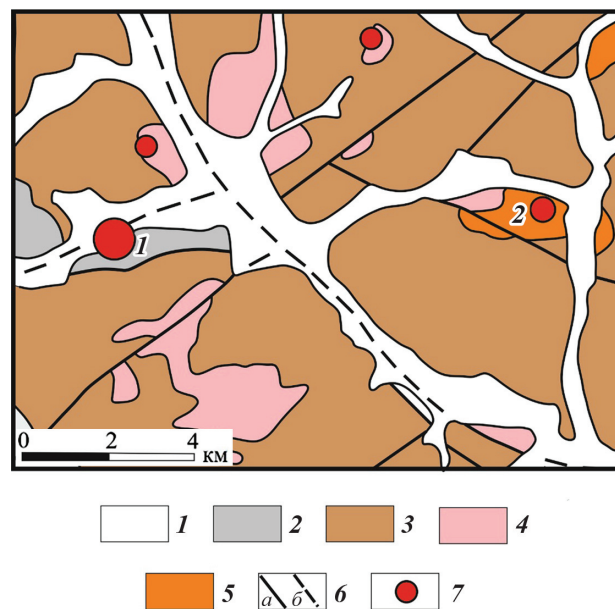


Рис. 3. Геологическое строение Биркачанского рудного поля: 1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — песчаники и аргиллиты каменноугольно-пермского возраста; 3, 4 — кедонская серия: 3 — лавы, игнимбриты и туфы риолитов и дацитов, 4 — субвулканические тела риолитов; 5 — кварцевые сиенит-порфиры; 6 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 7 — эпитермальные месторождения золота. Номера месторождений: 1 — Биркачан, 2 — Нижний Биркачан

до сих пор были неизвестны, при этом наличие у него стандартной для активных окраин андийского типа поперечной зональности сомнений не вызывает [Горячев и др, 2017; Лычагин и др., 1987].

Можно предположить, что «посткедонский» магматизм маркировал завершение субдукционных процессов на активной окраине ОМ в девонско-каменноугольное время. Под влиянием особенностей строения ОМ, а именно консолидированного дорифейского кристаллического фундамента и как следствие контаминации базальтовыми магмами значительных порций сиалического вещества [Павлов, Яшухин, 1989], продукты этого постсубдукционного магматизма по составу близки шошонитам и латитам. Их аналоги — шошониты и латиты верхнемеловой хакаринской свиты, развитой на погруженном кристаллическом фундаменте Охотского массива [Синдеев, 1988], и близкие по составу шошонитам базальты гармандинского комплекса на погруженном фундаменте Тайгоносского блока ОМ [Полин,

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

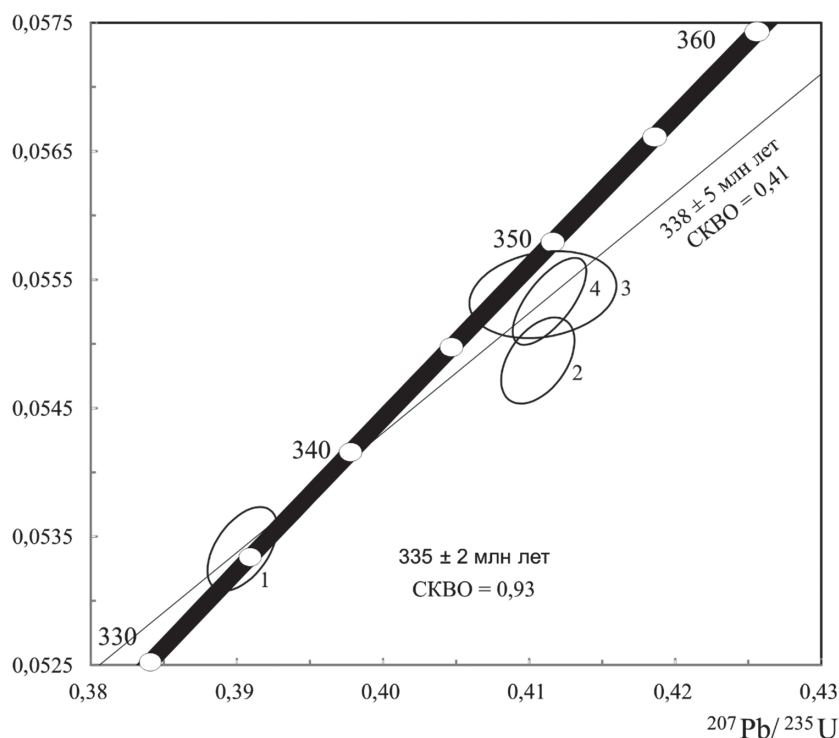


Рис. 4. Результаты U-Pb датирования циркона из кварцевого сиенит-порфира, по [Глухов и др., 2019]

Таблица 2

Содержание главных (%) и малых (г/т) элементов в породах позднепалеозойской шошонит-латитовой магматической ассоциации Омолонского массива

| Комп-<br>ненты                 | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | Комп-<br>ненты | 1      | 2      | 3      | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------------|--------|--------|--------|---|---|---|---|---|---|
| SiO <sub>2</sub>               | 67,41 | 64,64 | 64,40 | 60,5  | 60,3  | 58,8  | 60,4  | 62,68 | 66,87 | Co             | 5,2    | 10,8   | 10,2   |   |   |   |   |   |   |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,31  | 0,47  | 0,47  | 0,65  | 0,63  | 0,69  | 0,58  | 0,46  | 0,46  | Ba             | 1311,5 | 1257,7 | 1242,8 |   |   |   |   |   |   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,62 | 15,43 | 16,95 | 15,89 | 16,94 | 17,37 | 17,62 | 16,13 | 15,49 | Li             | 12,5   | 50,0   | 10,9   |   |   |   |   |   |   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,37  | 5,57  | 5,19  | 6,02  | 5,87  | 6,3   | 5,16  | 4,93  | 3,83  | Hf             | 5,2    | 3,1    | 3,3    |   |   |   |   |   |   |
| MnO                            | 0,10  | 0,11  | 0,11  | 0,15  | 0,24  | 0,13  | 0,1   | 0,1   | 0,1   | Nb             | 7,2    | 5,4    | 5,1    |   |   |   |   |   |   |
| MgO                            | 0,90  | 1,81  | 2,13  | 1,79  | 1,74  | 2,03  | 1,68  | 1,94  | 0,84  | Rb             | 113,6  | 118,6  | 35,8   |   |   |   |   |   |   |
| CaO                            | 0,53  | 3,34  | 3,95  | 2,23  | 2,37  | 4,15  | 2,56  | 2,11  | 1,06  | Sr             | 214,0  | 263,9  | 718,2  |   |   |   |   |   |   |
| Na <sub>2</sub> O              | 5,27  | 2,36  | 4,24  | 5,05  | 4,85  | 3,48  | 5,05  | 4,54  | 4,27  | Ta             | 0,05   | 0,05   | 0,05   |   |   |   |   |   |   |
| K <sub>2</sub> O               | 5,36  | 6,10  | 2,40  | 4,05  | 4,43  | 3,35  | 3,65  | 4,85  | 5,59  | Y              | 14,2   | 12,8   | 13,4   |   |   |   |   |   |   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,14  | 0,16  | 0,17  | 0,25  | 0,24  | 0,24  | 0,23  | 0,18  | 0,12  | Yb             | 1,72   | 1,38   | 1,67   |   |   |   |   |   |   |
| Ni                             | 9,0   | 12,9  | 12,3  |       |       |       |       |       |       | Zr             | 209    | 106    | 106    |   |   |   |   |   |   |

Примечания. 1–3 — булунский интрузивный комплекс: 1 — граносиенит, рудопоявление Упрямое; 2 — кварцевый сиенит-порфир, месторождение Нижний Биркачан; 3 — гранодиорит-порфир, рудопоявление Орлиное; 4–9 — одинокинский и ауланджинский вулcano-плутонические комплексы, по [Горячев и др., 2017]: 4 — кварцевый латит, район г. Бокал; 5 — трахит, район г. Бокал; 6 — трахиандезит, район г. Бокал; 7 — кварцевый монзонит-порфир, бассейн руч. Одинокий; 8 — кварцевый сиенит-порфир, бассейн руч. Одинокий; 9 — граносиенит-порфир, бассейн руч. Одинокий.

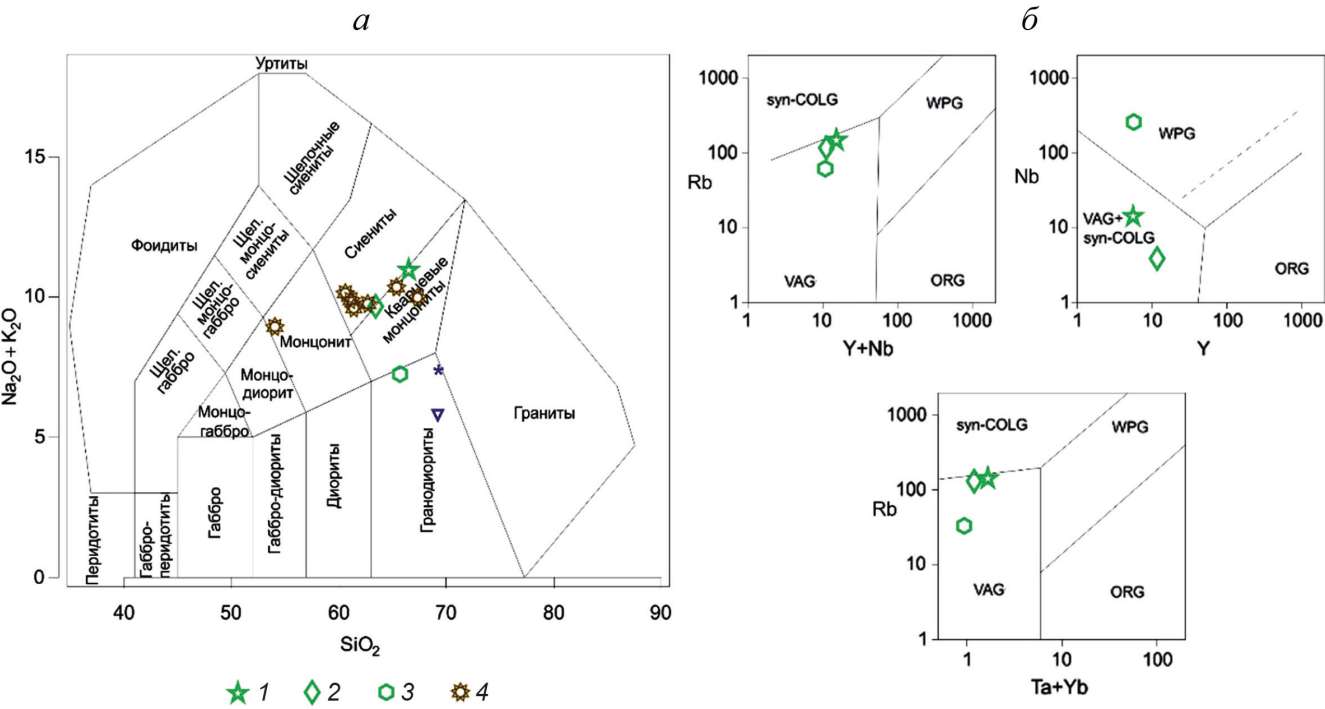


Рис. 5. Диаграмма TAS (а — по [Middlemost, 1994]), и дискриминационные Rb/Y+Nb, Nb/Y, Rb/Ta+Yb диаграммы (б — по [Pearce et al., 1984]), для палеозойских магматических образований КВП: 1–3 — булунский интрузивный комплекс: 1 — рудопоявление Упрямое, 2 — месторождение Нижний Биркачан, 3 — рудопоявление Орлиное; 4 — одинокинский вулcano-плутонический комплекс, по [Горячев и др., 2017]. Аббревиатуры составов гранитоидов на диаграмме Пирса: syn-COLG — коллизионные, WPG — внутриплитные, VAG — магматических дуг, ORG — океанических хребтов



Таблица 3

## Сравнительная характеристика месторождения Кубака и его аналогов

| Параметры                            | Месторождения                                                                  |                                                                       |                                                |
|--------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------|
|                                      | Кубака                                                                         | Балей                                                                 | Крипл-Крик                                     |
| Региональная тектоническая структура | Омолонский кратонный террейн                                                   | Аргунский кратонный террейн                                           | кратонный террейн Плато Колорадо               |
| Рифтогенные структуры                | ?                                                                              | Ундино-Даенская рифтогенная депрессия                                 | рифт Рио-Гранде                                |
| Ассоциирующие магматические породы   | трахиандезиты, кварцевые латиты                                                | трахиандезиты, шошониты, монцониты                                    | латиты, трахиты, фонолиты, щелочные базальты   |
| Характерные минералы руд             | флюорит, гессит                                                                | флюорит, гессит, калаверит                                            | флюорит, калаверит                             |
| Au/Ag                                | ~1                                                                             | ~1                                                                    | ~1                                             |
| <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr   | 0,703–0,704                                                                    | 0,706–0,708                                                           | 0,703–0,705                                    |
| Ссылки на источник                   | [Горячев и др., 2017; Егоров, 2004; Котляр, 2000; Савва, 2018; Степанов, 1994] | [Абрамов, 2020; Балейское..., 1984; Спиридонов, 2006; Юргенсон, 2011] | [Jensen, Barton, 2007; Kelley, Ludington 2002] |

2019]. Все они относятся к так называемым верхним базальтам, завершающим разрез ОЧВП.

Подобные образования на ОМ известны — это трахиты, трахиандезиты, трахидациты, кварцевые латиты снайперской и одинокинской толщ, которые ранее выделялись в самостоятельный молассовый комплекс [Горячев и др., 2017], характеризующий «отдельный, особый раннекаменноугольный цикл вулканической активности» [Гагиев и др., 2000, с. 65]. По соотношению Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, CaO и SiO<sub>2</sub> (табл. 2) рассматриваемые породы соответствуют шошонит-латитовой ассоциации (рис. 5) и близки к изученным нами гранитоидам булунского комплекса (рис. 5). По данным В.Н. Егорова [Егоров, 2004], вулканы одинокинской толщ ассоциируют как с комагматическими интрузиями кварцевых сиенитов и монцонитов одноименного комплекса, так и с телами булунского комплекса, которые близки к ним по химическому составу. По петрохимическому составу и содержанию несовместимых элементов (Rb, Sr, Ba, Li, Zr, Nb, Hf, табл. 3) изученные нами на трех участках гранитоиды булунского комплекса соответствуют латитовому геохимическому типу, по [Таусон, 1977]. Породы снайперской и одинокинской толщ известны в единичных местах, а площадь их выходов мала. Однако, по нашему мнению, ареал распространения раннекаменноугольной шошонит-латитовой магматической ассоциации намного шире; к ней следует относить многие выходы трахиандезитов и латитов, ныне включаемые в состав ачеканской, ягоднинской, кубакинской и захаренковской толщ кедонской серии [Горячев и др., 2017; Егоров, 2004].

К специфическим особенностям руд палеозойских эпитермальных месторождений золота ОМ относятся низкая сульфидность руд ( $\leq 1\%$ ), слабое развитие сульфосолей серебра, отсутствие самородного серебра, относительно широкое развитие флюорита и теллуридов, золотой с серебром и серебро-золотой минерализации, по [Хомич и др., 1989], геохимический тип (Au/Ag~1–5). Это резко

отличает их от аналогичного типа месторождений и рудопроявлений ОЧВП, в том числе развитых на ОМ, таких, как Ирбычан, Орох, Джелты [Горячев и др., 2017; Костырко и др., 1974].

По составу руд, тектонической позиции и составу магматических ассоциаций месторождению Кубака наиболее близки месторождения Тасеевское [Абрамов, 2020; Балейское рудное поле ..., 1984; Спиридонов, 2006; Юргенсон, 2011] и Крипл-Крик [Jensen, Barton, 2007; Kelley, Ludington 2002] (табл. 3). Оба этих объекта расположены в пределах внутриплитных рифтогенных структур, развитых в пределах кратонных террейнов, и тесно ассоциируют со щелочными и субщелочными вулканитами. Другие индикаторные признаки, отличающие их от прочих эпитермальных месторождений, — высокое золото-серебряное отношение, присутствие в рудах флюорита и теллуридов, а также низкие «мантийные» значения первичного изотопного отношения Sr (0,703–0,706, табл. 3). В составе рудообразующего флюида месторождения Кубака отмечено присутствие метана [Горячев и др., 2017], что не характерно для золото-серебряного оруденения, но весьма типично для так называемой пятиэлементной рудной формации, связанной с рифтогенным щелочно-базитовым магматизмом [Борисенко, Павлова, 1992].

**Заключение.** Мы считаем, что палеозойские эпитермальные золотые руды Омолонского массива сформировались в интервале 335 (U-Pb возраст рудовмещающих кварцевых сиенит-порфиров) — 286–300 млн лет назад (Ar-Ag возраст адуляров из рудных жил). Рудообразование было не менее чем на 20–30 млн лет оторвано от завершения формирования Кедонского вулканического пояса (фамен, ~358 млн лет) и не может быть связано с ним. Таким образом, формирование палеозойской эпитермальной золотой минерализации происходило на «посткедонском» рифтогенном этапе (серпуховский этап, 330–320 млн лет) и было связано с завершающим этапом формирования шошонит-латитовой вулкано-

плутонической ассоциации, в которую входили, по [Горячев и др., 2017; Егоров, 2004], трахиандезиты, трахибазальты, кварцевые латиты снайперской и одинокинской толщ, трахидациты, латиты, кварцевые сиениты и монцониты ауланджинского и одинокинского комплексов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов Б.Н. Петрогеохимия и условия формирования мезозойских вулканоплутонических образований Балецкого рудного узла // Литосфера. 2020. Т. 20, № 1. С. 106–118.

Акинин В.В., Глухов А.Н., Котов А.Б. и др. Новые данные о возрасте Кедонского вулканического пояса Омолонского массива (Северо-Восток Азии) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики; Мат-лы ЛП Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2020. С. 175–177.

Акинин В.В., Глухов А.Н., Ползунов Г.О. и др. Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн, Северо-Восток России): геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) ограничения // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39, № 1. С. 37–47.

Балецкое рудное поле (геология, минералогия, вопросы генезиса). М.: ЦНИГРИ, 1984. 271 с.

Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Оболенский А.А. Серебро-сурьмяная рудная формация. Ч. 1. Геология, минералогия, эндогенная зональность оруденения. Новосибирск: Наука, 1992. 189 с.

Гагиев М.Х., Шульгина В.С., Гагиева А.М. Новые данные по стратиграфии палеозоя юга Омолонского массива // Очерки по стратиграфии Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 57–97.

Гагиева А.М., Жуланова И.Л. Геохронометрия среднепалеозойских вулканитов Омолонского массива: сопоставление K-Ar, Rb-Sr, U-Pb данных, геологическая интерпретация (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология. 2011. Т. 30, № 3. С. 3–19.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Кн. 1, 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

Глухов А.Н. Магматические ассоциации и металлогения Хурчан-Оротуканской рифтогенной структуры (Северо-Восток России) // Руды и металлы. 2009. № 5. С. 12–17.

Глухов А.Н., Котов А.Б., Приймченко В.В. Новые данные о возрасте булунского интрузивного комплекса (Омолонский массив) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Мат-лы IX Всеросс. науч.-практ. конф. Т. 2. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2019. С. 27–30.

Горячев Н.А., Егоров В.Н., Савва Н.Е. и др. Геология и металлогения фанерозойских комплексов юга Омолонского массива. Владивосток: Дальнаука, 2017. 312 с.

Егоров В.Н. Строение, магматизм и металлогения среднего палеозоя юга Омолонского массива (Магаданская область): Автореф. канд. дисс. Магадан, 2004. 36 с.

Костырко Н.А., Пляшкевич Л.Н., Болдырев М.В. Строение и вещественный состав рудных зон Эвенского рудного поля // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1974. № 21. С. 87–94.

Котляр И.Н. Возраст золотых руд месторождения Кубака // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Мат-лы IV регионального петрографического со-

**Благодарности.** Авторы выражают искреннюю признательность членам-корреспондентам РАН В.В. Акинину и А.Б. Котову за любезно предоставленные результаты изотопных Ar-Ar и U-Pb исследований проб из нашей коллекции, а также за полезные замечания.

вещания по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 156–159.

Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.

Лейер П.У., Иванов В.В., Раткин В.В., Бандтцен Т.К. Эпитермальные золото-серебряные месторождения Северо-Востока России: первые  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  определения возраста руд // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 5. С. 665–658.

Леонов В.Л. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. М.: Наука, 1989. 104 с.

Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.

Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Ликман В.Б. Магматизм Омолонского срединного массива. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. 44 с.

Лычагин П.П., Дылевский Е.Ф., Шпикерман В.И., Ликман В.Б. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 120 с.

Мартьянов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере Северо-Западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999. 231 с.

Наталенко М.В., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б. и др. Геологическое строение и минералогия месторождения Биркачан // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 37–52.

Павлов В.А., Яшухин О.И. Влияние фундамента на эволюцию магматизма зон орогенной активизации // Изв. АН СССР. 1989. № 2. С. 38–38.

Полин В.Ф. О кайнозойском вулканизме Северного Приохотья // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38, № 5. С. 105–118.

Савва Н.Е. Минералогия серебра Северо-Востока России. М.: Триумф, 2018. 518 с.

Самойлов В.С., Ярмолюк В.В. Континентальный рифтогенез: типизация, магматизм, геодинамика // Геотектоника. 1992. № 1. С. 3–20.

Сидоров А.А., Савва Н.Е., Ишков Б.И. и др. Дискуссия. Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения на месторождении Кубака (Омолонский кратонный террейн), Северо-Восток России: геологические и изотопно-геохронологические (U-Pb,  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ) ограничения // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40, № 2. С. 90–97.

Синдеев А.С. Шошонит-лагитовая серия Ульинского прогиба // Тихоокеанская геология. 1988. № 4. С. 35–41.

Спиридонов А.В. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск: ГЕО, 2006. 291 с.

Степанов В.А., Шергина Ю.П., Шкоробогатова Г.С. и др. Возраст руд Кубакинского месторождения золота (Омолонский массив) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 5. С. 89–97.

Степанов В.А., Шишакова Л.Н. Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994. 195 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

Терехов М.И. Стратиграфия и тектоника южной части Омогонского массива. М.: Наука, 1979. 116 с.

Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г. и др. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.

Хомич В.Г., Иванов В.В., Фатьянов В.В. Типизация золото-серебряного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 289 с.

Черняев Е.В., Черняева Е.И. Структура и условия локализации золотого оруденения Кубакинского рудного поля // Изв. Томского политех. ун-та. 2001. Т. 304, вып. 23. Геология, поиски и разведка полезных ископаемых Сибири. С. 225–243.

Юргенсон Г.А. Малоглубинные месторождения золота и серебра, условия образования и минералого-геохимическая технология их глубинных поисков и оценки // Уч. записки ЗабГГПУ. 2011. Т. 36, № 1. С. 136–145.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

Guillou-Frottier L., Burov E.B., Mile'si J.P. Genetic links between ash-flow calderas and associated ore deposits

as revealed by large-scale thermo-mechanical modeling // J. Volcanology and Geothermal Res. 2000. Vol. 102. P. 339–361.

Hedenquist J.W. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the Circum-Pacific Basin // Transactions of the Fourth Circum Pacific Conference on Energy and Mineral Resources: Singapore, 18–22 August, 1987, Amer. Association of Petrol. Geologists. 1987. P. 517–524.

Jensen E.P., Barton M.D. Geology, petrochemistry, and time-space evolution of the Cripple Creek district, Colorado // Geol. Soc. Amer. Field Guide. 2007. N 10. P. 63–78.

Kelley D.K., Ludington S. Cripple Creek and other alkaline-related gold deposits in the southern Rocky Mountains, USA: influence of regional tectonics // Mineral. Deposita. 2002. Vol. 37. P. 38–60.

Middlemost E.A.K. Naming material in the magma/igneous rock system // Earth Sci. Rev. 1994. Vol. 37. P. 215–224.

Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrology. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. Linkages between volcanotectonic setting, ore-fluid composition and epithermal precious-metals deposits // SEG Special Publication. 2003. Vol. 10. P. 315–343.

Поступила в редакцию 21.06.2021

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021



УДК 553.212

**М.А. Богуславский<sup>1</sup>, В.Д. Сагалевиц<sup>2</sup>, В.Ю. Прокофьев<sup>3</sup>****НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГОЛЕЦ ВЫСОЧАЙШИЙ (БОДАЙБИНСКИЙ РАЙОН, РОССИЯ)***ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1**Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, 119017, Москва, Ж-17, Старомонетный пер., 35**Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1**Institut geologii rudnykh mestorozhdeniy, Petrografii, Mineralogii, Geokhimii RAS, 119017, Moscow, Staromonetnyy pereulok, 35*

Месторождение Голец Высочайший представляет собой субпластовую залежь, находящуюся во вмещающей толще черных углеродистых тонкозернистых алевропелитовых пород. Изучены флюидные включения в образцах кварца, отобранных из сульфидно-кварцевых жил в рудной зоне месторождения. Исследования позволили установить параметры рудообразующего флюида. Оказалось, что для флюидов месторождения характерны типичные черты рудообразующих флюидов орогенных жильных месторождений золота. Отложению самородного золота в рудах, возможно, способствовал процесс дегазации углекислоты из флюида.

**Ключевые слова:** золото, месторождение, флюидные включения, кварц, Ленский золотonosный район, орогенное месторождение Голец Высочайший, углеродистые сланцы.

The Golets Vysochaishy deposit has a sub-tabular orebody hosted by black carbonaceous fine-grained aleuropelitic rocks. We have studied fluid inclusions in quartz samples taken from sulfide-quartz veins in the ore zone of the deposit — performed studies made it possible to establish the parameters of the ore-forming fluid. Thus, the fluids of the deposit are characterized by the typical features of orogenic vein gold deposits' ore-forming fluids. The process of carbon dioxide degassing from the fluid may have contributed to the deposition of native gold.

**Keywords:** orogenic gold deposits, Lenskiy gold region, Baikalo-Patom foldbelt, fluid inclusions, quartz, Golets Vysochaishy, carboniferous shales.

**Введение.** Месторождение Голец Высочайший находится в Бодайбинском золотonosном районе, расположенном в северо-восточной части Иркутской области на Витимо-Патомском нагорье. Это золотодобывающий район мирового ранга, входящий в состав Ленской провинции, из недр которой добыто более 1200 т золота [Буряк, Хмелевская, 1997]. Здесь находится множество крупных россыпей и несколько коренных месторождений, среди них Сухой Лог, Голец Высочайший, Ожерелье, Вернинское, Невское, Угаханское и др. Территория рудного района приурочена к наиболее прогнутой части Бодайбинского синклинория, сложенного докембрийскими углеродсодержащими карбонатно-терригенными отложениями.

В настоящее время общепринято разделение золоторудных месторождений на следующие классы: орогенные, эпитермальные, связанные с интрузивами гранитоидного состава, палеороссыпи, порфировые

золотосодержащие, колчеданные золотосодержащие, IOGC-комплексные железо-окисные золотосодержащие. Коренные месторождения Бодайбинского золотonosного района относятся к орогенному классу и образовались в процессе формирования позднего неопротерозойского Байкальского складчатого пояса при закрытии океана Палеотетис [Phillips, 2013].

**Геологическое строение района.** Бодайбинский синклинорий представляет собой сложно построенную линейно-складчатую структуру, расположенную на севере от системы так называемых Байкальских рифтов и сложенную сопряжением парных складок и продольных разломов. С востока синклинорий ограничен краем щита, в позднем протерозое представлявшим собой область сноса гигантского количества обломочного материала общей мощностью около 20 км; на севере — обрамлен южным краем Сибирской платформы [Константинов, 2000]. Локально опущенная часть синклинория — изометрич-

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, доцент; *e-mail*: mikhail@geol.msu.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, аспирант; *e-mail*: slavsag@gmail.com

<sup>3</sup> Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, лаборатория геологии рудных месторождений имени академика А.Г. Бетехтина, вед. науч. с.; *e-mail*: vpr@igem.ru

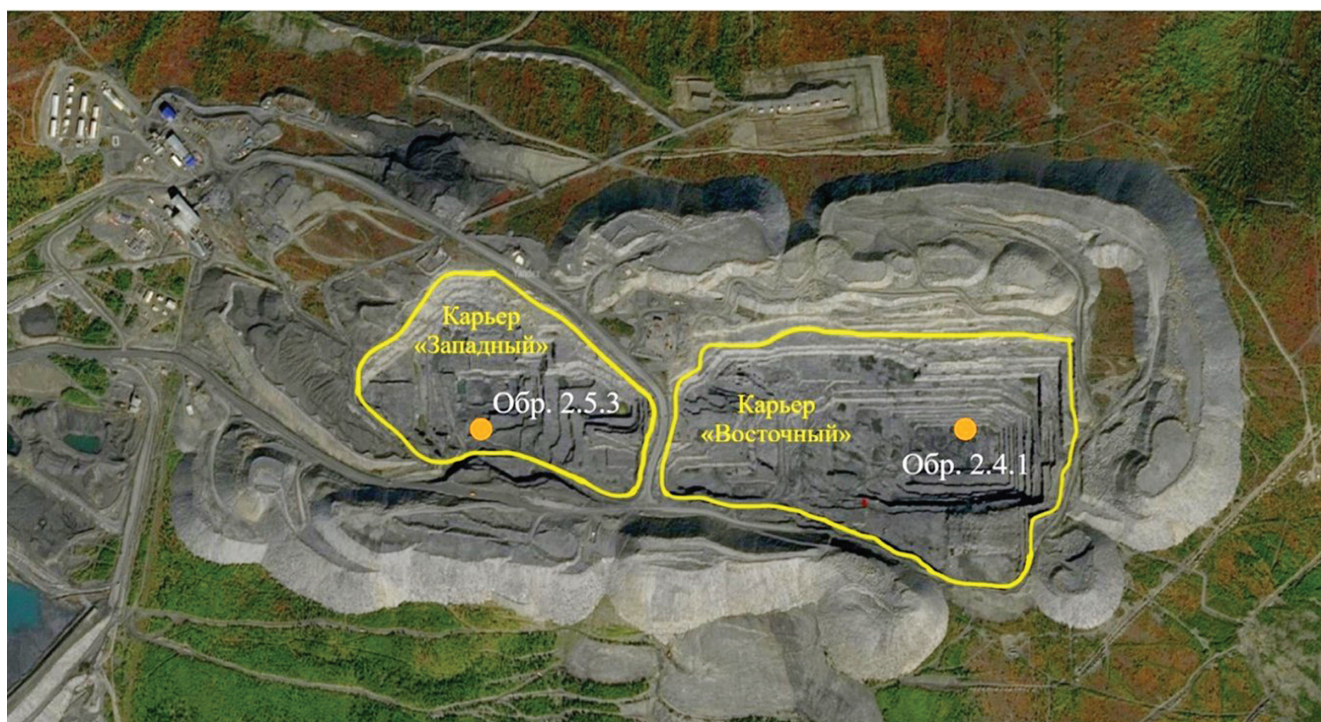


Рис. 1. Схема отбора проб

ная по форме и наиболее прогнутая — выделяется как структура Патомского нагорья, ограничивающая Бодайбинский золотоносный район.

В монотонном терригенном разрезе рифея–венда, характерном для этого района, выделено несколько формаций: кварцево-песчаниковая, вулканогенно-обломочная, сланцево-терригенная сероцветная, флишеидная, карбонатная, углеродистая терригенно-карбонатно-сланцевая, сланцево-карбонатная пестроцветная. Стратоуровень основных месторождений Бодайбинского золотоносного района определяется их приуроченностью к сланцево-карбонатной формации [Буряк, Хмелевская, 1997].

Около 95% золотоносной территории района занимает зона зеленосланцевой фации метаморфизма, которая, по мнению Р. Бойла, детально изучавшего зеленокаменные пояса Канады, наиболее благоприятна для регенерации золота и сопровождающих его элементов (Fe, S, SiO<sub>2</sub>). К этой зоне приурочены месторождения Сухой Лог, Вернинское, Александровское, Догалдынская жила, Голец Кавказ и др.

#### Геологическое строение месторождения.

В структурно-тектоническом отношении месторождение Голец Высочайший локализовано в пределах Каменской флексуры, пологое крыло которой падает на север-северо-восток под углами 10–30°, а крутое крыло — на юг-юго-запад под углами 80–90°. Замок флексуры эродирован. Вмещающая толща представлена черными углеродистыми тонкозернистыми алевропелитовыми породами хомолхинской свиты. Породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев, субфации биотита [Буряк, 1997].

Месторождение представляет собой субпластовую залежь, вытянутую по простиранию на 1200 м и на глубину до 600 м; средняя мощность 25–30 м

[Иванов, 2014]. Залежь вскрыта двумя карьерами — Западным и Восточным, с перемычкой в центре. Встречаются два типа руд: прожилково-вкрапленные и жильно-штокверковые. По морфологии прожилки в штокверке делятся на три группы: прямолинейные, «складчатые», сложнотектонические. Прожилки различных групп могут встречаться как обособленно, так и совместно [Буряк, 1997].

Среди сульфидов в рудах преобладают пирротин и пирит, реже встречаются арсенопирит, халькопирит, сфалерит и галенит. Месторождение относится к малосульфидным (2,5–3,5%). Среднее содержание золота составляет 2,8–3,18 г/т [Иванов, 2014]. Возраст минерализации — 450 и 320 млн лет для прожилково-вкрапленных и жильно-штокверковых руд соответственно [Чугаев и др., 2010]. Минеральный состав пород рудовмещающей свиты следующий: серицит, хлорит, кварц, анкерит, кальцит. Углеродистое вещество присутствует в виде тонкодисперсной вкрапленности [Буряк, 1997]. Месторождение относится к золото-кварц-сульфидной формации метаморфогенно-плутоногенной генетической группы [Авдонин, 2005].

**Материалы и методы исследования.** Изучены флюидные включения в кварце из образцов месторождения Голец Высочайший. Образцы отобраны из сульфидно-кварцевых жил в рудных зонах карьеров Восточный и Западный соответственно (рис. 1). В двух пластинах обнаружены флюидные включения размером >10 мкм, пригодные для микротермометрических исследований.

Среди изученных флюидных включений в соответствии с известными критериями [Реддер, 1987] выделены первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения. К первичным



отнесены флюидные включения, равномерно распределенные в объеме минерала-хозяина или приуроченные к зонам роста, а к вторичным — приуроченные к секущим трещинам минерала-хозяина. Первично-вторичные флюидные включения приурочены к трещинам внутри кристаллов и зерен, не достигающим внешних границ, а по фазовому наполнению аналогичны первичным включениям.

Микротермометрические исследования флюидных включений проведены в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, созданного на основе микротермокамеры THMSG-600 фирмы Linkam (Англия), микроскопа Olympus BX51, снабженного набором длиннофокусных объективов; видеокамеры и управляющего компьютера. Комплекс позволяет в режиме реального времени измерять температуру фазовых переходов внутри включений в температурном интервале от  $-196$  до  $600$  °С, наблюдать за ними при большом увеличении и получать электронные микрофотографии. Солевой состав растворов определяли по температуре эвтектик [Борисенко, 1977]. Концентрацию

солей в растворе углекислотно-водных включений оценивали по значениям температуры плавления газогидратов [Collins, 1979]. Суммарная концентрация солей в двухфазовых флюидных включениях оценивалась по температуре плавления льда на основе экспериментальных данных для системы  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  [Bodnar, Vityk, 1994]. Концентрацию углекислоты и метана в растворе оценивали также из объемных соотношений фаз и значений плотности углекислоты и метана в газовой фазе по методике, опубликованной в работе [Прокофьев, Наумов, 1987], давление для гетерогенного флюида — по пересечению изохоры и изотермы. Оценку концентрации солей и давления флюида проводили с использованием программы FLINCOR [Brown, 1989].

#### Результаты исследований и их обсуждение.

В кварце рудных жил месторождения Голец Высочайший встречаются флюидные включения трех типов, различающихся по фазовому составу при комнатной температуре (рис. 2): 1) углекислотно-водные включения (рис. 2, *а, б*); 2) существенно газовые включения, заполненные углекислотой (рис. 2, *в, г*)

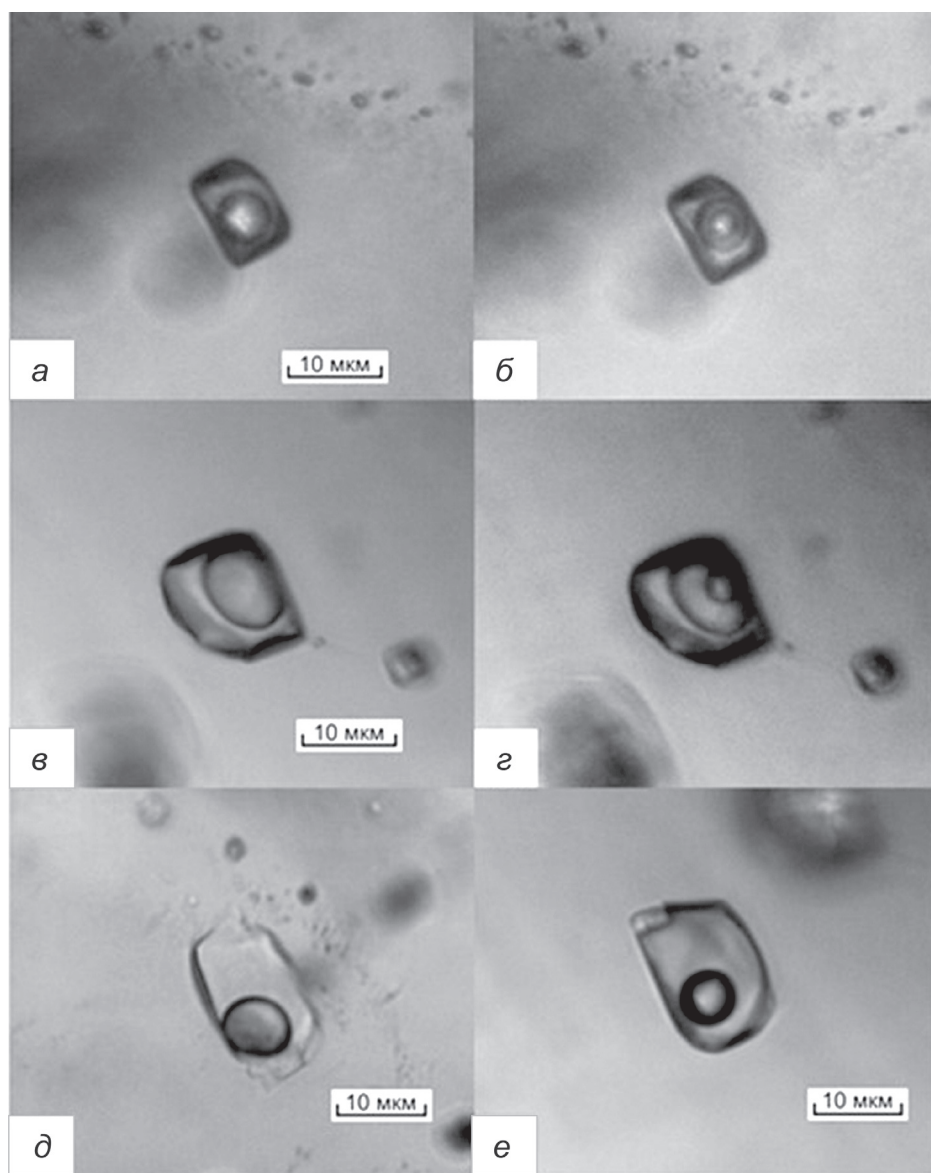


Рис. 2. Типы флюидных включений в кварце месторождения Голец Высочайший: *а, б* — углекислотно-водные типа 1 (*а* —  $+25$  °С, *б* —  $+9$  °С); *в, г* — газовые типа 2 (*в* —  $+25$  °С, *г* —  $+10$  °С), *д, е* — двухфазовые газовой-жидкие типа 3. Масштаб 10 мкм



Таблица 1

**Результаты термо- и криометрических исследований индивидуальных флюидных включений в кварце месторождения  
Голец Высочайший**

| Номер пробы | Тип включений                                      | Число исследованных включений | $T$ гомогенизации, °C                 | $T$ эвтектики, °C                             | $T$ плавления льда, °C                        | $T$ плавления $\text{CO}_2$ , °C | $T$ гомогенизации $\text{CO}_2$ , °C | $T$ плавления газогидратов, °C               |
|-------------|----------------------------------------------------|-------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------------------------|-----------------------------------------------|----------------------------------|--------------------------------------|----------------------------------------------|
| 2.5.3       | Первичные углекислотно-водные                      | 15                            | 245÷304                               | –29÷–30                                       | –3,9÷–4,5                                     | –58,1                            | 17,6 ÷ 19,0 Ж                        | 8,6                                          |
|             | Первичные газовые                                  | 8                             | –                                     | –                                             | –                                             | –58,1÷–60,1                      | –1,7÷16,9 Ж                          | –                                            |
|             | Вторичные двухфазовые газовой-жидкие водно-солевые | 8                             | 235                                   | –31                                           | –4,2                                          | –                                | –                                    | 7,1                                          |
| 2.4.1       | Первичные двухфазовые газовой-жидкие водно-солевые | 38                            | 282÷315                               | –27÷–33                                       | –2,9÷–6,4                                     | –                                | –                                    | 5,7 ÷ 7,0                                    |
|             | Вторичные двухфазовые газовой-жидкие водно-солевые | 14                            | 237                                   | –29                                           | –2,6                                          | –                                | –                                    | –                                            |
| Номер пробы | Тип включений                                      | Число исследованных включений | Концентрация солей, масс. %-экв. NaCl | Концентрация $\text{CO}_2$ , моль/кг раствора | Концентрация $\text{CH}_4$ , моль/кг раствора | Плотность, г/см <sup>3</sup>     | Давление, бар                        | Давление общее/давление $\text{H}_2\text{O}$ |
| 2.5.3       | Первичные углекислотно-водные                      | 15                            | 2,8                                   | 5,1÷7,7                                       | 0,6÷0,9                                       | 0,97÷1,00                        | 1270÷2370                            | 27,6÷39,8                                    |
|             | Первичные газовые                                  | 8                             | –                                     | –                                             | –                                             | 0,81÷0,94                        |                                      |                                              |
|             | Вторичные двухфазовые газовой-жидкие водно-солевые | 8                             | 6,7                                   | –                                             | –                                             | 0,88                             | –                                    | –                                            |
| 2.4.1       | Первичные двухфазовые газовой-жидкие водно-солевые | 38                            | 4,7÷9,7                               | –                                             | –                                             | 0,78÷0,85                        | –                                    | –                                            |
|             | Вторичные двухфазовые газовой-жидкие водно-солевые | 14                            | 4,2                                   | –                                             | –                                             | 0,86                             | –                                    | –                                            |

Примечание. Ж — гомогенизация углекислоты в жидкую фазу; Г — в газовую фазу.

и 3) двухфазовые газовой-жидкие включения водно-солевых растворов (рис. 2, д, е). Встречаются ассоциации газовых включений с углекислотно-водными включениями типа 1, которые расположены в виде групп, что свидетельствует об одновременном захвате флюидных включений обоих типов и гетерогенном характере минералообразующего флюида. Такие ассоциации дают возможность оценить давление.

Данные изучения более 50 индивидуальных флюидных включений приведены в табл. 1 и на рис. 3.

Температура гомогенизации первичных флюидных включений типа 1 в кварце изменяется от 245 до 304 °C. Концентрация солей в растворе флюидных включений этого типа составляет 2,8 масс. %-экв. NaCl. Концентрация углекислоты в минералообразующем флюиде лежит в диапазоне 5,1–7,7 моль/кг раствора, а метана — 0,6–0,9 моль/кг раствора. Плотность углекислотно-водного флюида составляет 0,97–1,00 г/см<sup>3</sup>. Судя по величине температуры эвтектики (от –29 до –30 °C), в минералообразующих

флюидах среди солей преобладали хлориды натрия, железа и магния.

Гомогенизация углекислоты во флюидных включениях типа 2 в этом же кварце, сингенетичных включениям типа 1, происходит в жидкую фазу при температуре от –1,7 до +16,9 °C, плавление углекислоты — при температуре от –58,1 до –60,1 °C. Температура плавления ниже температуры плавления чистой углекислоты (–56,6 °C), это связано с наличием в ней небольшого количества примесей метана или азота. Плотность газовой углекислотной фазы составляет 0,81–0,94 г/см<sup>3</sup>.

Давление флюида, оцененное для ассоциаций флюидных включений типов 1 и 2 в кварце, которые были захвачены в период гетерогенного состояния флюида, изменяется от 2370 до 1270 бар при изменении температуры от 304 до 245 °C.

Температура гомогенизации флюидных включений типа 3 в кварце составляет 235–315 °C. Включения содержат водный раствор, в котором преобладают хлориды натрия, железа и магния.

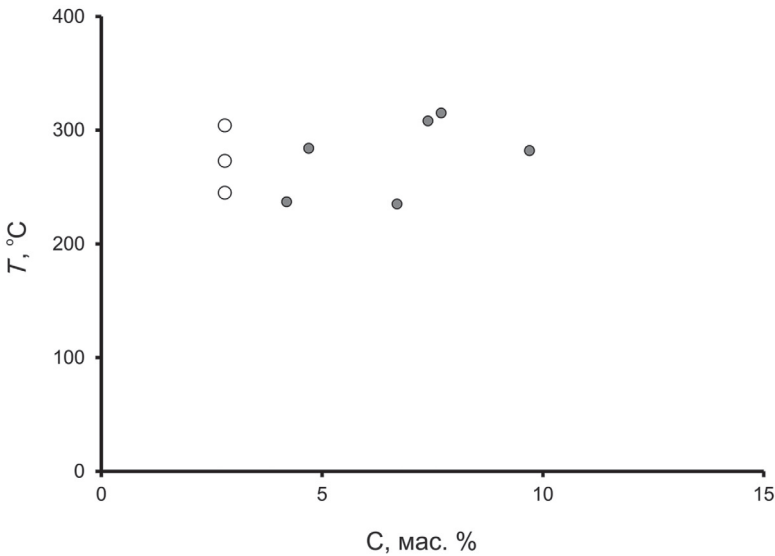


Рис. 3. Диаграмма температура–концентрация солей для минералообразующих флюидов месторождения Голец Высочайший. Типы флюидов: 1 — углекислотно-водный; 2 — водно-солевой

(температура эвтектики изменяется от  $-27$  до  $-33\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) с концентрацией солей  $4,2\text{--}9,7$  масс. %-экв. NaCl. Плотность водно-солевого флюида  $0,78\text{--}0,88\text{ г/см}^3$ .

**Аналоги из ближайших районов.** В недавно опубликованной статье [Prokofiev et al., 2019] рассмотрены результаты изучения включений в кварце месторождений Сухой Лог, Догалдынская Жила, Вернинское, Уряхское и Ирокиндинское.

Среди общих черт рудообразующих флюидов перечисленных золотоносных месторождений и месторождения Голец Высочайший отметим их относительно низкую соленость ( $1,4\text{--}9,5$  масс. %-экв. NaCl), высокое содержание  $\text{CO}_2$  ( $1,4\text{--}8,6$  моль/кг) и температуру гомогенизации от  $128$  до  $385\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Высокое флюидное давление от  $0,6$  до  $3,3$  кбар показало, что флюид имеет нижнекоровое происхождение (табл. 2). Рудообразующие флюиды Ирокиндинского месторождения отличаются от флюидов остальных месторождений (табл. 2).

Данные изучения флюидных включений в минералах месторождений Байкало-Патомского нагорья и Уряхского месторождения соответствуют параметрам типичных орогенных флюидов (табл. 2) и показывают, что золото откладывалось из богатых углекислотой флюидов, близких по параметрам к флюидам на месторождении Голец Высочайший. Источник рудообразующих флюидов Ирокиндинского месторождения, вероятно, был другой.

**Мировые аналоги.** Данные наших исследований можно сравнить с известными данными о флюидных включениях в минералах из других орогенных золоторудных месторождений мира [Prokofiev, Naumov, 2020]. Например, золотоносная минерализация неопротерозойского зеленокаменного пояса Гурупи на севере Бразилии образовалась в одну эпоху с месторождениями Бодайбинского района. Золоторудные месторождения пояса Гурупи вмещают палеопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы и известково-щелочные гранитоиды, сформировавшиеся  $2240\text{--}2080$  тыс. лет назад (л.н.).

Золото встречается в кварцевых и кварц-карбонатных жилах в ассоциации с пиритом, арсенопиритом и халькопиритом. Точное время минерализации достоверно не установлено, но, предположительно, часть рудной минерализации возникла вместе с вмещающими породами в результате древнего осадконакопления, а затем в результате неопротерозойского орогенеза произошла дальнейшая ремобилизация и сформировалась основная масса золотокварцевых жил.

Известны детальные исследования флюидных включений на трех месторождениях этого пояса — Монтис Ауреос, Серринья и Чегу Туду [Klein et al., 2006, 2008; Klein, 2014]. Значения основных физико-химических параметров минералообразующих флюидов следующие: температура гомогенизации

Таблица 2

Сравнение основных характеристик рудообразующих флюидов месторождения Голец Высочайший и других месторождений Ленского и Муйского районов, по [Prokofiev et al., 2019]

| Месторождение                           | Параметры рудообразующего флюида      |                              |                                    |           |
|-----------------------------------------|---------------------------------------|------------------------------|------------------------------------|-----------|
|                                         | $T$ гомогенизации, $^{\circ}\text{C}$ | $C$ солей, масс. %-экв. NaCl | $C$ $\text{CO}_2$ моль/кг раствора | $P$ , бар |
| Сухой Лог                               | 130–385                               | 3,7–11,7                     | 1,8–7,6                            | 200–2500  |
| Догалдынская Жила, Вернинское, Уряхское | 128–385                               | 1,4–9,5                      | 1,4–8,6                            | 600–3300  |
| Ирокиндинское                           | 179–453                               | 4,6–46,3                     | 1,5–7,7                            | 600–5000  |
| Голец Высочайший                        | 245–305                               | 2,8                          | 5,1–7,7                            | 1270–2370 |

Таблица 3

Сравнение основных характеристик рудообразующего флюида, по [Klein et al., 2006, 2008; Klein, 2014; Cheong, 2002]

| Месторождение                                              | Параметры рудообразующего флюида |                                  |                                             |                |
|------------------------------------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------------|----------------|
|                                                            | <i>T</i> гомогенизации, °C       | <i>C</i> солей, масс.%-экв. NaCl | <i>C</i> CO <sub>2</sub> , моль/кг раствора | <i>P</i> , бар |
| Монтис Ауреос, Серринья, Чега Туду (Бразилия, пояс Гурупи) | 100–430                          | 0,2–21,0                         | 11–12 мол.%                                 | 1300–3000      |
| Месторождения северо-запада Невады                         | 190–300                          | 3–5                              | 11–23 мол.%                                 | 1000–3000      |
| Голец Высочайший                                           | 235–315                          | 2,8–9,7                          | 5,1–7,7                                     | 1270–2370      |

включений изменялась от 296 до 370 °C; давление — от 1,3 до 3 кбар; концентрация солей — в диапазоне 1,6–5,8 масс.%-экв. NaCl; концентрация CO<sub>2</sub> — от 11 до 12 мол.% раствора на месторождении Чега Туду и от 18 до 33 мол.% раствора на месторождении Серринья. На месторождении Монтис Ауреос встречены флюидные включения с более высокой соленостью; концентрация углекислоты не установлена. Кроме того, рудообразующий флюид всех месторождений демонстрировал взаимозависимое содержание метана и азота в углекислой фазе, а также локальное присутствие хлоридов магния и железа в водной фазе. Был сделан вывод, что удаление углекислого газа из раствора сыграло важную роль в отложении золота. Встречающиеся на месторождениях пояса Гурупи водные флюидные включения, скорее всего, относятся к более поздним инфильтрационным процессам и частично к посторогенному подъему.

Еще один хороший пример — месторождения на северо-западе штата Невада в США, которые так же заключены в метаморфизованных вулканогенно-осадочных и деформированных магматических породах, расположенных вдоль складок, разломных зон и т. д. Золото кварцевые жилы сформировались на границе террейнов в коллизионном поясе Кордильер в меловой период.

У района длинная и сложная геологическая история, в течение которой произошли осадконакопление, метаморфизм, деформация, внедрения гранитной интрузии в палеозое и мезозое, последующий магматизм с тектоническим растяжением в кайнозое. Детальное исследование золото-кварцевых жил на этой территории [Cheong, 2002] показало, что рудообразующий флюид — углекислотно-водный с низкой соленостью (3–5 масс.%-экв. NaCl). Его температура гомогенизации варьировала от 190 до 300 °C, но у большей части включений диапазон температуры более узкий (250–300 °C). Все образцы включений содержат переменное количество жидкого и газообразного CO<sub>2</sub> с соотношением жидкости и пара от 30 до 50 об.%. Плотность флюида, богатого углекислотой, — от 0,5 до 0,85 г/см<sup>3</sup>, она практически не меняется между рудными узлами на северо-западе Невады. Золото закономерно формировалась из богатого углекислотой метаморфогенного флюида [Cheong, 2002].

Параметры рудообразующих флюидов орогенных месторождений пояса Гурупи и северо-запада штата Невада в США близки к параметрам рудообразующего флюида на месторождении Голец Высочайший (табл. 3). Диапазон значений этих параметров — температуры гомогенизации, давления и концентрации солей — гораздо шире у месторождений более древнего возраста, находящихся в Бразилии. Это связано с глубиной формирования месторождений. С глубиной, соответственно, растут температура и давление; в качестве поровых вод все чаще выступают хлоридные рассолы [Prokofiev, Naumov, 2020]. Однако в целом состав флюидов орогенных месторождений золота одинаков: для него характерны небольшая концентрация солей и высокая — углекислоты.

**Заключение.** Исследования позволили установить следующие параметры рудообразующего флюида на месторождении Голец Высочайший: продуктивный кварц образовался в диапазоне температуры от 305 до 245 °C при давлении от 1270 до 2370 бар; характерная концентрация солей — 2,8 масс.%-экв. NaCl, концентрация CO<sub>2</sub> — от 5,1 до 7,7 моль/кг раствора. Таким образом, флюиды месторождения Голец Высочайший характеризуются типичными чертами рудообразующих флюидов орогенных жильных месторождений золота [Ridley, Diamond, 2000].

Сравнительный анализ показал, что параметры рудообразующих флюидов орогенных месторождений пояса Гурупи и северо-запада штата Невада в США близки к параметрам рудообразующего флюида на месторождении Голец Высочайший.

Установлено, что ранние флюиды на месторождении Голец Высочайший, содержащие большее количество углекислоты, сменялись при отложении собственно золотоносного кварца флюидами с низкой концентрацией углекислоты, но с более высокой концентрацией солей. Возможно, процесс дегазации углекислоты из флюида способствовал отложению самородного золота в рудах, как и на месторождениях пояса Гурупи [Klein et al, 2006].

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (проект № 075-15-2020-802).



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдонин В.В., Бойцов В.Е., Григорьев В.М. и др. Месторождения металлических полезных ископаемых. 2-е изд., испр. и доп. М.: Академический Проект, Трикта, 2005. 720 с.
- Борисенко А.С. Изучение солевого состава газожидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
- Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог — одно из крупнейших золоторудных месторождений мира. Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.
- Иванов А.И. Золото Байкало-Патом (геология, орудование, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014. 215 с.
- Константинов М.М. Золоторудные месторождения России. М.: Акварель, 2010. 365 с.
- Лавров Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В. и др. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог (Россия) // Докл. РАН. 2000. Т. 371, № 1. С. 88–92.
- Прокофьев В.Ю., Наумов В.Б. Геохимические особенности рудообразующих растворов Зырянского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Геохимия. 1987. № 3. С. 375–386.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Сафонов Ю.Г., Сароян М.Р. Свинцово-изотопные характеристики сульфидов крупных месторождений золота Байкало-Патомского нагорья (Россия) по данным высокоточного изотопного MC-ICP-MS-анализа свинца // Докл. РАН. 2010. № 5. С. 677–680.
- Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O–NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignano: Siena, 1994. P. 117–130.
- Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineral. 1989. Vol. 74. P. 1390–1393.
- Cheong S. Fluid inclusion study of metamorphic gold-quartz veins in northwestern Nevada, U.S.A.: Characteristics of tectonically induced fluid // Geosci. J. 2002. Vol. 6. P. 103.
- Collins P.L.P. Gas hydrates in CO<sub>2</sub>-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity // Econ. Geol. 1979. Vol. 74. P. 1435–1444.
- Distler V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L. et al. Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia // Ore Geol. Rev. 2004. Vol. 24, N 1–2. P. 7–44.
- Klein E. Ore fluids of orogenic gold deposits of the Gurupi Belt, Brazil: A review of the physico-chemical properties, sources, and mechanisms of Au transport and deposition // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2014. Vol. 402. 10.1144/SP402.2.
- Klein E.L., Harris C., Renac C. et al. Fluid inclusion and stable isotope (O, H, C, and S) constraints on the genesis of the Serrinha gold deposit, Gurupi Belt, Northern Brazil // Miner Deposita. 2016. Vol. 41. P. 160–172.
- Klein E.L., Ribeiro J.W.A., Harris C. et al. Geology and fluid characteristics of the Mina Velha and Mandiocall orebodies and implications for the genesis of the orogenic Chega Tudo gold deposit, Gurupi Belt, Brazil // Econ. Geol. 2008. Vol. 103. P. 957–980.
- Phillips G.N. Australian and global setting for gold in 2013 // Proceed World Gold 2013, Brisbane, Australia, 26–29 September, 2013. The Australian Institute of Mining and Metallurgy. P. 15–21.
- Prokofiev V.Yu., Safonov Yu.G., Lüders V. et al. The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas, Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions // Ore Geol. Rev. 2019. Vol. 111. P. 1–18. 102988.
- Prokofiev V.Y., Naumov V.B. Physicochemical parameters and geochemical features of ore-forming fluids for orogenic gold deposits throughout geological time // Minerals. 2020. Vol. 10. P. 50–57.
- Redder E. Fluid inclusions in Minerals. Vol. 2. M.: Mir, 1987. 621 p.
- Ridley J.R., Diamond L.W. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models // Gold in 2000. SEG Rev. 2000. Vol. 13. P. 141–162.

Поступила в редакцию 24.03.2021

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021

УДК 553.08

А.А. Бурмистров<sup>1</sup>, И.В. Викентьев<sup>2</sup>, Е.И. Ярцев<sup>3</sup>

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ СТРУКТУРНО-ПЕТРОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ОЦЕНКИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И РУД ДЖУСИНСКОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

На основе сравнения химического состава и ряда петрофизических и термодинамических параметров в разной степени измененных синрудных и пострудных девонских габброидов Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал) показана принципиальная возможность количественной оценки степени их преобразований, связанных с проявлением гидротермального поствулканического и динамического метаморфизма.

**Ключевые слова:** структурно-петрофизический анализ, метаморфизм, энтропия, удельная теплоемкость, масса атома.

Based on a comparison of the chemical composition and a number of petrophysical and thermodynamic parameters of changed to varying degrees syn-ore and post-ore Devonian gabbroids of the Dzhusa pyrite-polymetallic deposit (South Ural), the principal possibility of quantifying the grade of their alteration and transformation related with the hydrothermal post-volcanic and dynamic metamorphism is shown.

**Keywords:** structural-petrophysical analysis, metamorphism, entropy, specific heat capacity, atom mass.

**Введение.** В основе структурно-петрофизического анализа, разработанного профессором В.И. Старостиным и в дальнейшем широко используемого в изучении и оценке рудных месторождений различных типов [Бурмистров и др., 2009], лежит фундаментальная теоретически обоснованная и инструментально проверенная закономерная количественная зависимость величин различных петрофизических свойств пород и руд от их состава и структуры, что является следствием процессов их образования и наложенных изменений. Ключевые аспекты происхождения колчеданных залежей остаются дискуссионными, включая условия метаморфизма руд, участие в нем гидротермальных флюидов и их состав. Наблюдаемые признаки эпигенетического образования скоплений сульфидов можно объяснить метаморфогенным преобразованием колчеданных залежей в результате ремобилизации ранних вулканогенных сульфидных руд с дальнейшим их концентрированным отложением [Викентьев, 1995; Смирнов, 1989; Добрецов ред., 1987; Starostin et al., 1989]. В целом метаморфизм колчеданоносных вулканогенных формаций Урала невысокий и в основном соответствует пренит-пумпеллиитовой

фации; в районе Карабаша метаморфизм достигает максимума (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации). Степень преобразования колчеданных месторождений коррелирует с фациями метаморфизма пород [Vikentyev et al., 2016].

На большинстве крупных месторождений Урала (Гайское, Дегтярское, Учалинское, Ново-Учалинское, Сибайское) есть признаки наложенного динамометаморфизма, вплоть до появления гнейсовидных текстур и признаков пластического течения сульфидов. Роль метаморфического преобразования крупных колчеданных тел с локальным перераспределением химических элементов с обогащением Cu и особенно Zn их краевых частей и верхних выклинок (по восстанию крутопадающих линз) показана как для объектов Тагильской мегазоны, так и для Южного Урала [Vikentyev et al., 2016]. Более сильный метаморфизм, вплоть до частичного плавления, испытали руды месторождений Тарньер, Весеннее и имени 50-летия Октября (Коктау).

Джусинское колчеданно-полиметаллическое месторождение (рис. 1, 2) приурочено к центральной части Теренсайской антиклинали, входящей в Джусинско-Домбаровский палеовулканический

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: alek.burmistroff2017@yandex.ru

<sup>2</sup> Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН, гл. науч. с., докт. геол.-минер. н.; e-mail: ilyavikentev@rambler.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: evgenyrtsev@mail.ru

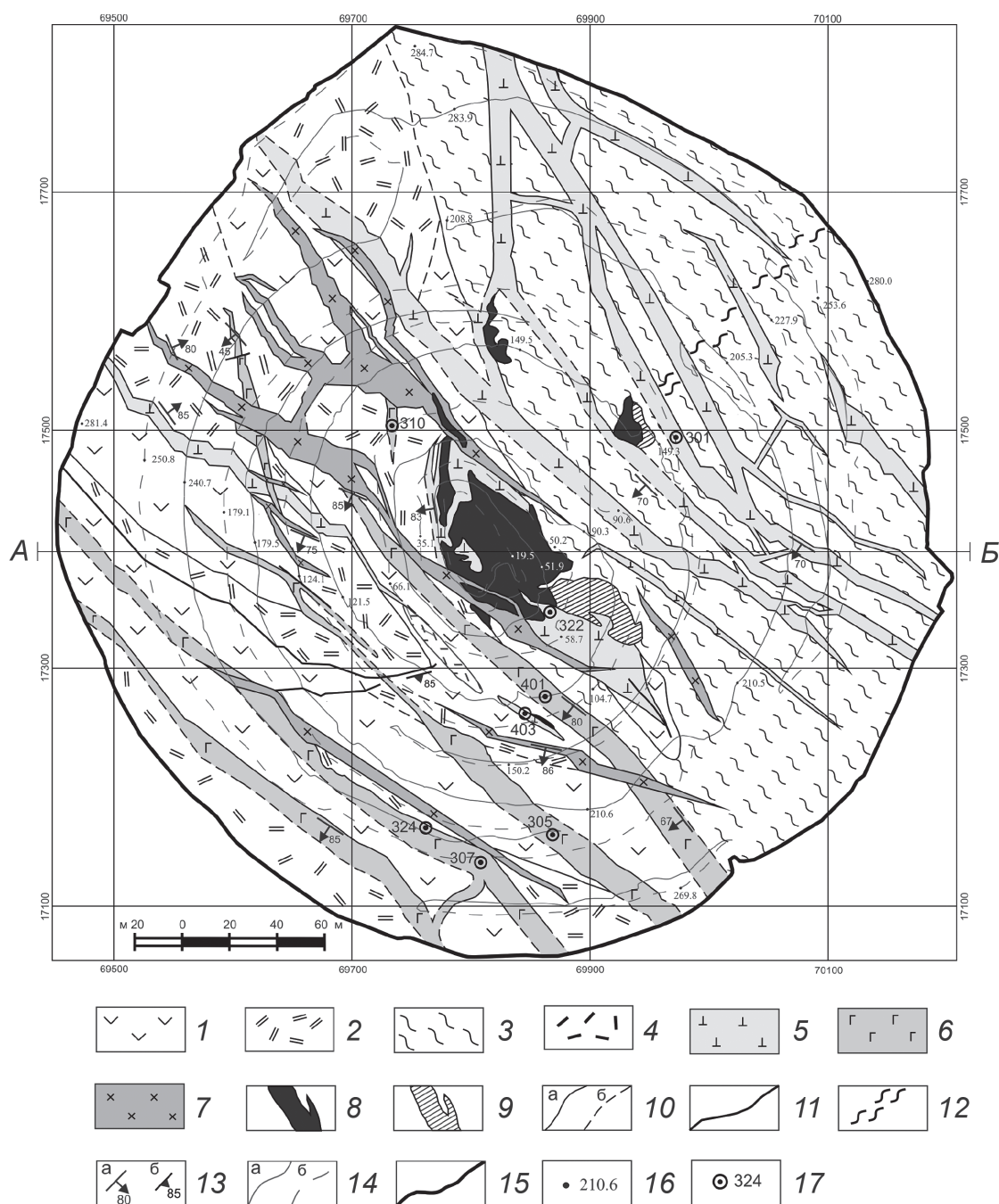


Рис. 1. Геологическая карта карьера Джусинского месторождения по состоянию горных работ на 2015 г., по [Ярцев и др., 2018]: 1 — андезиты; 2 — дациты; 3 — кварц-серицитовые метасоматиты; 4 — субвулканические дациты; 5–6 — тела раннеэфельско-раннеживетского габбро-порфирового субвулканического комплекса: 5 — предрудные раннеэфельские, 6 — позднерудные раннеживетские; 7 — дайки раннекаменноугольного магнитогорского диоритового комплекса; 8 — колчеданно-полиметаллические руды; 9 — серноколчеданные руды; 10 — геологические границы (а — достоверные, б — предполагаемые); 11 — разрывные нарушения; 12 — зона повышенной трещиноватости; 13 — элементы залегания (а — контактов даек и рудных тел, б — разрывных нарушений); 14 — границы уступов карьера (а — бровки уступов, б — подножия откосов); 15 — контуры карьера; 16 — абсолютные высотные отметки; 17 — точки отбора проб даек. А — Б — линия профиля

пояс Южного Урала [Ярцев, 2018; Ярцев и др., 2018]. Рудовмещающая нижняя толща верхнекарамалыташской подсвиты на участке Джусинского месторождения существенно лавовая, дацитового состава с подчиненным количеством андезитов. Она прорвана телами габбро-порфирового субвулканического и дайками раннекаменноугольного магнитогорского диоритового комплексов. Место-

рождение образовано серией изолированных одна от другой неправильно-линзовидных рудных залежей северо-западного простирания (рис. 1). Главная масса залежей тяготеет к границе андезидацитов и кварц-серицитовых метасоматитов. Текстуры руд преимущественно массивные, полосчатые, реже брекчиевидные и прожилково-вкрапленные [Viken-tyev et al., 2016].



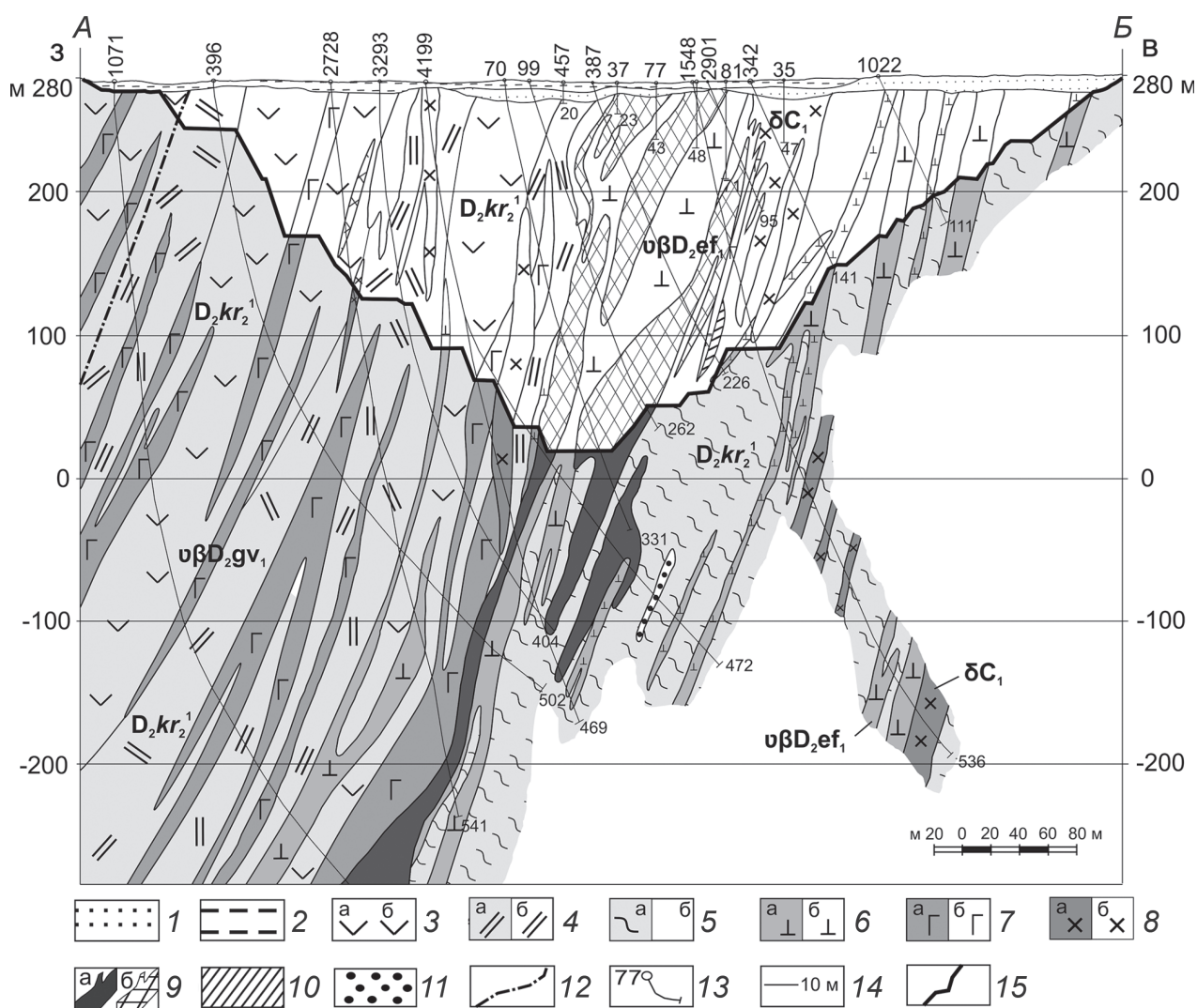


Рис. 2. Геологический разрез к карте карьера Джусинского месторождения по состоянию на 2015 г., по [Ярцев, 2018]: 1 — суперси; 2 — глины; 3 — андезиты; 4 — дациты; 5 — кварц-серицитовые метасоматиты; 6–7 — тела раннеэфельско-раннежигетского габбро-порфирового субвулканического комплекса (6 — предрудные, 7 — познерудные); 8 — дайки раннекаменноугольного магнитогорского диоритового комплекса; 9 — колчеданно-полиметаллические руды (а — в недрах, б — отработанные); 10 — серноколчеданные руды; 11 — вкрапленные руды; 12 — разрывные нарушения; 13 — скважины; 14 — горизонты над уровнем моря; 15 — контур карьера по состоянию на 2015 г. Без заливки показана отработанная часть месторождения

Джусинское месторождение отличается крайне сложной историей формирования. Промышленное содержание Pb и Ba (в дополнение к Cu и Zn) в рудах, повышенная щелочность рудовмещающих вулканитов, обилие разновозрастных субвулканических и интрузивных тел (в некоторых местах в карьере дайковых пород больше, чем вмещающих метавулканитов), интенсивный разноплановый метаморфизм [Vikentyev et al., 2016], все это индивидуализирует Джусинское месторождение как уникальный колчеданно-полиметаллический объект [Ярцев и др., 2018, 2019]. Сжимающие напряжения, зафиксированные бороздами скольжения, с одной стороны, приводили к растворению рудных минералов под давлением и переотложению рудного вещества метаморфогенными флюидами, а с другой — к перераспределению сульфидной массы в результате пластической деформации рудных тел.

Повышенная концентрация наиболее пластичного сульфида — галенита (до 2–3 об.%), особенно по сравнению с другими южноуральскими объектами, высокое содержание халькопирита (до 20 об.%), второго по пластичности, а также обилие структур цементации сфалеритом наименее пластичного и наиболее хрупкого пирита дают основание полагать, что второй механизм перераспределения вещества преобладал. Активизация метаморфогенных флюидов происходила в зонах трещиноватости главным образом северо-западного и меридионального направлений. Образование вертикальных рудных столбов, сложенных богатыми рудами, стало результатом проявления процессов ремобилизации руд, связанной с их пластической деформацией, а также с переотложением сульфидов Cu, Pb и Zn метаморфическим флюидом [Ярцев и др., 2017, 2018]. Метаморфическая природа флюидов под-

черкнута их высоким давлением (до 1.5 кбар) [Ярцев и др., 2017].

**Материалы и методы исследования.** Измерены значения и проанализированы закономерности изменения следующих петрофизических свойств и термодинамических параметров образцов двух позднедевонских комплексов субвулканических тел и даек основного состава (11 образцов) и руд (1 образец) этого месторождения, в разной степени преобразованных процессами гидротермального поствулканического метаморфизма и регионального динамометаморфизма: плотности пород ( $d$ , г/см<sup>3</sup>) и плотности их твердой фазы ( $d_T$ , г/см<sup>3</sup>), эффективной пористости ( $P_{эф}$ , %), изохорной удельной теплоемкости ( $C_v$ , Дж/кг·К), температуры Дебая пород и их твердой фазы ( $TD$  и  $TD_T$ , К), удельной энтропии ( $S$ , Дж/кг·К, Дж/см<sup>3</sup>·К). Признаки проявления этих

процессов на месторождении детально изучены и освещены в наших более ранних работах [Ярцев, 2018; Ярцев и др., 2018; Vikentyev et al., 2016]. В участках с дайками образцы отбирали по нескольким профилям на разных расстояниях от их контакта с рудным телом, два из которых приведены на рис. 3 и 4.

Плотность пород, плотность их твердой фазы и эффективная пористость определяли методом гидростатического взвешивания образцов [Бурмистров и др., 2009]. Температура Дебая рассчитывалась по следующей формуле:

$$TD = 251,3 \cdot [d/M_a]^{-1/3} V_m, V_m = \\ = 1/3[(2 V_p \cdot V_s)/(2 V_p^3 + V_s^3)]^{-1/3}.$$

Для определения  $TD_T$  (твердой фазы пород) использован следующий вариант этой формулы:

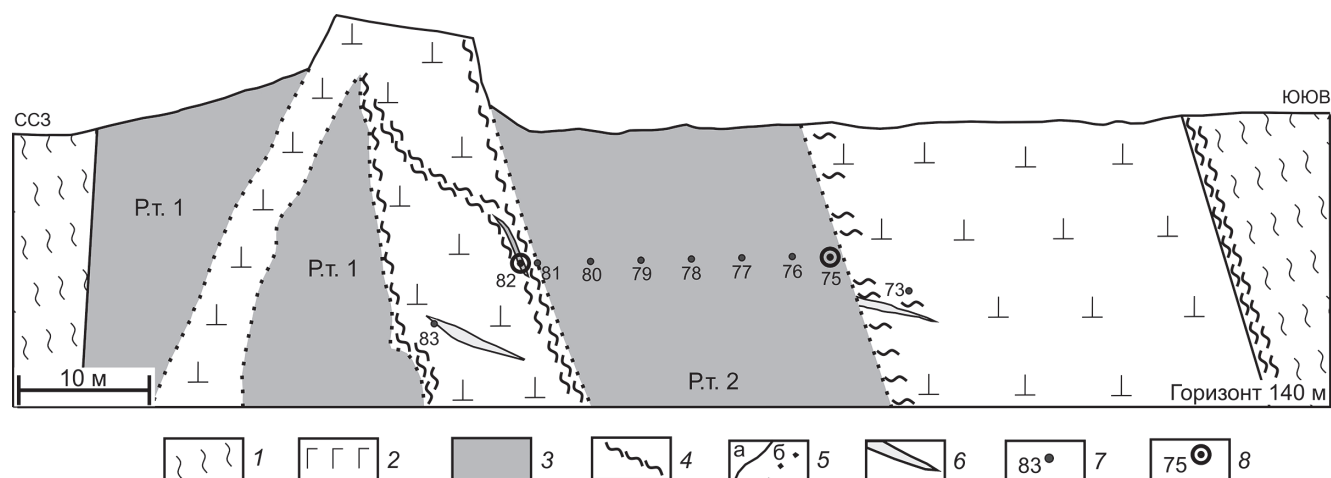


Рис. 3. Профиль через рудное тело 2 и ранние габбро-порфиры: 1 — метасоматиты; 2 — габбро-порфиры (предрудные); 3 — колчеданно-полиметаллические руды; 4 — зоны рассланцевания; 5 — геологические границы (а — четкие, б — размытые, «рванные», с постепенными переходами); 6 — кварц-карбонат-сульфидные и гипсовые жилы; 7, 8 — точки отбора проб: 8 — пробы, участвовавшие в эксперименте



Рис. 4. Профиль через рудное тело 1 и поздние габбро-порфиры: 1 — метасоматиты; 2 — дайиты; 3 — габбро-порфиры (предрудные); 4 — габбро-порфиры (позднерудные); 5 — колчеданно-полиметаллические руды; 6 — зоны рассланцевания; 7 — кварц-карбонат-сульфидные жилы; 8 — точки отбора проб; 9 — пробы, участвовавшие в эксперименте

$$TD_T = 251,3 \cdot [d_T/M_a]^{-1/3} V_m, V_m = \\ = 1/3[(2 V_p \cdot V_s)/(2 V_p^3 + V_s^3)]^{-1/3},$$

где  $V_m$  — скорость ультразвука в образцах, установленная по данным замеров скорости продольной ( $V_p$ ) и поперечной ( $V_s$ ) волн;  $M_a$  — средняя масса атомов в петрогенных оксидах образцов и рассчитанных по данным химических анализов, проведенных в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН [Ярцев, 2018].

Удельная теплоемкость определялась стандартным калориметрическим способом, а удельная энтропия ( $S$ , Дж/кг·К) приближенно рассчитывалась по следующей формуле (с учетом близости значений изохорной ( $C_v$ ) и изобарной ( $C_p$ ) удельной теплоемкости для твердых тел, т. е.  $C_v \approx C_p$ ) [Жариков, 2005]:

$$S = \int C_p/T dT \approx \int C_v/T dT = C_v [\ln(295) - \ln(1)].$$

Удельная энтропия ( $S_{хим}$ ) рассчитывалась по химическому составу пород стандартным методом: сначала по данным химических анализов определяли молярную энтропию образцов. По ее значениям и количеству молей в 1 кг породы рассчитывалась удельная энтропия ( $S_{хим}$ , Дж/кг·К).

По полученным значениям  $S$  и  $S_{хим}$  рассчитывали соответствующие им значения удельных энтропий для единичного объема (1 см<sup>3</sup>) твердой фазы образцов по следующим формулам:

$$s \text{ (Дж/см}^3 \cdot \text{К)} = S/V, s_{хим} \text{ (Дж/см}^3 \cdot \text{К)} = \\ = S_{хим}/V; V(\text{см}^3) = 1000(\text{г})/d_T \text{ (г/см}^3 \cdot \text{К)},$$

где  $V$  — объем 1 кг твердой фазы породы.

Для оценки плотности упаковки атомов в твердой фазе пород выполняли расчет условного среднего объема межатомных связей ( $v$ , Å). Для этого определяли объем твердой фазы в единичном объеме пород (1 см<sup>3</sup> = 10<sup>24</sup> Å) по формуле:  $1 - P_{эф}/100$ , а также количество атомов в этом объеме ( $M_a$ ), равное частному от деления плотности твердой фазы на среднюю массу ее атомов, которая численно в 1,66 раза больше их атомного числа (1,66 · 10<sup>-24</sup> г). В итоге была получена следующая расчетная формула:

$$v = (1 - P_{эф}/100) \cdot 1,66 \cdot M_a/d_T].$$

На основе статистического сравнения химического состава сильно- и среднеизмененных (1 и 2 группы), слабо и практически не измененных пород (3 группа) (табл. 1) была получена следующая формула для расчета петрохимического показателя (Пп) образцов по значениям содержания в них петрогенных оксидов (масс.%):

$$Пп = \ln\{(Na_2O \cdot K_2O \cdot CaO \cdot SiO_2) / (MgO \cdot FeO_{общ.})\}.$$

В числитель этого показателя вошли значения содержаний петрогенных оксидов, характеризующихся преимущественно устойчивым и относительно высоким выносом в процессах изменения пород, а в знаменатель — привносом. Значения этого пока-

зателя сглажены посредством логарифмирования. С уменьшением его значений отмечено увеличение привноса в породы железа и магния и/или уменьшение выноса из них кальция и кремнезема, в меньшей степени щелочей.

Кварц-серицитовые изменения могли накладываться на зоны пропилитизации (или наоборот), но при этом процессы привноса и выноса соответствующих компонентов могли приобретать достаточно сложный (сопряженный) характер и отчасти нивелировать друг друга, что типично для вторичных процессов в палеовулканических областях [Набоко, 1963; Zharikov et al., 2007]. Отметим, что оценка степени изменений по этому показателю не полная еще и потому, что в процессе изменений мог иметь место изохимический метаморфизм с образованием гидросиликатов при воздействии на породы горячих водных флюидов, нередко сопровождавших тектонические деформации. Для оценки интенсивности проявления этих процессов можно использовать и термодинамические параметры — температуру Дебая и удельную энтропию пород [Бурмистров и др., 2009, 2010; Жариков, 2005].

#### Результаты исследований и их обсуждение.

В табл. 2 приведены средние значения изученных параметров, которые соответствуют двум группам «околорудных» габброидов: первая представлена простудными неизмененными или слабоизмененными габброидами (обр. 221-307), вторая включает сильно- и среднеизмененные габброиды, возраст которых близок к возрасту образования самих рудных тел (обр. 82, 75, 130-301). Первые могли подвергнуться поздним изменениям, как, например, обр. 221, приуроченный к рассланцованному контакту между рудным телом и поздними габброидами. Вторая группа включает вкрапленные колчеданные руды (обр. 75) и пирит-кварц-серицитовые метасоматиты (обр. 82 и 130). Для двух последних образцов — мелких по сравнению с остальными — в табл. 2 приведены усредненные значения параметров: объединение данных для них потребовалось для получения приемлемой точности измерений.

Состав и степень изменений пород устанавливали по результатам химических анализов образцов (табл. 1) и петрографического изучения шлифов и подробно охарактеризованы в работе [Ярцев, 2018]. По значениям Пп видно (табл. 2), что интенсивность изменений проявлялась в габброидах второй группы очень неравномерно. Причиной этого может быть разная степень их тектонической нарушенности и как следствие — различная проницаемость, а также расстояние от контакта с рудным телом.

Как видно из данных табл. 2, слабоизмененные породы имеют в среднем более низкую плотность и плотность твердой фазы, удельную теплоемкость, удельную энтропию твердой фазы, рассчитанную как по данным химического состава, так и по петрофизическим параметрам. Значения удельной энтропии, рассчитанные по петрофизическим данным



Таблица 1

Среднее содержание (масс.%) петрогенных оксидов и значения их привноса или выноса в трех группах в разной степени измененных вмещающих субвулканических телах и дайках позднедевонских габброидов Джусинского месторождения

| Параметр ( <i>n</i> )          | <i>L</i> , м | Na <sub>2</sub> O | MgO   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | SiO <sub>2</sub> | K <sub>2</sub> O | CaO   | TiO <sub>2</sub> | MnO  | FeO <sub>общ.</sub> | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |
|--------------------------------|--------------|-------------------|-------|--------------------------------|------------------|------------------|-------|------------------|------|---------------------|-------------------------------|
| Сильноизмененные               |              |                   |       |                                |                  |                  |       |                  |      |                     |                               |
| <i>C</i> <sub>ср</sub> (3)     | 0,1–0,2      | 2,87              | 11,39 | 15,58                          | 38,12            | 0,44             | 0,67  | 2,28             | 0,29 | 17,66               | 0,36                          |
| Слабо- и среднеизмененные      |              |                   |       |                                |                  |                  |       |                  |      |                     |                               |
| <i>C</i> <sub>ср</sub> (3)     | 0,1–0,5      | 3,49              | 7,39  | 15,05                          | 43,66            | 0,97             | 4,29  | 2,48             | 0,24 | 14,90               | 0,37                          |
| Неизмененные и слабоизмененные |              |                   |       |                                |                  |                  |       |                  |      |                     |                               |
| <i>C</i> <sub>ср</sub> (16)    | 0,1–240      | 3,71              | 5,32  | 15,03                          | 48,44            | 1,43             | 6,70  | 2,59             | 0,19 | 11,65               | 0,59                          |
| Δ <i>C</i> <sub>1</sub> , %    | –            | –0,84             | 6,07  | 0,56                           | –10,32           | –0,99            | –6,03 | –0,30            | 0,09 | 6,01                | –0,23                         |
| Δ <i>C</i> <sub>2</sub> , %    | –            | –0,22             | 2,07  | 0,02                           | –4,79            | –0,46            | –2,41 | –0,11            | 0,05 | 3,25                | –0,19                         |

Примечания. В скобках *n* — число образцов; Δ*C*<sub>1</sub> и Δ*C*<sub>2</sub> — привнос (положительные значения) и вынос (отрицательные) компонентов в измененных породах (1-я и 2-я группы, соответственно) по сравнению с неизмененными (3-я группа); *L* — расстояние от места отбора проб до контакта с рудным телом. Исходные данные, использованные для усреднения, опубликованы в [Ярцев, 2018] и доступны по запросу у первого автора статьи.

Таблица 2

Петрофизические и физико-химические параметры образцов субвулканических тел и даек позднедевонских габброидов Джусинского месторождения

| Номер образца              | Плотность, <i>d</i> , г/см <sup>3</sup> | Плотность ТФх <sub>д</sub> , г/см <sup>3</sup> | Эффективная пористость, <i>P</i> <sub>эф</sub> , % | Температура Дебая, <i>T</i> <sub>Д</sub> , К | Температура Дебая ТФ, <i>T</i> <sub>Д</sub> , К | Удельная теплоемкость, <i>C</i> , Дж/кг·К | Средняя масса атома, <i>M</i> <sub>ат(хим)</sub> | Петрохимический показатель, <i>Пп</i> | Удельная энтропия, <i>S</i> <sub>хим</sub> , Дж/кг·К | Удельная энтропия <i>S</i> , Дж/кг·К | Удельная энтропия <i>s</i> <sub>хим</sub> , Дж/см <sup>3</sup> ·К | Удельная энтропия <i>s</i> , Дж/см <sup>3</sup> ·К | Средний объем межатоминых связей, <i>A</i> <sup>3</sup> |
|----------------------------|-----------------------------------------|------------------------------------------------|----------------------------------------------------|----------------------------------------------|-------------------------------------------------|-------------------------------------------|--------------------------------------------------|---------------------------------------|------------------------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|
| Слабо- и неизмененные      |                                         |                                                |                                                    |                                              |                                                 |                                           |                                                  |                                       |                                                      |                                      |                                                                   |                                                    |                                                         |
| 221                        | 2,78                                    | 2,84                                           | 2,3                                                | 420                                          | 434                                             | 1017                                      | 24                                               | 2,6                                   | 4097                                                 | 5794                                 | 12                                                                | 16                                                 | 14                                                      |
| 305                        | 2,37                                    | 2,57                                           | 7,8                                                | 308                                          | 308                                             | 956                                       | 24                                               | 3,3                                   | 4103                                                 | 5446                                 | 11                                                                | 14                                                 | 14                                                      |
| 307                        | 2,65                                    | 2,75                                           | 3,8                                                | 378                                          | 383                                             | 973                                       | 26                                               | 2,5                                   | 4180                                                 | 5547                                 | 11                                                                | 15                                                 | 15                                                      |
| 310                        | 2,77                                    | 2,85                                           | 2,7                                                | 456                                          | 480                                             | 1049                                      | 25                                               | 4,1                                   | 4189                                                 | 5981                                 | 12                                                                | 17                                                 | 14                                                      |
| 403                        | 2,83                                    | 2,86                                           | 0,9                                                | 406                                          | 404                                             | 948                                       | 23                                               | 2,6                                   | 4357                                                 | 5406                                 | 12                                                                | 15                                                 | 13                                                      |
| 324                        | 2,80                                    | 2,90                                           | 3,3                                                | 463                                          | 460                                             | 874                                       | 25                                               | 4,1                                   | 4165                                                 | 4984                                 | 12                                                                | 14                                                 | 14                                                      |
| ср.                        | 2,70                                    | 2,80                                           | 3                                                  | 405                                          | 411                                             | 970                                       | 25                                               | 3,2                                   | 4182                                                 | 5527                                 | 12                                                                | 15                                                 | 14                                                      |
| Сильно- и среднеизмененные |                                         |                                                |                                                    |                                              |                                                 |                                           |                                                  |                                       |                                                      |                                      |                                                                   |                                                    |                                                         |
| 301                        | 2,73                                    | 2,83                                           | 3,6                                                | 486                                          | 531                                             | 1122                                      | 23                                               | 0,7                                   | 4172                                                 | 6398                                 | 12                                                                | 18                                                 | 13                                                      |
| 322                        | 2,76                                    | 2,85                                           | 3,2                                                | 520                                          | 548                                             | 983                                       | 24                                               | 0,9                                   | 4327                                                 | 5602                                 | 12                                                                | 16                                                 | 14                                                      |
| 401                        | 2,74                                    | 2,80                                           | 2,4                                                | 375                                          | 371                                             | 929                                       | 21                                               | 0,4                                   | 4918                                                 | 5295                                 | 14                                                                | 15                                                 | 12                                                      |
| 75                         | 3,07                                    | 3,11                                           | 1,5                                                | 339                                          | 365                                             | 680                                       | 27                                               | –2,9                                  | 4176                                                 | 3878                                 | 13                                                                | 12                                                 | 14                                                      |
| 82/130*                    | 2,99                                    | 3,00                                           | 1,5                                                | 298                                          | 313                                             | 1515                                      | 22                                               | –0,6                                  | 4325                                                 | 8636                                 | 13                                                                | 26                                                 | 12                                                      |
| среднее                    | 2,86                                    | 2,92                                           | 2,4                                                | 404                                          | 426                                             | 1046                                      | 23                                               | –0,3                                  | 4384                                                 | 5962                                 | 13                                                                | 17                                                 | 13                                                      |

Примечание. \*Среднее из двух образцов; ТФ — значения параметров для твердой фазы образцов, хим — значения параметров, рассчитанные по данным химических анализов образцов

(*s*) выше по сравнению с *s*<sub>хим</sub> (за исключением обр. № 75). Это, вероятно, объясняется тем, что величина *s* зависит не только от их состава, но и от наложенных структурных изменений пород и минералов, к которым относятся нарушение структурного каркаса породы (микротрещиноватость) при рассланцевании

пород, а также структурно-минеральные изменения при замещении пироксена амфиболом и хлоритом, а полевого шпата — серицитом, что установлено при изучении шлифов [Ярцев, 2018]. Повышенное содержание сульфидов меди, цинка и марганца по данным химических анализов и изучения шлифов [Ярцев,

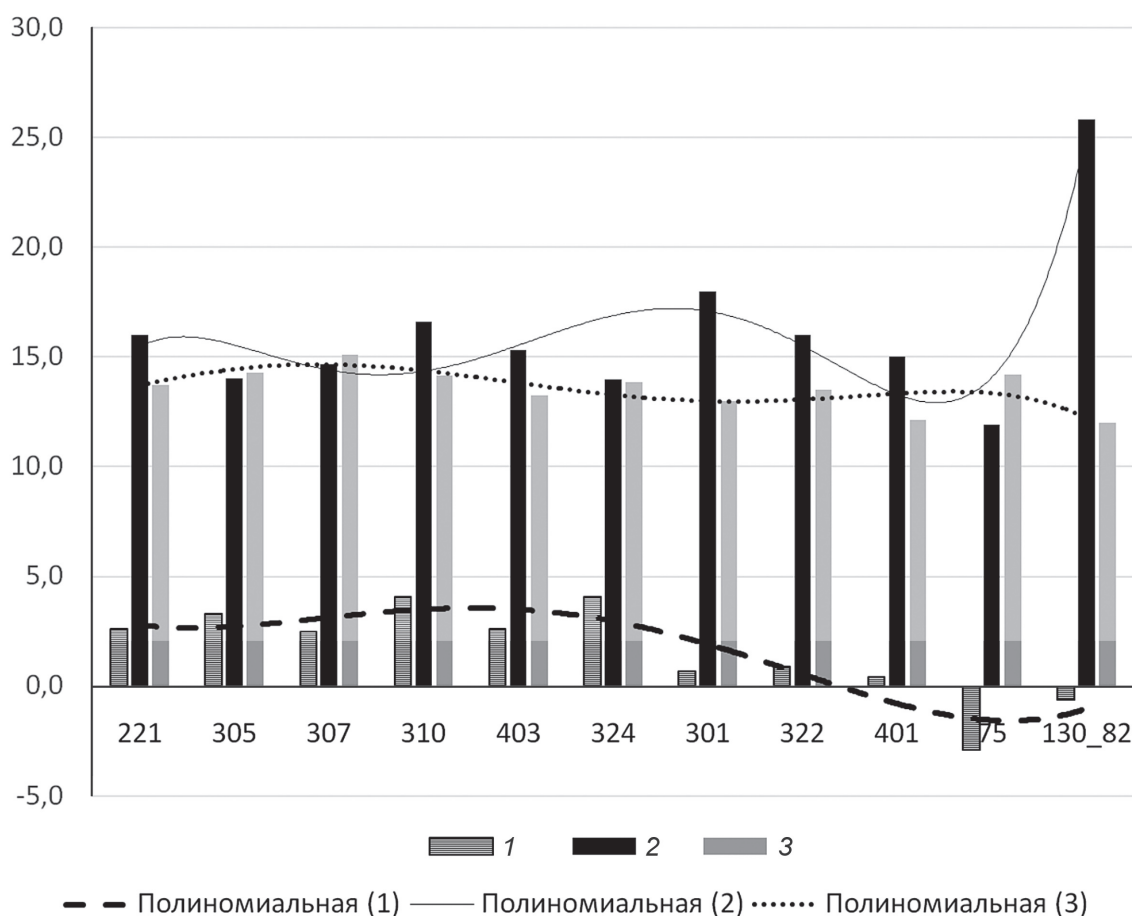


Рис. 5. Гистограммы значений петрохимического показателя, удельной энтропии и среднего объема межатомных связей образцов поздних (№ 221–324) и ранних (№ 301–130\_82) габброидов Джусинского месторождения. Показаны линии тренда, полученные способом сглаживания исходных значений параметров полиномиальной кривой; на горизонтальной оси — номера образцов, вертикальная ось соответствует шкале значений параметров: 1 — петрохимический показатель; 2 —  $S$ , Дж/см<sup>3</sup>·К; 3 — средний объем межатомных связей, Å<sup>3</sup>

2018] установлено в образце № 75 (Cu 584 ppm, Zn 2886 ppm, Mn 4145 ppm), в образцах № 82 и № 130 — их заметно меньше (Cu 186 и 100 ppm, Zn 726 и 562 ppm соответственно). Эти образцы отобраны из ранних рассланцованных и сильноизмененных габброидов вблизи их контакта (0,1–0,2 м) с рудным телом; на высокую степень их изменения указывают также отрицательные значения Пп. Разброс значений удельной энтропии ( $s$ , Дж/см<sup>3</sup>·К) здесь максимален. Максимум ее соответствует образцам № 82 и 130, которые представлены тонкорассланцованными сульфидно-кварц-серицитовыми метасоматитами, а минимум — образцу № 75 (бедная колчеданная руда), характеризующемуся максимальной среди всех других образцов плотностью. Повышенное содержание сульфидов привело к снижению удельной теплоемкости и удельной энтропии. Отсюда следует вывод, что процессы преобразования силикатной матрицы пород и переотложение сульфидов из первичных руд метаморфогенными (а ранее — поствулканическими) флюидами приводили к разнонаправленному изменению удельной энтропии. Для наиболее измененных образцов № 75, 82, 130 и 401 отмечены также пониженные значения температуры Дебая, прямо зависящей от степени однородности строе-

ния пород и плотности упаковки кристаллической решетки слагающих их минералов.

Условный объем межатомных связей, как и эффективная пористость во второй группе образцов, в среднем снижается (табл. 2). При образовании гидросиликатов обычно они увеличиваются за счет вхождения в состав минералов гидроксильной группы. Однако процессы перекристаллизации пород и залечивания мелких пор, в том числе высокоплотными сульфидами (наблюдается снижение эффективной пористости), а также интенсивный динамометаморфизм, сопровождавшийся пластическими тектоническими деформациями, вероятно, имели более существенное влияние на изменение микро- и наноструктуры породообразующего субстрата.

Общие закономерности изменения удельной энтропии, среднего объема межатомных связей и петрохимического показателя отражаются в трендах их изменения, показанных на рис. 5: с ростом степени изменения пород (на рисунке — слева направо) происходит увеличение удельной энтропии и уменьшение петрохимического показателя и среднего объема межатомных связей. В этом же направлении отмечен и заметный рост дисперсии значений этих параметров.

В теоретическом отношении факторы изменения энтропии для необратимых процессов проанализированы В.А. Жариковым на основе принципов Л. Онзагера [Жариков, 2005]. В результате установлено, что скорость изменения удельной энтропии в единичном объеме пород  $[dS/(V \cdot dt)]$  в целом соответствует алгебраической сумме произведений потоков энергии и вещества: тепловой ( $dQ/dt$ ), механической, в результате деформации ( $dV/dt$ ), химической — скорости изменений масс компонентов ( $dm_a/dt$ ) на величины вызывающих их факторов: объемных градиентов функций  $[\text{grad}(f_{x,y,z})]$ : изменения температуры ( $f_{x,y,z} = 1/T$ ), давления ( $f_{x,y,z} = p/T$ ) (тектонических напряжений), суммарного изменения химических потенциалов компонентов пород и насыщавших их флюидов ( $f_{x,y,z} = \sum ka \mu_a/T$ ) соответственно. Объемные градиенты этих функций определяются как суммы их частных производных по осям  $x, y, z$ . В итоге скорость изменения удельной энтропии для единичного объема пород при необратимых физических и геохимических процессах описывается следующим уравнением [Жариков, 2005]:

$$(dS/V) dt = \text{grad}(1/T)_{x,y,z} \cdot dQ/dt + \text{grad}(p/T)_{x,y,z} \times \\ \times dV/dt - \text{grad}[\sum ka (\mu_a/T)]_{x,y,z} \cdot dma/dt.$$

Отметим, что в ходе геологической истории процессы образования и преобразования пород и руд могли проходить как одновременно, так и последовательно [Vikentyev et al., 2016]. Можно сделать допущение, что изменение удельной энтропии в ходе развития отдельно взятого процесса во всем объеме пород месторождения происходило примерно синхронно. В то же время скорость развития каждого из них в каждом единичном объеме пород была разной. Поэтому можно предполагать, что относительно большее изменение удельной энтропии в некоторых образцах, вероятно, соответствовало и относительно большей скорости изменения удельной энтропии на этом участке либо большему числу процессов, приведших к изменению пород (при условии, что их воздействие на породы было однонаправленным). Три компонента этого уравнения могли быть связаны между собой: рост температуры и активности различных химических компонентов приводили к изменению всестороннего давления и объема пород, а объем пород мог также меняться вследствие преобразований их химического состава. Все это приводило и к их механическим деформациям.

Движущей силой этих процессов, вероятно, служили как поствулканические процессы гидротермального метаморфизма, так и деформации (и вызывающие их тектонические напряжения), которые, судя по более высокой степени изменений пород раннего комплекса, проявлялись наиболее интенсивно до внедрения позднего комплекса тел габброидов. Привнос компонентов в породы приводил к снижению их удельной энтропии в одном месте, а вынос — к ее росту в другом. Хрупкие

деформации также способствовали росту удельной энтропии пород. В настоящее время можно определить только остаточное (необратимое) изменение их удельной энтропии. А для палеообстановки мы можем реконструировать эти процессы лишь весьма приблизительно.

Процессы поствулканического изменения состава пород и их динамометаморфизм, по-видимому, проявлялись на Урале в течение достаточно продолжительного геологического времени в позднем палеозое, а локально — и позднее. Наиболее широко на средних и глубоких горизонтах получили развитие процессы пропилитизации и кварц-серицитовых изменений [Набоко, 1963; Zharikov et al., 2007]. В градиентном силовом поле зоны смятия при интенсивном расщеплении пород в ходе перераспределения жидких фаз в трещинно-поровом пространстве пород шло переотложение сульфидов [Викентьев, 2004; Ярцев, 2018; Vikentyev et al., 2016]. Абсолютная степень изменений изученных пород, скорее всего, более значительна, чем относительная, установленная при сравнении свойств ранних и поздних габброидов позднего девона. Кроме того, различия петрофизических свойств постепенно нивелируются с увеличением возраста пород в процессе региональных метаморфических преобразований [Бурмистров и др., 2009].

**Заключение.** Отметим, что в указанной работе показана принципиальная возможность использования рассмотренных методов. Для получения статистически более обоснованных результатов необходим отбор и изучение более представительной выборки образцов, что определяется сильной изменчивостью их состава и свойств даже на небольшом расстоянии. В то же время исследования показали, что петрофизические методы позволяют проводить экспрессную количественную оценку интенсивности проявления этих процессов после того, как проведено сопоставление петрофизических данных с геохимическими, петрографическими, структурными и, возможно, также микроструктурными данными по эталонным образцам [Бурмистров и др., 2009].

Исследования позволили подтвердить фундаментальную связь петрофизических и термодинамических параметров пород с рассмотренными геологическими процессами и связанными с ними геохимическими и тектоническими преобразованиями пород и продемонстрировать принципиальную возможность количественной оценки интенсивности их развития в определенном объеме геологической среды. Как показали и наши предшествующие исследования [Бурмистров и др., 2010; Бурмистров, 2010], эту методику можно использовать для специализированного картирования и сравнения различных рудных объектов.

**Финансирование.** Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-05-00849) и Министерства науки и высшего образования РФ (проект № 13.1902.21.0018).



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бурмистров А.А. Физико-химический анализ петрофизических данных (на примере золоторудного месторождения Светлинское, Ю. Урал) // Мат-лы 11-й междунар. конф. «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». М.: ИФЗ РАН, 2010. С. 40–43.
- Бурмистров А.А., Алешин А.П., Полуэктов В.В. Взаимосвязь петрофизических и физико-химических параметров трахидацитов Тулукуевского и Октябрьского урановых месторождений // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле: Мат-лы 11-й междунар. конф. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 60–62.
- Бурмистров А.А., Старостин В.И., Дергачев А.Л., Петров В.А. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. 2-е изд., испр. и доп. М.: МАКС Пресс, 2009. 408 с.
- Викентьев И.В. Метаморфогенные геохимические ореолы Тишинского месторождения // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 6. С. 806–809.
- Викентьев И.В. Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.
- Жариков В.А. Основы физической геохимии: Учебник. 2-е изд., испр. и доп. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 654 с.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 170 с.
- Петрофизика: Справочник. В 3-х кн. Кн. 1. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 1992. 391 с.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1989. 250 с.
- Структурно-минералогические критерии метаморфогенного оруденения (на примере колчеданных месторождений) / Под ред. Н.Л. Добрецова. Новосибирск: Наука, 1987. 168 с.
- Физическая акустика / Под ред. У. Мэзона. Т. IV. Применения физической акустики в квантовой физике и физике твердого тела. Ч. Б. М.: Мир, 1970. 440 с.
- Ярцев Е.И. Колчеданно-полиметаллическое оруденение в метаморфизованных вулканогенных толщах Южного Урала (на примере Джусинского месторождения). Казань: Бук, 2018. 170 с.
- Ярцев Е.И., Бурмистров А.А., Викентьев И.В. Закономерности локализации и прогноз оруденения на Джусинском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2018. № 2. С. 48–58. DOI: 10.3103/S0145875218030146
- Ярцев Е.И., Викентьев И.В., Еремин Н.И. Изотопный состав и особенности геохимии руд Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 4. С. 78–83.
- Ярцев Е.И., Викентьев И.В., Прокофьев В.Ю. Минералого-геохимические свидетельства контактового преобразования руд Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 1. С. 39–44. DOI: 10.3103/S0145875217020090
- Starostin V.I., Vikent'yev I.V., Sakiya D.R. Conditions of formation and transformation of massive sulfide deposits in the Kedrovka-Butachikha zone of the Rudnyy Altay // Intern. Geol. Rev. 1989. Vol. 31(3). P. 297–305. DOI: 10.1080/00206818909465882
- Vikentyev I.V., Belogub E.V., Novoselov K.A., Molos-hag V.P. Metamorphism of volcanogenic massive sulphide deposits in the Urals. Ore geology // Ore Geol. Rev. 2017. Vol. 85. P. 30–63. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2016.10.032
- Zharikov V.A., Pertsev N.N., Rusinov V.L. et al. Metasomatism and metasomatic rocks // Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web Version 01.02.07. British Geol. Surv. Nottingham, UK, 2007.

Поступила в редакцию 10.10.2020

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021

УДК 552.08; 553.983

Д.А. Марунова<sup>1</sup>, Н.В. Пронина<sup>2</sup>, А.Г. Калмыков<sup>3</sup>,  
Д.А. Иванова<sup>4</sup>, Г.А. Калмыков<sup>5</sup>

## СТАДИИ ПРЕОБРАЗОВАННОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОРОД ТУТЛЕЙМСКОЙ СВИТЫ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЕГО МАЦЕРАЛЬНОГО СОСТАВА

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

*Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

Представлены результаты углпетрографических и геохимических исследований органического вещества пород тутлеймской свиты на площади Ем-Еговской вершины. Выявлено пять мацералов, составляющих органическое вещество изучаемой свиты: «обычный» битуминит, «атипичный» битуминит, органическое вещество радиолярий, альгинит и витринит, а также битум и битумные пленки продукты преобразования исходного органического вещества. Описано изменение мацералов в процессе катагенеза, а также установлен порядок их вступления в фазу генерации. Показано, что первым начинает преобразовываться альгинит, затем «обычный» битуминит, «атипичный» битуминит и последним — органическое вещество радиолярий. Полученные результаты подтверждены результатами лабораторного моделирования дальнейшего преобразования органического вещества.

Установлено, что формируются новые битумы, которые обладают флуоресцентными свойствами и отличаются от исходных. Полученные результаты в сочетании с изучением изменений состава как мацералов, так и битумов позволяют оценить вклад отдельных микрокомпонентов органического вещества в процесс генерации нефтяных углеводородов.

**Ключевые слова:** тутлеймская свита, углпетрография, органическое вещество, мацеральный состав, битуминит, катагенетическое преобразование, лабораторное моделирование преобразования керогена.

The paper presents the results of coal petrographic and geochemical studies of the Tutleim Formation rocks organic matter in the area of the Em-Egovskaya summit. Five macerals were identified that compose the organic matter of the studied formation: “standard” bituminite, “atypical” bituminite, radiolarian organic matter, alginite and vitrinite, as well as bitumen and bitumen films, which are the products of the original organic matter transformation. The metamorphosis in macerals during catagenesis is described, and the order of their entry into the generation phase is established. It has been shown that alginite starts transforming first, then “standard” bituminite, “atypical” bituminite, and the last one is the radiolarian organic matter. The results obtained were confirmed by the laboratory modeling of the further organic matter transformation. New bitumens are formed with different fluorescent properties compared to the initial ones. The results obtained in combination with the study of changes in the composition of both macerals and bitumen can make it possible to assess the contribution of individual organic matter microcomponents to the process of petroleum hydrocarbons generation.

**Keywords:** Tutleim formation, coal petrography, organic matter, maceral composition, bituminite, catagenetic transformation, laboratory modeling of kerogen transformation.

**Введение.** К критериям поиска месторождений нефти и газа относится выявление нефтематеринских толщ, которые к настоящему моменту уже сгенерировали достаточное количество углеводородов (УВ) для заполнения существующих ловушек. Процессы, происходящие в нефтематеринских

отложениях, изучали многие отечественные и зарубежные исследователи на протяжении более 50 лет [Конторович и др., 1975; Вассоевич, 1979; Брадучан и др., 1986; Филина, 1984; Гулари и др., 2005; Кирюхина и др., 2013; Баженова, 2021; Stock et al., 2017; Wu et al., 2018; Hackley et al., 2016]. Оценка

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, бакалавр; *e-mail:* d\_magunova@mail.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* nvprncl@mail.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ст. науч. с., канд. хим. н.; *e-mail:* a.g.kalmykov@gmail.com

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, инженер; *e-mail:* dane4ka.ivanova@yandex.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор, докт. геол.-минер. н.; *e-mail:* gera64@mail.ru

характеристик нефтематеринских пород позволяет определить, сколько нефти было сгенерировано, какая доля сгенерированных УВ все еще аккумулирована в пласте, а какая часть УВ мигрировала в вышележащие коллекторы [Санникова и др., 2019]. При этом для оценки перспектив необходимо не только определить современные параметры нефтематеринской толщи, но и охарактеризовать процессы генерации УВ, влияющие на количество и состав различных УВ ресурсов.

Одна из ключевых и самая крупная нефтематеринская формация России — баженовская свита (БС), расположенная на территории Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Свита (и ее аналоги) имеет неоднородное строение, что подтверждается многочисленными исследованиями [Постников и др., 2017; Калмыков, 2017; Калмыков и др., 2019; Топчий и др., 2019], в том числе характеризуется неоднородным распределением органического вещества (ОВ) и его составом в отложениях. Несмотря на то что к настоящему времени выполнен огромный объем работ по изучению ОВ баженовской свиты [Гончаров и др., 2004; Козлова и др., 2019; Пронина, 2021], подробных исследований мацерального состава ОВ, его изменчивости по разрезу и территории, генезиса, процессов преобразования отдельных микрокомпонентов в литературе практически нет. Вопросы характеристик ОВ на микроуровне не получили однозначного ответа и их продолжают обсуждать в публикациях и на научных конференциях.

Свита разнородна, поэтому характеристики образцов, расположенных на небольшом расстоянии, могут сильно различаться, из-за этого неправильно использовать экстраполяцию отдельных результатов для бассейнового моделирования строения свиты. Так как в момент накопления баженовской свиты в морском бассейне обитали различные организмы: двусторки, аммониты, брахиоподы, губки, фораминиферы, зеленые, золотистые и пирогитовые водоросли, радиолярии [Эдер и др., 2015], состав ОВ свиты также разный, и каждый микрокомпонент состава вносит разный вклад в характеристики пород и процессы генерации УВ при катагенетическом преобразовании. Это связано с разным генезисом отдельных компонентов. В углпетрографии для генетической классификации ОВ используются термины «мацерал» и «битум».

*Мацералы* — органические микрокомпоненты, отличающиеся под микроскопом по характерным петрографическим признакам: оптическим свойствам (цвет, отражательная способность, анизотропия, преломление, их показатели), рельефу, морфологии, размеру. Элементный состав мацералов варьирует в определенных пределах, определяется составом исходного ОВ, условиями его захоронения (первичные факторы) и преобразованиями, произошедшими при погружении и попадании в зоны с высокими температурой и давлением (вторичные факторы). На основе первичных факторов выделяют три группы мацералов: витринит — лигнино-целлюлозные ткани

растений, захороненные в анаэробных условиях; инертинит, имеющий подобное витриниту исходное ОВ, однако, предположительно, обстановка захоронения ОВ аэробная; липтинит — покровные ткани и смоляные вещества, захороненные в разнообразных обстановках [Штах и др., 1978]. Важно отметить, что классификация мацералов построена на их растительном (высшие и низшие) происхождении, тогда как ОВ животных организмов в классификации часто не принимают во внимание. Таким образом, при определении мацералов предполагается учитывать их генезис, однако в настоящее время однозначной классификации всех мацералов, включающей их генетическое происхождение, нет.

*Битум* — жидкие углеводородные соединения, выделяющиеся из мацералов в процессе их преобразования, которые присутствуют в породе в виде пленок, налетов или сгустков. Термин часто применяют в таком значении как в русской [Топчий и др., 2019; Калмыков и др., 2019; Пронина, 2021], так и в зарубежной литературе [Curiale, 2016; Mastalerz et al., 2018; Pickel et al., 2017]. Углпетрографические признаки, которые могли бы позволить разделить битум на сорбированные и свободные углеводородные соединения, на настоящий момент не выявлены, поэтому все жидкие продукты нефтяного ряда называют битумом. Также невозможно точно определить на углпетрографическом уровне какие битумы образуются из каких мацералов.

Отметим, что в органической геохимии термин «битум», а точнее «природный битум», применяется для описания нафтоидов, генетически не связанных с нефтью, и для продуктов природного преобразования нефти [Баженова, 2000]. Включение в группу природных битумов продуктов, генетически связанных с нефтью (продуктов природного преобразования нефти-нафтоидов), а также не связанных с ней (нафтоидов) вызывает некую путаницу при описании генезиса ОВ. В углпетрографических исследованиях термин «битум» не включает в себя эти геохимические составляющие природных битумов.

Таким образом, состав ОВ высокоуглеродистой баженовской свиты и ее аналогов может различаться, что определяется генезисом отдельных микрокомпонентов. Особенности конкретных мацералов позволят оценить их роль в процессах генерации, миграции и аккумуляции нефтяных углеводородов, а выделение прослоев с определенным составом органического вещества даст возможность строить более точные геологические и бассейновые модели для отдельных территорий. Целью нашей работы было изучение ОВ тутлеймской свиты (ТС) на территории Ем-Еговской вершины (рис. 1) и выявление особенностей преобразования отдельных мацералов в катагенезе.

**Материалы и методы исследований. Исследуемые образцы.** Объектом исследования стало ОВ из разреза пород ТС из 5 скважин на территории Ем-Еговской вершины. Для определения характеристик



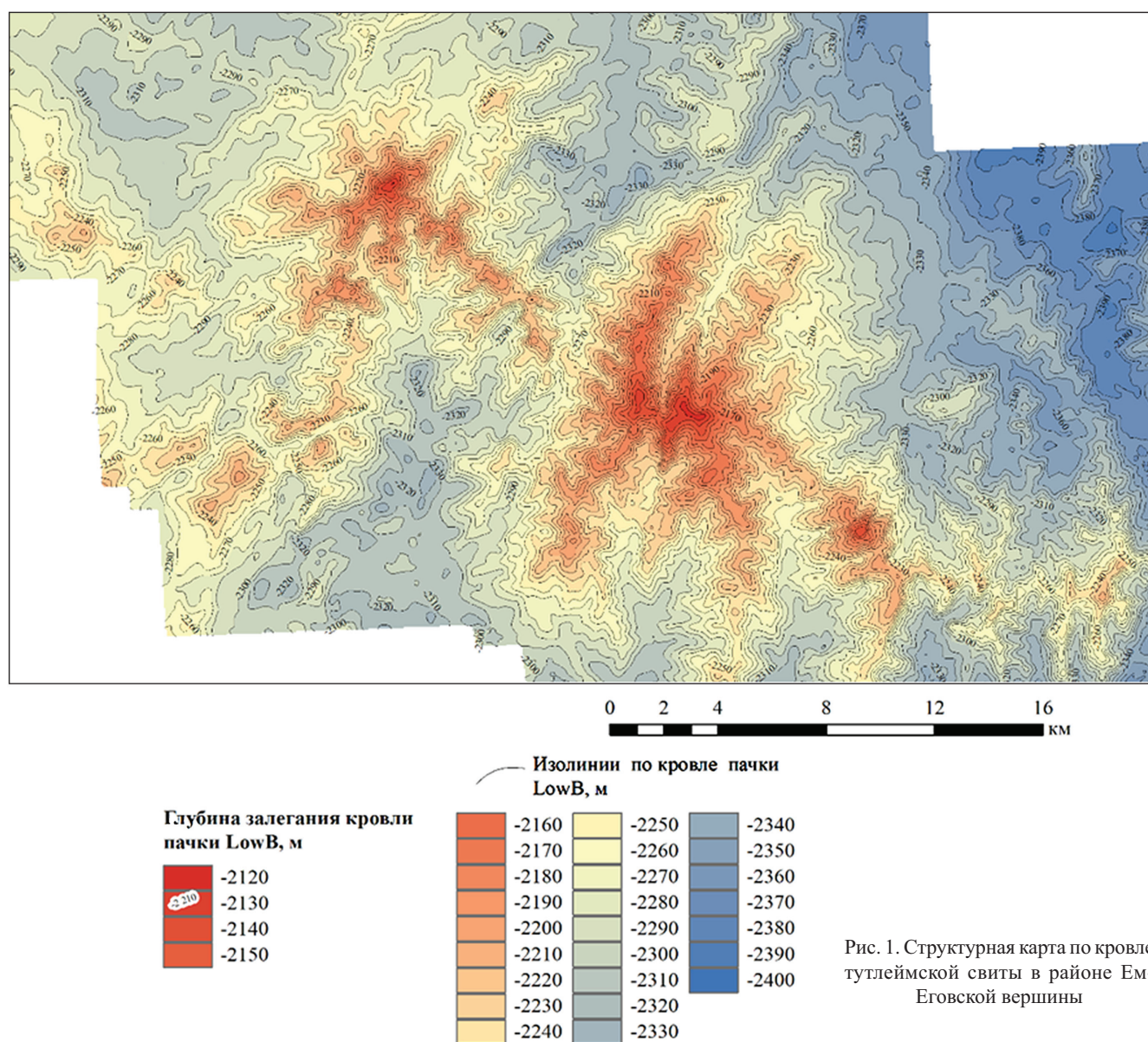


Рис. 1. Структурная карта по кровле тутлейевской свиты в районе Ем-Еговской вершины

ОВ исследовано около 300 образцов, полностью характеризующих разрез свиты. Для изучения мацерального состава по результатам пиролиза выбрано 14 образцов пород ТС. Лабораторное моделирование преобразования мацералов выполнено на 7 образцах, для которых проведены углепетрографические исследования.

**Методики исследования.** Для определения характеристик ОВ на первом этапе образцы пород ТС истирали до порошкообразного состояния и экстрагировали хлороформом (ХЧ) в аппарате Сокслета. Экстракция заканчивалась при достижении в растворе в охлажденном аппарате значений концентрации раствора  $\leq 0,000625\%$  битумоида (3 балла).

Содержание ОВ, его тип, зрелость и нефтегенерационный потенциал на образцах определяли методом пиролиза на приборе Rock-Eval-6. Пиролиз выполняли по стандартной методике, подробно описанной, например, в работах [Espitalie et al., 1993; Лопатина и др., 1987].

Для углепетрографических исследований были изготовлены аншлифы. Для этого сначала шлифовали выбранную поверхность на шлифовальном станке с постепенным уменьшением зернистости шлифпорошка, затем полировали на вращающемся диске с применением алмазной пасты либо пасты ГОИ.

Углепетрографические исследования проводили на установке QD1302 (Craic Technologies) согласно ГОСТам: 9414.2-93 (Уголь каменный и антрацит. Методы петрографического анализа. Ч.2: метод подготовки образцов); 9414.3-93 (Методы петрографического анализа углей. Ч. 5: метод определения показателя отражения витринита с помощью микроскопа); 12113-94 (Угли бурые, каменные, антрациты, твердые рассеянные органические вещества). Метод определения показателей отражения соответствует международному стандарту ISO 7404-5. Исследования заключались в описании аншлифов, замерах показателя отражения согласно ГОСТам 12113-94 и ISO 7404-5 в масле с объективом х50 и эталоном

Yttrium-Aluminium (RV 0,905%), а также в изучении образцов в ультрафиолетовом свете.

Для изучения дальнейшего преобразования мацералов выполнен эксперимент по лабораторному моделированию преобразования ОВ. Эксперимент проводился на 7 образцах цилиндрической формы (размер 30×30 мм), которые помещали в автоклавы, добавляли дистиллированную воду в объеме, позволяющем при условиях эксперимента достигать пластового давления (30 МПа), после чего образцы прогревали при температуре 350 °С в течение 12 ч. После прогрева автоклавы охлаждали до комнатной температуры, извлекали образцы, высушивали и передавали на изготовление аншлифов и изучение мацерального состава. Часть образца истирали в порошок, на котором проводили пиролитические исследования.

#### Результаты исследований и их обсуждение.

Исследования позволили детально изучить ОВ тутлеймской свиты. Поскольку существуют некоторые различия в геохимических и углепетрографических терминах, важно отметить, что термины «кероген» и «битумоид» используются в органической геохимии для описания нерастворимого в органических растворителях ОВ и растворимого соответственно. В углепетрографии для описания этих аналитических понятий применяются термины «мацералы» и «битум». В статье использованы углепетрографические термины.

#### Органическое вещество тутлеймской свиты.

Результаты пиролитических исследований показали, что ОВ пород ТС в районе Ем-Еговской вершины находится в середине главной зоны нефтеобразования. Водородный индекс исследуемых образцов варьирует в диапазоне 300–600 мг УВ/г ТОС, при этом среднее значение в отдельных скважинах составляет 350–400 мг УВ/г ТОС. Параметр  $T_{\max}$  для всех образцов варьирует в интервале 430–440 °С. Можно считать, что градация катагенеза для изучаемого ОВ — МК2.

Как сказано ранее, ОВ ТС можно разделить на мацералы (ОВ, нерастворимое в органических растворителях) и битум (растворимое ОВ). В разрезах ТС на изучаемой территории встречаются мацералы групп *витринита* и *липтинита*, представляющие собой исходное ОВ (согласно классификации ИССР-94), а также *битумы* — продукты его преобразования. Рассмотрим подробнее, чем представлены указанные мацералы.

*Группа витринита (Vt)* (рис. 2). В группу витринита согласно международной классификации входят телинит, коллотелинит, витродетринит, коллодетринит, корпогелинит и гелинит (ИССР-94). Встречающиеся в разрезах ТС зерна мацералов имеют окатанную форму, светло-серый цвет в отраженном свете, не обладают флюоресценцией. Из-за малого размера зерен распознавание отдельных мацералов этой группы затруднено. В результате было принято решение использовать термин «витринит»

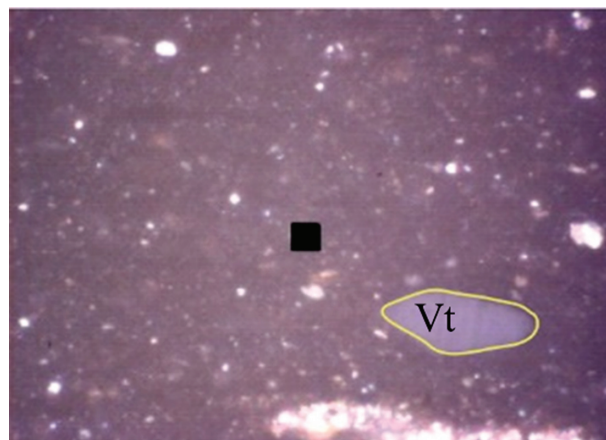


Рис. 2. Фото витринита (Vt). Простой отраженный свет

для всех витринитовых мацералов. Мацерал редко встречается в отложениях свиты, в связи с чем числа замеров показателя отражения по нему недостаточно для получения точной характеристики зрелости ОВ.

*Группа липтинита.* К мацералам группы липтинита относятся споринит, кутинит, резинит, суберинит, альгинит, эксудатинит, хлорофиллинит, липтодетринит и битуминит. Исследования отложений ТС на всей территории их распространения показали, что основные и самые распространенные мацералы — битуминит и альгинит. Другие мацералы либо встречаются очень редко, либо не встречаются вообще.

*Битуминит* — самый распространенный мацерал пород ТС на исследуемой территории, выделен в группу липтинита в 1994 г. Международным комитетом по угольной и органической петрологии и детально описан в современных статьях [Pickel et al., 2017]. В отраженном свете он имеет серый цвет, практически не люминесцирует. Битуминит, первоначально образующийся из водорослей и других организмов, встречается в виде комочков, линз и слоев разных размера и формы. Поскольку в исследованных разрезах битуминит — преобладающий мацерал, он будет определять процессы генерации УВ при оценке нефтематеринских свойств на рассматриваемой площади.

В группе битуминита можно выделить несколько разновидностей мацерала: «обычный» битуминит, «атипичный» битуминит и остатки органического вещества радиолярий. Эти мацералы имеют разную форму выделения, на основе чего можно сделать предположение об их различном происхождении.

«Обычный» битуминит (рис. 3, а, б) (bit) предположительно образуется из водорослей. Поскольку исходная водорослевая структура теряется очень рано, «обычный» битуминит чаще всего характеризуется как аморфное ОВ серого цвета [Пронина, 2021]. Как правило, на «обычный» битуминит в разрезах ТС исследуемой территории приходится основная доля ОВ (70–100%).

В настоящее время по замерам показателя отражения «обычного» битуминита можно рассчитать



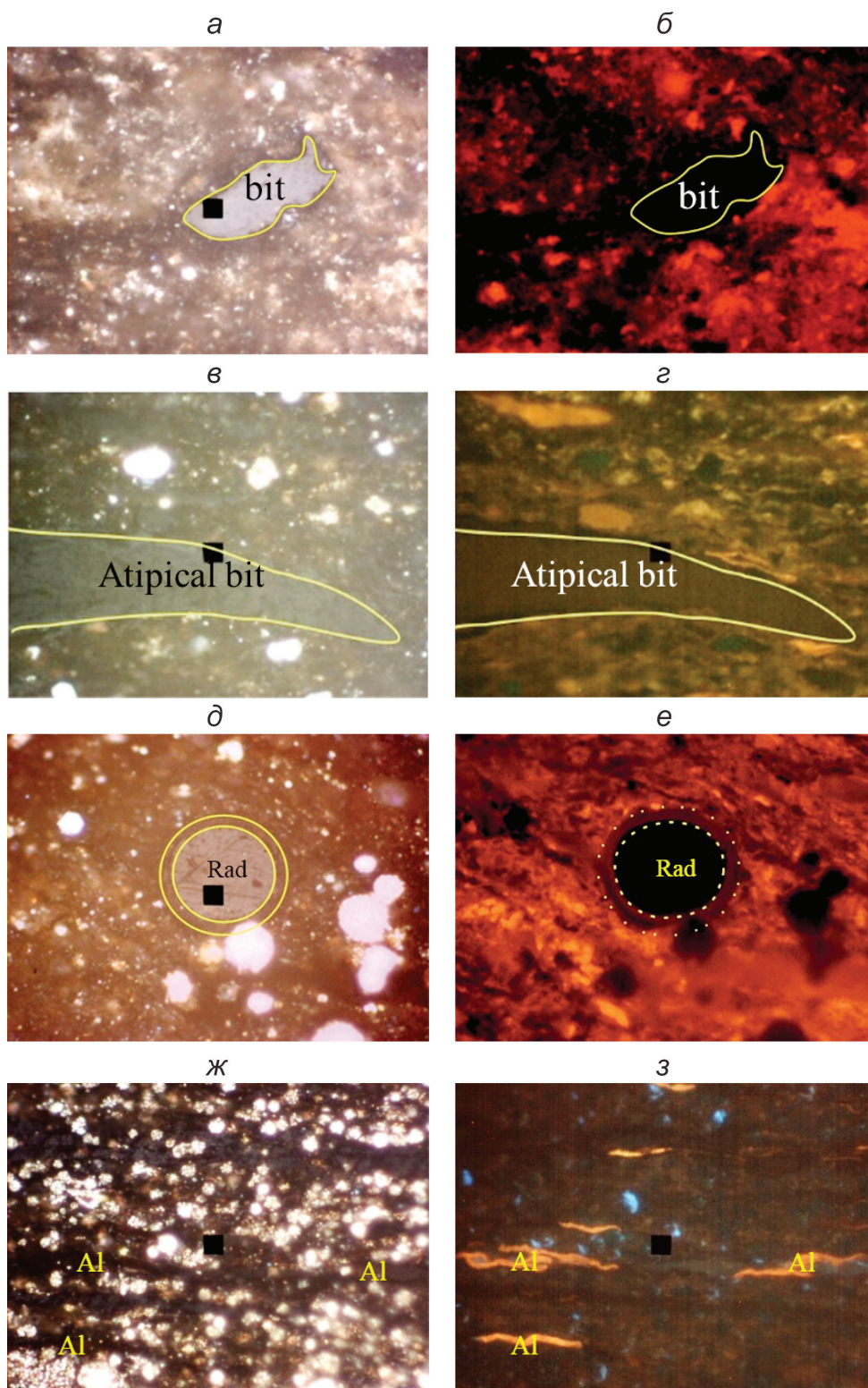


Рис. 3. Фото «Обычного» битуминита (bit, а, б); «атипичного» битуминита (Atypical bit, в, г); радиоларии (Rad, д, е); альгинита (Al, ж, з); (а, в, д, ж — простой отраженный свет; б, г, е, з — ультрафиолетовый свет)

эквивалентное значение отражательной способности витринита, для чего используется формула пересчета [Liu, 1994]. Однако на исследуемой территории размеры частиц слишком малы, что часто может приводить к погрешностям измерения, поэтому результаты таких замеров в работе не приводятся.

«Атипичный» битуминит (рис. 3, в, г) (Atypical bit), несмотря на схожесть с «обычным» битуминитом по углепетрографическим признакам, отличается

ся большими размерами, имеет вытянутую форму зерен и несколько отличающуюся закономерность изменения отражательной способности в процессе его преобразования. Вероятно, это связано с некоторыми различиями в природе исходного ОВ мацералов. Предположительно, «атипичный» битуминит — остатки планктонных водорослевых микроорганизмов. Изменения мацерала в процессе его преобразования и генерации углеводородных соединений и цвет исходного ОВ позволяют отнести его к группе битуминита.

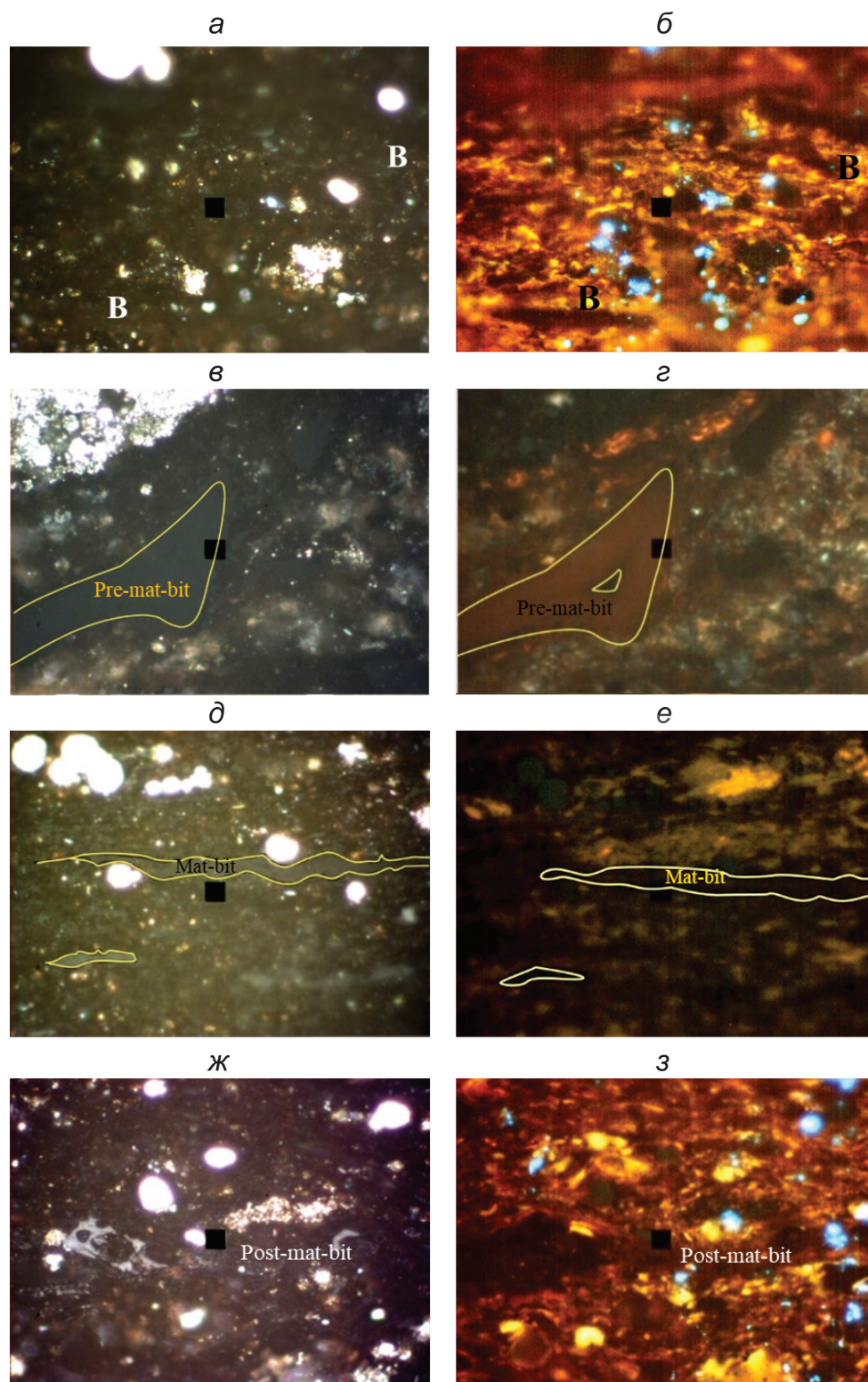
По «атипичному» битуминиту можно заме-

рять показатель отражения, однако он будет только качественно характеризовать зрелость ОВ, так как в настоящее время нет формулы пересчета получаемых значений на показатель отражения витринита.

Остатки органического вещества радиоларий (рис. 3, д, е) (Rad) представлены круглыми образованиями серого ОВ внутри остатков минерального скелета организмов. Обычно по ОВ радиоларий не измеряют показатель отражения, так как формула



Рис. 4. Фото битума (В, а, б); «обычного» битуминита на разных стадиях генерации: в, з — догенерационный «обычный» (Pre-mat-bit) битуминит; д, е — генерационный «обычный» (Mat-bit) битуминит; ж, з — постгенерационный «обычный» (Post-mat-bit) битуминит (а, в, д, ж — простой отраженный свет; б, з, е, з — ультрафиолетовый свет)



пересчета значений отсутствует, а количества встреченных частиц часто недостаточно для сбора статистически достаточного количества замеров.

*Альгинит* (А1, ОВ I типа) характеризуется повышенным содержанием водорода, имеет характерную водорослевую структуру, яркую люминесценцию в ультрафиолетовом (УФ) свете. Альгинит отсутствует в скважинах, в которых степень зрелости ОВ выше МК2. Такая его особенность позволяет предположить, что при достижении определенного температурного уровня альгинитовое вещество вырабатывает свой потенциал и теряет диагностические признаки. Кероген альгинитовых слоев имеет узкий диапазон генерации УВ, в отличие от керогена II типа, слагающего основную массу ОВ тутлеймской свиты [Булатов и др., 2021]. Альгинит может встречаться в виде прослоев или в виде единичных включений (рис. 3, ж, з).

*Битумы и битумные пленки* (В) (рис. 4, а, б) встречены в образцах повсеместно, в простом свете окрашивают породу в коричневый цвет, имеют

нечеткие контуры, в УФ свете они, как правило, характеризуются свечением разной интенсивности и цвета. Битумы присутствуют во многих образцах и имеют разнообразную форму [Пронина, 2021; Калмыков и др., 2019]. Пленки или примазки битумов составляют иногда все ОВ породы. Битумы могут находиться в виде оторочек вокруг битуминита или внутри вторичных пор как минеральной матрицы, так и отдельных мацералов.

**Преобразованность мацералов тутлеймской свиты в районе Ем-Еговской вершины.** Исследования показали, что даже в пределах одного аншлифа встречаются мацералы с разной степенью преобразованности. Установлено, что каждый мацерал в процессе созревания преобразуется по-разному и вступает в фазу генерации на разных грациях катагенеза соответственно, вносит разный вклад в процесс генерации нефтяных углеводородов. В исследуемых разрезах ТС ОБ находится в середине главной зоны нефтеобразования (грация катагенеза МК2), что позволяет оценить вовлеченность отдельных мацералов в процесс генерации нефти.

Приведем результаты определения отдельных мацералов в исследуемом разрезе и оценку их вовлеченности в процесс генерации нефтяных углеводородных соединений.

«Обычный» битуминит (рис. 4, в, г, д, е, ж, з) в исследуемых разрезах ТС встречается трех стадий зрелости: догенерационный (Pre-mature bit), генерационный (Mature-bit) и постгенерационный (Post-mature bit), который в литературе также называется твердый битум (solid bitum), SB — обуглероженная часть ОБ после генерации жидких УВ [Hackley et al., 2018]. Обычно SB очень малы [Калмыков и др., 2019], поэтому их невозможно наглядно выделить на фотографиях. Чаще всего в исследуемых образцах встречается постгенерационный «обычный» битуминит.

На рис. 4, в, г показан догенерационный битуминит. Контур зерна четкий, однако внутри зерна встречена вторичная пора, которая указывает на начало преобразования ОБ. В дальнейшем пора может заполниться ярко флюоресцирующим битумом, генерируемым мацералом. В ультрафиолетовом свете видно, что внутри и по контуру зерна битум еще отсутствует. На рис. 4, д, е представлен мацерал генерационный. Контур зерна имеет неровный, кружевной характер, само зерно уменьшается и утончается, внутри прослеживаются трещины. В УФ свете видны «битумные пленки» по контуру зерна и в окружающем мактриксе. На рис. 4, ж, з видны только остатки зерна (в виде мелких белых вкраплений) и ярко люминесцирующие битумные пленки, т.е. основную часть углеводородных соединений мацерал уже сгенерировал. Белый цвет остатков в отраженном свете объясняется их сильной обуглероженностью. Углеводородные части структуры керогена отделились от исходного мацерала в процессе генерации битума. Замерить показатель отражения мацерала на приведенных фото не удалось из-за маленького размера зерен битуминита, однако диагностировать степень преобразованности мацерала можно по описанным внешним признакам.

На фото наблюдается изменение флюоресценции мацерала с изменением степени зрелости от темно-коричневых оттенков у слабозрелого битуминита до отсутствия флуоресцентных свойств у более зрелого битуминита и твердого битума. Такая

же закономерность установлена для «атипичного» битуминита. Отметим, что флюоресцирует не сам мацерал, а выделившиеся из него и сорбированные на его поверхности углеводородные соединения. Изменение битуминита в процессе его преобразования и различия в флюоресценции соответствуют изменениям, установленным зарубежными исследователями, например, в породах формации Сланец Нью-Олбани (New Albany Shale) [Mastalerz et al., 2018].

«Атипичный» битуминит на грации катагенеза МК2 встречается догенерационный и генерационный. Созревание «атипичного» битуминита начинается от краев зерна к центру, что можно заметить по зональной флюоресценции выделившихся УВ соединений, теряющей интенсивность к центру зерна (рис. 5, а, б). Показатель отражения «атипичного» битуминита, приведенного на фото, равен 0,2%. Контур зерна четкий, вторичная пористость отсутствует, по краю зерна наблюдается флюоресцирующий выделившийся битум. С увеличением зрелости у мацерала появляется вторичная пористость (как у «обычного» битуминита), битумы могут находиться внутри вторичных пор (рис. 5, в, г), контур зерна теряет четкие очертания. Показатель отражения «атипичного» битуминита на рис. 5 в, г составляет 0,24%.

Остатки мягкого тела радиолярий на стадии МК2 представлены серым исходным (догенерационным) веществом, флюоресценция отсутствует (рис. 5, д, е). Следовательно, можно предполагать, что генерация углеводородных соединений еще не началась.

Встреченный в породах альгинит — генерационный. Выделившиеся битумы ярко люминесцируют в оттенках желто-оранжевого цвета (рис. 5, ж, з), в отраженном свете имеют коричневый цвет (за счет битума). В отдельных случаях в породах могут встречаться редкие частицы витринита. Подобный алигинит, называемый ламальгинитом и талальгинитом, обнаружен американскими исследователями [Kus et al., 2017] в образцах нефтематеринских свит из Германии, Китая и Перу.

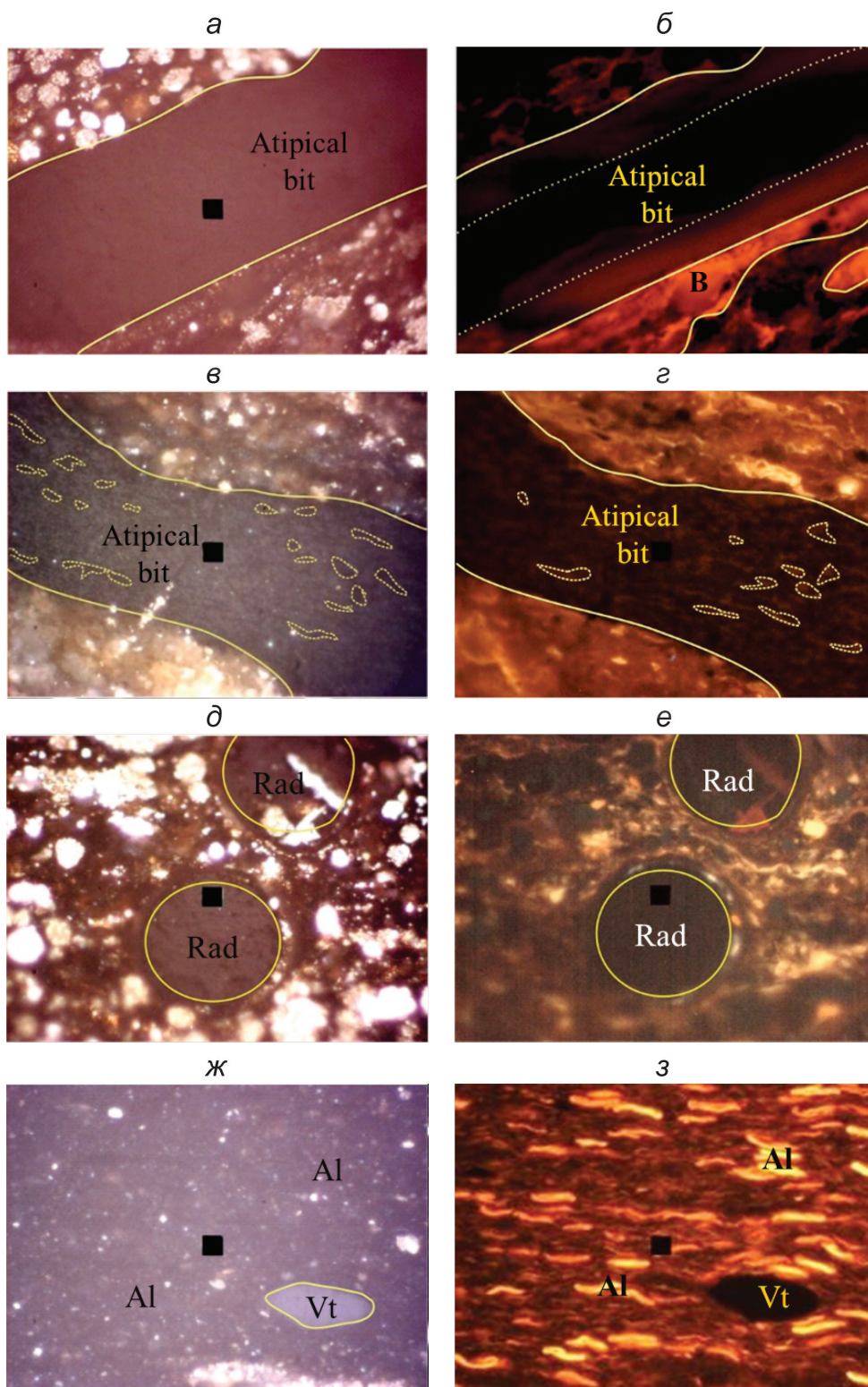
На основе полученных результатов можно сделать вывод о порядке вступления мацералов в фазу генерации: раньше всех вступает альгинит, затем «обычный» битуминит, затем «атипичный» битуминит, и последним ОБ мягкого тела радиолярий.

**Преобразованность мацералов тутлеймской свиты после эксперимента по лабораторному моделированию созревания органического вещества.** Так как степень зрелости изучаемых образцов соответствует грации катагенеза МК2, для того, чтобы проанализировать дальнейшее преобразование мацералов проведены эксперименты по лабораторному моделированию катагенетического созревания пород.

Результаты исследования образцов после гидротермального воздействия показали, что водородный индекс понизился с 300–600 до 100–320 мг УВ/г ТОС, параметр  $T_{\max}$  увеличился с 430–440 до



Рис. 5. Фото «атипичного» битуминита на разных стадиях генерации: *а, б* — догенерационный «атипичный» битуминит; *в, г* — генерационный «атипичный» битуминит; радиоларии (*д, е*); зерна витринита в альгинитовом прослое (*ж, з*); *а, в, д, ж* — простой отраженный свет; *б, г, е, з* — ультрафиолетовый свет



440–450 °С (рис. 6). Можно считать, что градиация катагенеза для образцов после эксперимента увеличилась до МКЗ, т.е. ОВ приближается к концу главной зоны нефтеобразования.

У всех прогретых образцов наблюдаются схожие изменения ОВ. На рис. 7, *а, б* показан исходный образец, в нем выделяются прослой постгенерационного битуминита и зерно генерационного «обычного» битуминита, выделившийся битум люминесцирует в оттенках оранжевого цвета. На рис. 7, *в, г* (после

прогрева) видно, как вокруг зерна образовалась битумная пленка, интенсивно флюоресцирующая красно-оранжевым цветом, в таких же тонах цвета люминесцирует канал, по которому углеводородные соединения мигрируют по породе, на рис. 7, *а, б* следы миграции отсутствуют. На рис. 7, *д, е* выделяется прослой постгенерационного битуминита. После прогрева выделившийся из мацерала битумы светятся в УФ свете ярко-голубым и синим. В образцах до прогрева битум люминесцировал в оттенках



Рис. 6. Модифицированная диаграмма Ван-Кревелена для изучаемых образцов до и после теплового воздействия

желто-оранжевого цвета (рис. 8, а, б). Необходимо отметить, что голубая флюоресценция битума появляется как у прослоев из органического вещества, так и при распределении битумов по всей породе (рис. 8, в, г).

В результате эксперимента удалось проследить изменения, происходящие с «атипичным» битуминитом. До прогрева на градиции катагенеза МК2 мацерал был в основном догенерационным и представлял собой зерна с ровным контуром и мелкими вторичными порами внутри зерна (рис. 8, д, е). После прогрева контур зерна мацерала потерял свои изначальные четкие очертания, от исходного ОВ остались лишь незначительные фрагменты, окруженные ярко флюоресцирующим в ультрафиолетовом свете битумом (рис. 8, ж, з). Можно предполагать, что в результате прогрева мацерал приобрел постгенерационный вид. Цвет люминесценции углеводородных

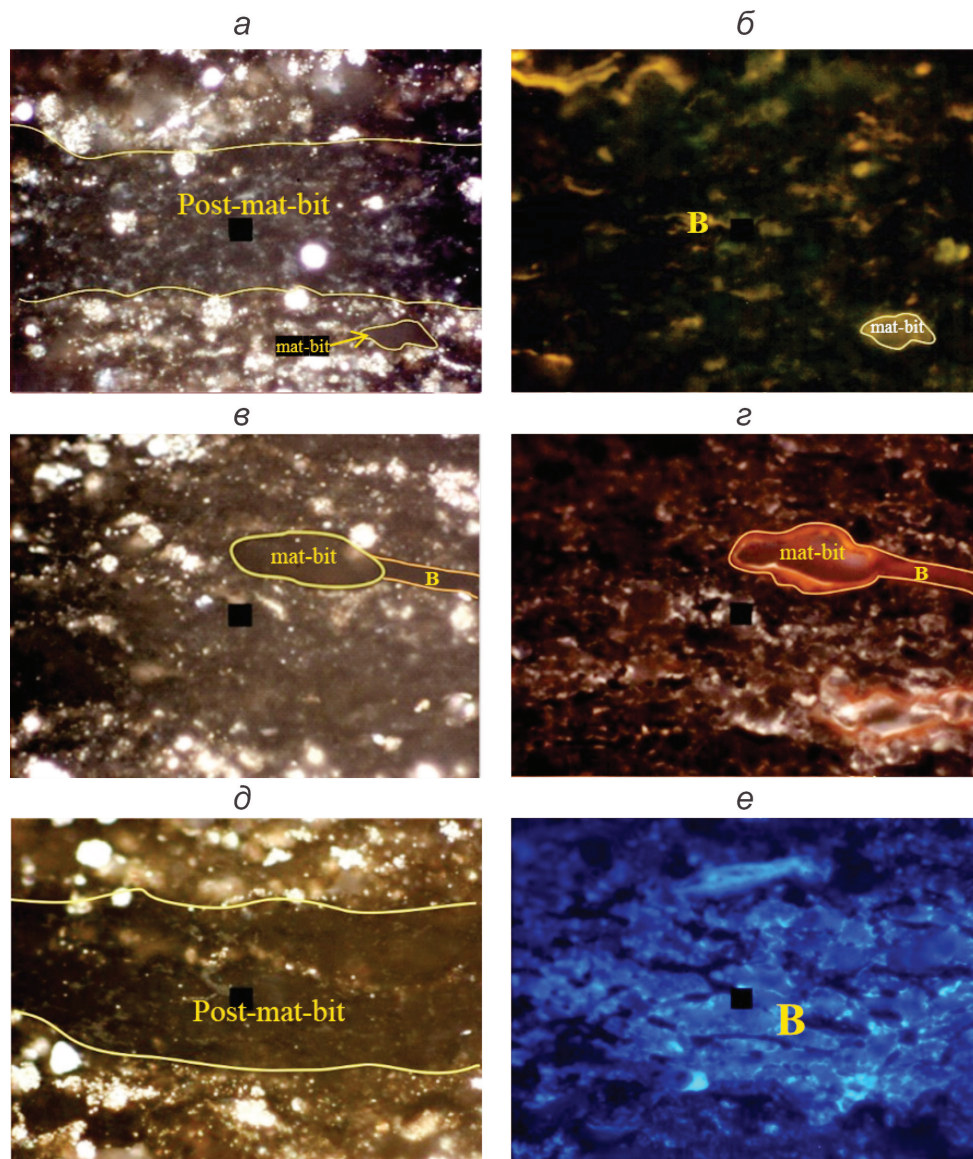
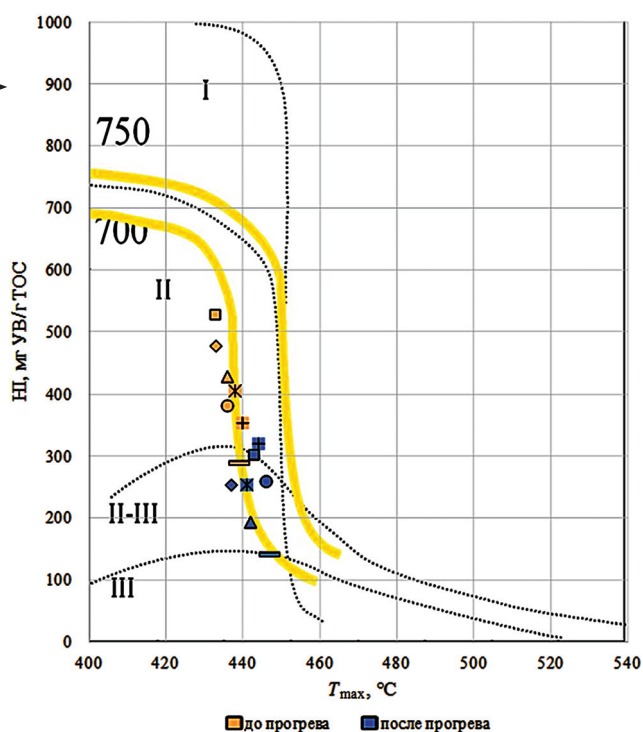
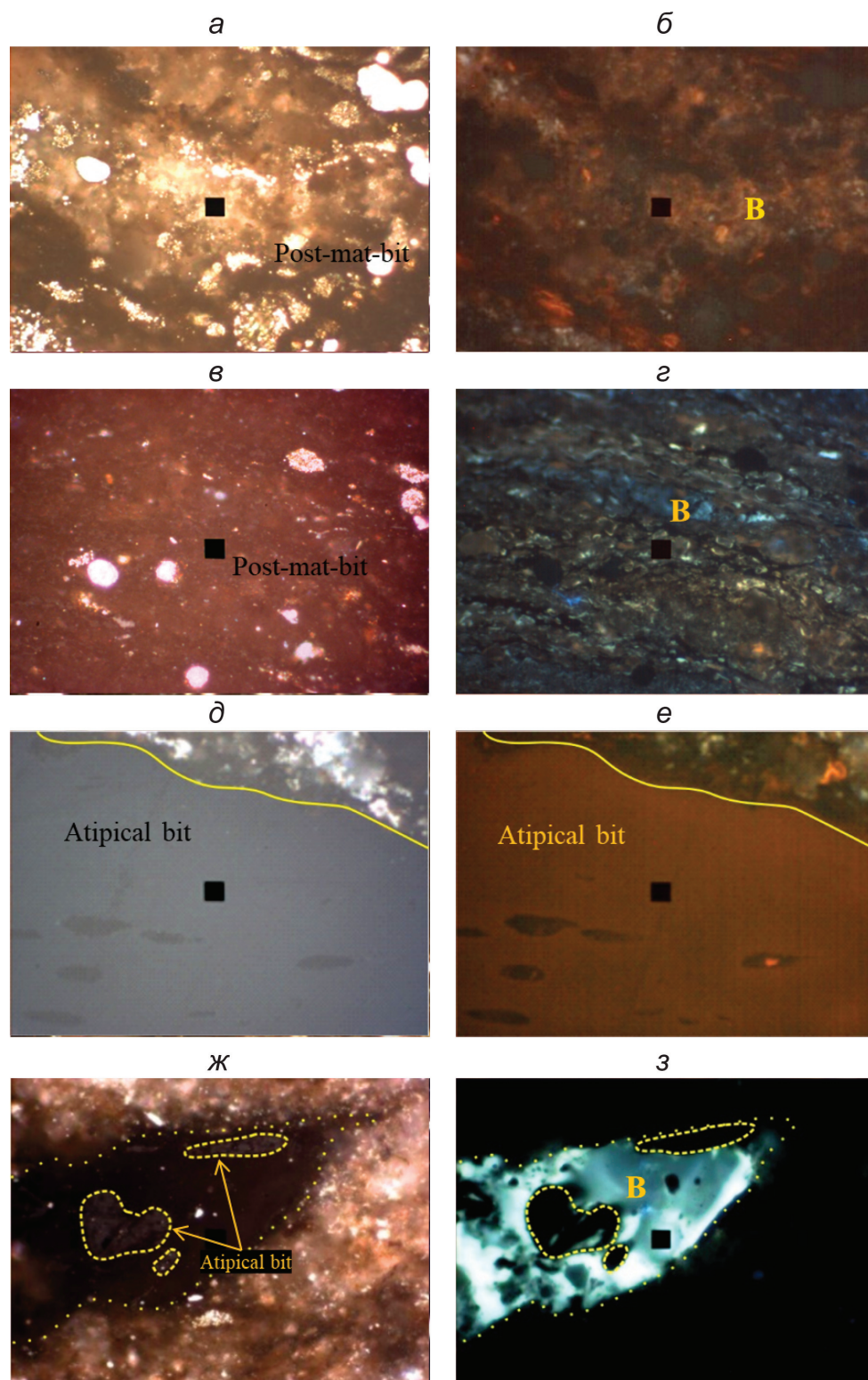


Рис. 7. Фото изменения «обычного» битуминита после температурного прогрева: а, б — до прогрева, прослой постгенерационного «обычного» битуминита и зерно генерационного битуминита; в, г — после прогрева, зерно генерационного «обычного» битуминита; д, е — после прогрева, постгенерационный «обычный» битуминит (а, в, д — простой отраженный свет; б, г, е — ультрафиолетовый свет)

Рис. 8. Фото изменения «обычного» битуминита после температурного прогрева: *а, б* — до прогрева, постгенерационный «обычный» битуминит и битум; *в, г* — после прогрева, постгенерационный «обычный» битуминит и битум; изменения «атипичного» битуминита после температурного прогрева; *д, е* — до прогрева, генерационный «атипичный» битуминит; *ж, з* — после прогрева, постгенерационный «атипичный» битуминит, битум (*а, в, д, ж* — простой отраженный свет; *б, г, е, з* — ультрафиолетовый свет)



соединений, генерируемых «атипичным» битуминитом, голубой.

В отличие от частиц «обычного» и «атипичного» битуминита, остатки ОВ радиоларий после прогрева не изменились, представлены исходным веществом серого цвета. Это может быть связано с недостаточным количеством приложенной энергии. Другое объяснение — влияние скелета организмов, который может выступать в качестве ингибитора процесса созревания ОВ и замедлять генерацию

битума из мацерала. Эти предположения требуют проверки.

Остатки альгинита, встреченные в незначительном количестве, представляют собой битум, ярко флюоресцирующий в оттенках оранжевого цвета (рис. 9). Так как до прогрева (рис. 9, *а, б*) альгинит уже практически выработал свой генерационный потенциал, после прогрева изменения практически не произошли. Углеводородные соединения, выделившиеся из мацерала, сохранились в породе,



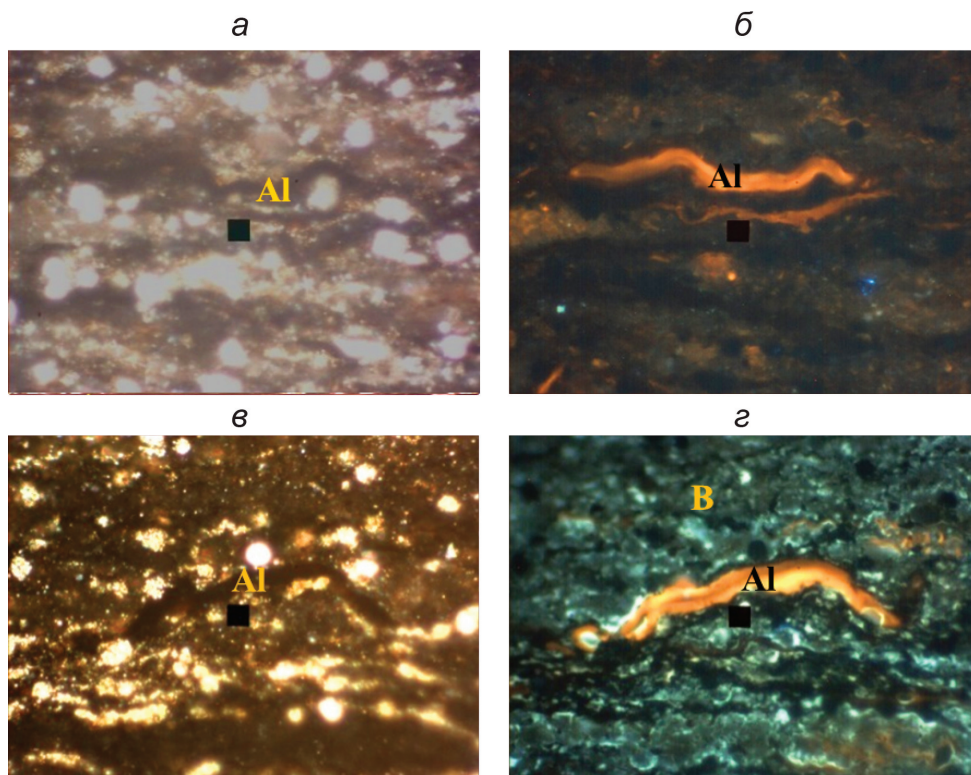


Рис. 9. Фото изменения альгинита после температурного прогрева: *а, б* — до прогрева, альгинит; *в, г* — после прогрева, альгинит и битум (*а, в* — простой отраженный свет; *б, г* — ультрафиолетовый свет)

и поскольку их цвет в ультрафиолетовом свете не изменился, можно предположить, что они не подверглись дальнейшему преобразованию. Битум, находящийся в породе, так же, как и в рассмотренных ранее образцах, флуоресцирует в оттенках голубого (рис. 9, *в, г*).

Во всех изученных образцах отметим изменение флуоресценции битумов с оранжевого на голубой цвет. Подобные изменения могут говорить о более легком составе углеводородных соединений, генерируемых в процессе прогрева, по сравнению с битумами исходных образцов. Так как на пласт в природных условиях действует аномально высокое пластовое давление, при достаточной проницаемости пород может происходить миграция в зоны пониженного давления. Можно предположить, что легкие углеводородные соединения, люминесцирующие голубым, в исследуемых породах ТС формировались на ранних стадиях преобразования ОВ и могли мигрировать в вышележащие интервалы.

Эксперимент по прогреву позволил изучить изменение «атипичного» битуминита, который на стадии МК2 был слабо преобразован до постгенерационного вида. Мацерал генерирует основную часть углеводородных соединений только в конце главной зоны нефтеобразования. Так как зерна мацерала большие и могут присутствовать в породах ТС на исследуемой территории в значительном количестве (до 30%), оценка генерационного потенциала «атипичного» битуминита важна для оценки общего потенциала ОВ рассматриваемых отложений.

**Заключение.** Полученные результаты наглядно иллюстрируют мацеральный состав пород ТС,

а также показывают, как преобразуются мацералы в процессе созревания. Установлено, что ОВ свиты представлено преимущественно пятью мацералами: «обычным» битуминитом, «атипичным» битуминитом, остатками мягкого тела радиолярий, альгинитом и витринитом. Также выделены битумные пленки — продукты преобразования различных мацералов. Их наличие в образцах служит признаком начавшейся трансформации ОВ. Установлено, что на градации катагенеза МК2 встречается «обычный» битуминит трех стадий зрелости: догенерационный, генерационный и постгенерационный. Последний значительно преобладает. Встречен догенерационный и генерационный «атипичный» битуминит. Остатки органического вещества радиолярий представлены догенерационным исходным ОВ. Альгинит полностью генерационный.

Эксперимент по прогреву пород ТС позволил получить постгенерационный «атипичный» битуминит. Мацерал вносит значительный вклад в процессы генерации углеводородных соединений только в конце главной зоны нефтеобразования. Выявлено, что ОВ радиолярий после эксперимента все еще представлено исходным веществом. Также выявлено изменение флуоресцентных свойств генерируемого битума, что может указывать на образование новых легких соединений.

На основе полученных результатов выявлен порядок вступления мацералов в фазу генерации: раньше всех вступает альгинит, затем «обычный» битуминит, далее «атипичный» битуминит, последним ОВ радиолярий.

В дальнейшем планируется поставить ряд экспериментов, которые помогут бы проследить поэтапное преобразование «атипичного» битуминита, вывести формулу пересчета его показателя отражения на витринит, а также проследить, как и на какой градации катагенеза преобразуется ОВ радиолярий.



## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баженова Т.К. Элементы региональной органической геохимии и раздельный прогноз нефте- и газоносности регионов // Георесурсы. 2021. Т. 23, № 2. С. 35–43.
- Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Соколов Б.А., Хаин В.Е. Геология и геохимия нефти и газа. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 384 с.
- Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. и др. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность) // Тр. Ин-та геологии и геофизики. № 649. Новосибирск: Наука, 1986. С. 27–31.
- Булатов Т.Д., Козлова Е.В., Пронина Н.В. и др. Кероген I типа в породах баженовской свиты Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 6. С. 111–118.
- Вассоевич Н.Б., Тимофеев П.П. Нефтематеринские свиты и признаки их диагностики. М.: Наука, 1979. 264 с.
- Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В. и др. Молекулярные параметры катагенеза органического вещества пород баженовской свиты Томской области // Геология нефти и газа. 2004. № 5. С. 53–59.
- Гурари Ф.Г., Девятков В.П., Демин В.И. и др. Геологическое строение и нефтегазоносность нижней–средней юры Западно-Сибирской провинции. Новосибирск: Наука, 2005. 156 с.
- Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. М: ГЕОС, 2017. 247 с.
- Калмыков А.Г., Карпов Ю.А., Топчий М.С. и др. Влияние катагенетической зрелости на формирование коллекторов с органической пористостью в баженовской свите и особенности их распространения // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 2. С. 159–171.
- Кирюхина Т.А., Фадеева Н.П., Ступакова А.В. и др. Доманиковые отложения Тимано-Печорского и Волго-Уральского бассейнов // Геология нефти и газа. 2013. № 3. С. 76–87.
- Козлова Е.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А. и др. Технология исследования геохимических параметров органического вещества керогеносыщенных отложений на примере баженовской свиты (Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 5. С. 44–53.
- Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
- Лопатин Н.П., Емец Т.П. Пиролиз в нефтяной геологии. М.: Наука, 1987. 143 с.
- Постников А.В., Гутман И.С., Постникова О.В. и др. Разномасштабные исследования геологической неоднородности баженовской свиты как основа для оценки ее углеводородного потенциала // Нефтяное хоз-во. 2017. № 3. С. 8–11.
- Пронина Н.В., Вайтхович А.П. Прямые признаки нефтеобразования в породах баженовской свиты // Георесурсы. 2021. Т. 23, № 2. С. 152–157.
- Санникова И.А., Ступакова А.В., Большакова М.А. и др. Региональное моделирование углеводородных систем баженовской свиты в Западно-Сибирском бассейне // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 2. С. 203–212.
- Топчий М.С., Пронина Н.В., Калмыков А.Г. и др. Распределение органического вещества в породах баженовской высокоуглеродистой формации // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 2. С. 46–57.
- Филина С.И., Корж М.В., Зонн М.С. Палеогеография и нефтегазоносность баженовской свиты Западной Сибири. М.: Недра, 1984. 36 с.
- Штах Э., Маковски М.-Т., Тейхмюллер М. и др. Петрология углей. М.: Мир, 1978. 554 с.
- Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Занин Ю.Н. и др. Особенности формирования баженовской свиты при переходе от юры к мелу в центральной части Западной Сибири // Литосфера. 2015. № 3. С. 17–32.
- Curiale J.A., Curtis J.B. Organic geochemical applications to the exploration for source-rock reservoirs—A review // J. Unconventional Oil and Gas Resources. 2016. Vol. 13. P. 1–31.
- Espitalie J., Bordenave M.L. Rock-Eval pyrolysis // Appl. Petrol. Geochem. P.: Technip ed., 1993. P. 237–361.
- Hackley P.C., Cardott B.J. Application of organic petrography in North American shale petroleum systems: A review // Intern. J. Coal Geol. 2016. Vol. 163. P. 8–51.
- Hackley P.C., Valentine B.J., Hatcherian J.J. On the petrographic distinction of bituminite from solid bitumen in immature to early mature source rocks // Intern. J. Coal Geol. 2018. Vol. 196. P. 232–245.
- Kus J., Araujo C.V., Borrego A.G. et al. Identification of alginite and bituminite in rocks other than coal. 2006, 2009, and 2011 round robin exercises of the ICCP Identification of Dispersed Organic Matter Working Group // Intern. J. Coal Geol. 2017. Vol. 178. P. 26–38.
- Lui D.H., Shi J.C. Evaluation of early Paleozoic carbonate source rocks // Natural Gas Industry. 1994. Vol. 14, N 6. P. 32–36.
- Mastalerz M., Drobnia A., Stankiewicz A. B. Origin, properties, and implications of solid bitumen in source-rock reservoirs: a review // Intern. J. Coal Geol. 2018. Vol. 195. P. 14–36.
- Pickel W., Kus J., Flores D. et al. Classification of liptinite–ICCP System 1994 // Intern. J. Coal Geology. 2017. Vol. 169. P. 40–61.
- Stock A. T., Litke R., Schwarzbauer J. et al. Organic geochemistry and petrology of Posidonia Shale (Lower Toarcian, Western Europe) — The evolution from immature oil-prone to overmature dry gas-producing kerogen // Intern. J. Coal Geology. 2017. Vol. 176. P. 36–48.
- Wu L., Geng A., Wang P. Oil expulsion in marine shale and its influence on the evolution of nanopores during semi-closed pyrolysis // Intern. J. Coal Geol. 2018. Vol. 191. P. 125–134.

Поступила в редакцию 26.06.2021

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021

УДК 553.983

М.С. Тихонова<sup>1</sup>, А.Г. Калмыков<sup>2</sup>, Д.А. Иванова<sup>3</sup>, О.В. Видищева<sup>4</sup>,  
Г.А. Калмыков<sup>5</sup>, Р.Б. Борисов<sup>6</sup>

## МОДЕЛЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СОЕДИНЕНИЙ В ПУСТОТНОМ ПРОСТРАНСТВЕ БАЖЕНОВСКОГО ГОРИЗОНТА

ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

Фонд «Национальное интеллектуальное развитие», 119234, Москва, Ломоносовский проспект, 27, стр. 1

ФГБУП «Ордена Трудового Красного Знамени Институт нефтехимического синтеза им. А.В. Топчиева РАН»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинский проспект, 29

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

A.V. Topchiev Institute of Petrochemical Synthesis RAS, 119991, Moscow, GPS-1, Leninskii prospect, 29

Fund «National intellectual development», 119234, Moscow, Lomonosovskii prospect, 27, bd. 1

Приведены результаты изучения молекулярного состава углеводородных соединений (УВС) в открытых и закрытых порах нефтематеринских пород баженовского горизонта. Исследования показали, что использование растворителей разной полярности позволяет доизвлекать УВС как из открытых, так и из закрытых пор образцов пород, а их состав систематически отличается как по распределению нормальных алканов, так и по величинам биомаркерных параметров, характеризующих зрелость и условия осадконакопления. Показано, что УВС в открытых порах более термически преобразованы, чем УВС закрытых пор, и в обоих случаях зрелость может снижаться в запечатанных порах, особенно в запечатанных смолисто-асфальтовыми соединениями, растворимыми спиртобензолом. Значения таких параметров, как Pr/Ph и dia/(dia+reg) C27, закономерно выше для битумоидов открытых пор, но значения C29/C30 и H35S/H34S значительно выше в битумоидах из закрытых пор и могут варьировать в запечатанных порах относительно открытой части пространства.

Предложена уточненная модель распределения УВС в поровом пространстве, которая характеризуется наличием остаточных легких УВС в открытых порах, а также двумя видами запечатанных пор, в которых УВС блокированы разными по составу смолисто-асфальтовыми соединениями как в открытом, так и в закрытом поровом пространстве.

**Ключевые слова:** высокоуглеродистые формации, баженовская свита, модель порового пространства, хромато-масс-спектрометрия, биомаркерный анализ.

The article provides the results of the hydrocarbon compounds (HCS) molecular composition in open and closed pores of the Bazhenov horizon source rocks studying. Extraction with solvents of different polarity allows to withdraw additional HCS from both open and closed pores of rock samples, and their composition systematically differs both in the distribution of normal alkanes and in the values of biomarker parameters characterizing the maturity and sedimentary conditions. HCS in open pores is more thermally matured than HCS in closed pores, and in both cases, maturity can decrease in blocked pores, especially in those sealed with soluble in alcohol-benzene resins-asphaltenes. The values of parameters Pr/Ph and dia/(dia+reg)C27 are higher for bitumen in open pores, but the values of C29/C30 and H35S/H34S are much higher for bitumen in closed pores, and can vary in blocked pores with respect to the open ones. As a result, a improved model of HCS distribution in the pore space was proposed, which shows the presence of residual light HCS in open pores, as well as two types of blocked pores, in which HCS are sealed by different resins-asphaltenes in both open and closed pore spaces.

**Keywords:** high-carbon formations, Bazhenov formation, pore space model, gas chromatography-mass spectrometry, biomarker analysis

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, вед. инженер; e-mail: mgtikhonova@gmail.com

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ст. науч. с., канд. хим. н.; e-mail: a.g.kalmykov@gmail.com

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, вед. инженер; e-mail: dane4ka.ivanova@yandex.ru

<sup>4</sup> Фонд «Национальное интеллектуальное развитие», геолог; e-mail: vid6877@yandex.ru

<sup>5</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор, док. геол.-мин. н.; e-mail: gera64@mail.ru

<sup>6</sup> Институт нефтехимического синтеза имени А.В. Топчиева РАН, вед. науч. с., канд. хим. н.; e-mail: borisov@ips.ac.ru

**Введение.** Баженовский горизонт, в который входят баженовская свита (БС) и ее стратиграфические аналоги, распространена на территории Западной Сибири и характеризуется повышенным содержанием органического вещества (ОВ), в том числе керогена (твердое нерастворимое в органических растворителях ОВ), из которого в процессе геологической эволюции генерируются нефть и газ. В результате горизонт представляет собой нефтегазоматеринскую толщу. После генерации часть углеводородных соединений (УВС) мигрирует по разрезу и насыщает резервуары, однако в породах сохраняется часть сгенерированных УВС, а также аккумулярованные самими породами УВС. При этом проницаемость пород низкая, а пористость большинства пород редко достигает 2%. Сложное строение формации, изменчивость по площади вкупе с низкой пористостью и проницаемостью создают дополнительные сложности при разработке толщ [Калмыков, Балушкина, 2017; Ступакова и др., 2015].

УВС баженовской свиты представляют собой легкую подвижную фракцию нефти наряду с тяжелыми и малоподвижными смолисто-асфальтевыми соединениями. На количество и соотношение разных УВС влияют не только исходные обстановки осадконакопления и первичные диа- и катагенетические процессы, но и вторичные процессы преобразования пород, способствующие формированию нового порового пространства (в том числе коллекторских интервалов) внутри толщ [Кирюхина и др., 2015;

Хотылев и др., 2019]. Согласно работе Г.А. Калмыкова и Н.С. Балушкиной [2017], открытое поровое пространство содержит подвижную нефть, УВС могут свободно перемещаться, происходят процессы миграции и смешения. Часть порового пространства блокируют смолисто-асфальтевые УВС, запечатывая подвижную часть нефти, так формируются запечатанные поры [Билибин и др., 2015].

Закрытая пористость формируется в матрице в момент седиментации пород, после чего закрытые поры могут переходить в открытые в результате процессов преобразования пород, в частности, растворения отдельных минералов, изменения размеров и формы глинистых минералов и керогена, других процессов. УВС в закрытых порах не могут перемещаться в объеме породы без разрушения минеральной матрицы. Наличие различных пор, поровых каналов малого диаметра, обуславливает низкую проницаемость, это позволило С.И. Билибину с соавторами [2015] предположить, что битумоиды, заполняющие поровое пространство, могут распределяться неоднородно, а часть УВС находится в связанном состоянии и блокирует часть пор. В результате была предложена модель заполнения порового пространства (рис. 1).

Существующая модель порового пространства предполагает, что все УВС в открытом поровом пространстве подвижны, а УВС закрытых и запечатанных пор одинаково. В то же время наличие неподвижных УВС и тяжелых смолисто-асфальте-



Рис. 1. Модель заполнения пустотного пространства, по [Билибин и др., 2015]



новых соединений позволяет предполагать, что сорбированные УВС и блокирующие поры УВС могут различаться. Существует предположение, что часть легких УВС может сорбироваться на поверхности керогена, и они не будут подвержены миграции. В то же время модель не рассматривает влияние степени катагенетической преобразованности пород на распределение УВС в поровом пространстве.

Основная методика извлечения УВС — экстракция образцов различными растворителями. Работы по изучению состава УВС в открытых и закрытых порах проводили многие исследователи [Sajó et al., 1983; Price, Clayton, 1992; Wilhelms, 1996; Костенко, 2014; Mohnhoff et al., 2016; Конторович и др., 2018]. Результаты исследований показали, что возможны различия в составе УВС в разных частях порового пространства. Эти различия могут свидетельствовать о протекании ряда вторичных процессов во время и после генерации УВС, происходивших в породах, запечатывании пор на определенных этапах геологической эволюции территории, возможных различиях в скорости преобразования ОВ в разных участках порового пространства.

Ранее нами было показано, что гексан позволяет извлекать УВС из открытых пор, состав которых близок к составу добываемой нефти. После растворения смолисто-асфальтеновых соединений хлороформом в породах все еще остаются запечатанные поры, а блокирующие их смолисто-асфальтеновые соединения растворяются только в более полярном растворителе — спиртобензоле [Тихонова и др., 2019].

Использование трех разных по полярности и растворяющей способности растворителей (ступенчатая экстракция) позволяет выделить подвижную часть УВС в открытых порах (охарактеризовать УВС, соответствующие добываемой нефти из традиционных и нетрадиционных коллекторов); УВС, блокированные смолисто-асфальтеновыми соединениями, и УВС закрытых пор. Хромато-масс-спектрометрические исследования полученных экстрактов дают возможность изучать различия в составе УВС и делать предположения о процессах заполнения порового пространства в ходе геологической эволюции пород, отслеживать механизмы генерации, миграции и аккумуляции различных соединений.

В статье приведены результаты исследования УВС, извлеченных из открытых, запечатанных и закрытых пор пород баженовского горизонта. Цель работы — выявление особенностей распределения УВС в объеме пород и оценка влияния процессов, протекавших на начальных стадиях катагенетического преобразования пород, на их количество и состав. Кроме того, стояла задача оценить достоверность предложенной ранее модели.

**Материалы и методы исследований. Исследованные образцы.** Исследованы образцы пород из нескольких скважин разреза баженовского горизонта, находящихся на разных месторождениях Западно-Сибирского нефтяного бассейна. Принципиальное

различие между ними заключается в разной степени катагенетической преобразованности ОВ: в скважине А — ПКЗ, в скважине Б — МК1-2, в скважине В — МК2 (по данным измерений Rock-Eval). Скважины, в которых более высокая степень преобразованности ОВ, не рассматривали, так как процессы преобразования могли протекать как в результате длительного прогрева пород при повышенной температуре, так и вследствие кратковременного гидротермального воздействия.

Установить характер прогрева в настоящее время не представляется возможным, поэтому образцы из таких скважин мы не изучали. Образцы отбирали по всему разрезу баженовского горизонта. Для исключения влияния литологического состава пород исследования не проводились на образцах из литотипов с повышенным содержанием карбонатного материала, радиоляритов или интервалов с содержанием керогена, существенно превышающим среднее значение по разрезу.

**Методики исследования.** Исследуемые образцы экстрагировали по методике ступенчатой экстракции, подробно описанной в статье М.С. Тихоновой с соавторами [2019]. В качестве растворителей использовали гексан, хлороформ и спиртобензол. Экстракцию выполняли последовательно сначала на цилиндрических образцах размером 30×30 мм для изучения УВС в открытых порах, после чего образец дробили, последовательная экстракция проводилась уже на порошке.

Состав основных алкановых и полициклических биомаркеров метаново-нафтенной фракции (мальтенов) определяли методом хромато-масс-спектрометрии (ХМС). Хромато-масс-спектрометрический анализ выполняли на газовом хроматографе ThermoQuest Trace GC, соединенном со спектрометром Finnigan MAT900. Условия газохроматографического анализа: газ-носитель — гелий, скорость потока 30 см/с при 100 °С. Капиллярная кварцевая колонка имеет размер 30 м×0,25 мм (внутренний диаметр) со слоем толщиной 15 мкм фазы DB-1701 (14%-й цианопропилфенилсиликон). Температурная программа — нагрев с 50 до 320 °С со скоростью 3 °С/мин и последующим удержанием 30 мин. Общая длительность программы 2 ч. Условия масс-спектрометрического анализа: электронная ионизация 70 эВ (EI), диапазон масс 50–800 AMU, скорость сканирования — до 2000 AMU/с, температура ионного источника 250 °С. Полученные хроматограммы обрабатывали с помощью программы Xcalibur.

**Результаты исследований и их обсуждение.** Проведенные исследования позволили установить, что как в открытых, так и в закрытых порах битумоиды последовательно извлекаются гексаном, хлороформом и спиртобензолом. На основании данных предыдущих работ было выдвинуто предположение, что извлекаемые гексаном УВС характеризуют не блокированное поровое пространство — молекулы

потенциально могут свободно по нему перемещаться. Хлороформ извлекает часть УВС из запечатанных пор, спиртобензол извлекает остальные УВС, что подтверждается результатами пиролиза. Мы используем следующие обозначения: ОП — открытые поры, ЗП — закрытые. По названию растворителя характеризуется положение УВС в отдельных участках порового пространства.

**Масса полученных экстрактов.** Масса битумоидов, полученных в ходе ступенчатой экстракции, может существенно варьировать от ~0,05 до 1,2 г (рис. 2). В целом количество полученного битумоида не зависит от катагенетической преобразованности пород исследуемых скважин. При этом у образцов из скважин А и Б наибольшим количеством выхода УВС характеризуется хлороформенный экстракт ОП. А в образцах из скважины В разница между массами экстрактов разных ступеней не столь существенна. Отметим, что в отдельных образцах масса экстрактов из закрытых пор в целом может быть как ниже, так и существенно превышать массу битумоидов, полученных из открытых пор. Таким образом, количество УВС, извлекаемых из закрытых пор, существенно, что при разнице молекулярного состава УВС открытых и закрытых пор может повлиять на интерпретацию масс-хроматографических данных, полученных путем одноступенчатой экстракции.

По результатам разделения битумоидов на мальтены и асфальтены установлено, что от экстрактов из открытых пор к экстрактам из закрытых пор снижается доля мальтеновой фракции. Эта тенденция характерна для образцов из всех трех исследуемых скважин, однако с увеличением зрелости ОВ происходит небольшое увеличение отношения мальтенов к асфальтенам в УВС из закрытых пор.

**Нормальные алканы.** Характер распределения н-алканов меняется в зависимости от этапа экстракции для образцов из каждой скважины. Для незрелых УВС из скважины А характерно смещение

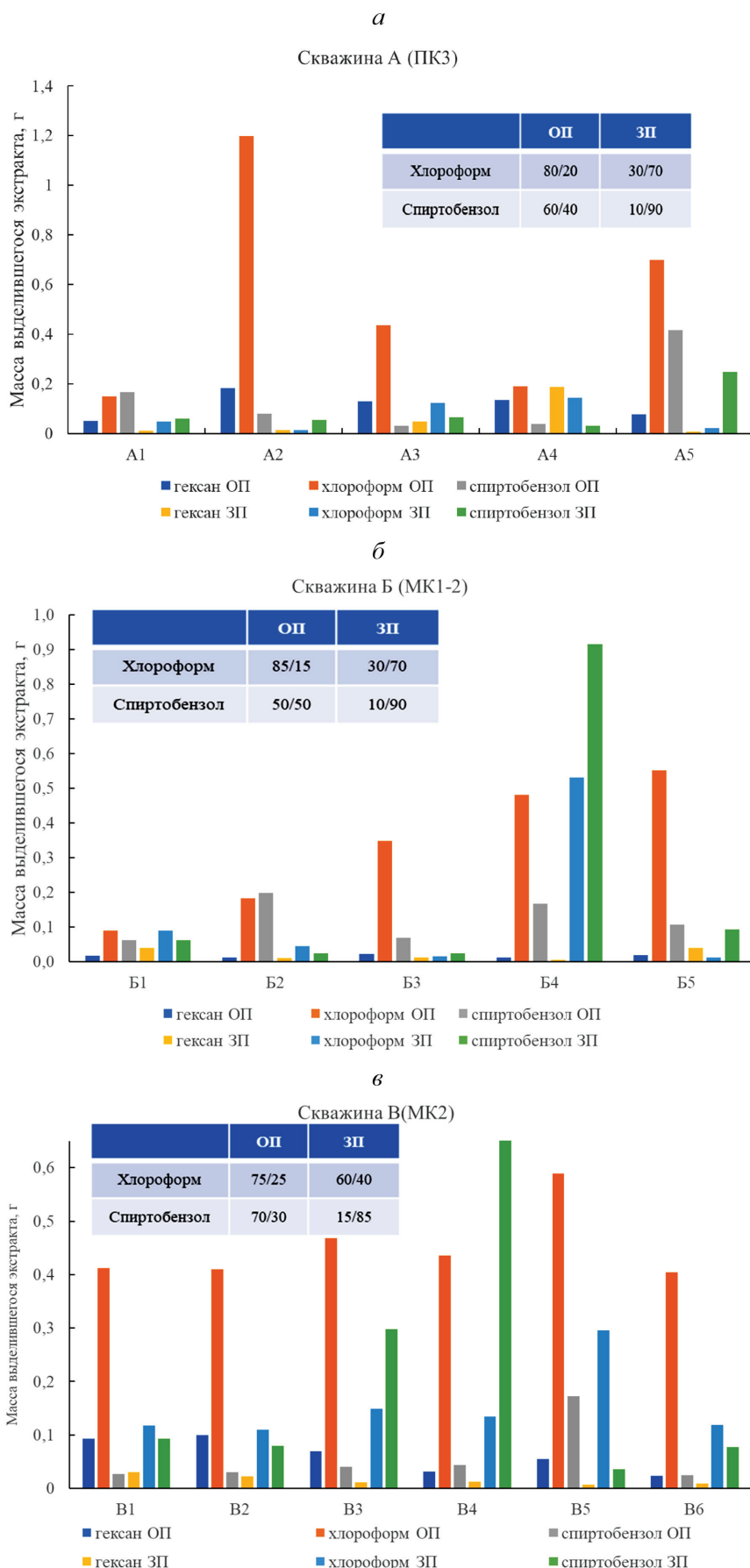


Рис. 2. Массы выделившихся битумоидов, полученных путем ступенчатой экстракции образцов пород баженковского горизонта: *a* — из скважины А; *б* — из скважины Б; *в* — из скважины В. Приведено среднее соотношение мальтенов и асфальтенов в разных экстрактах

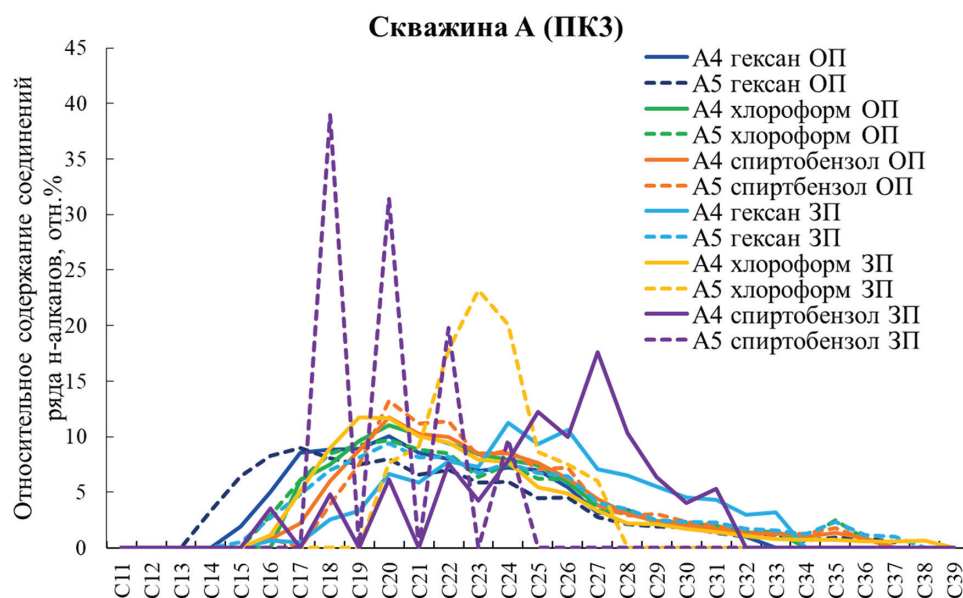
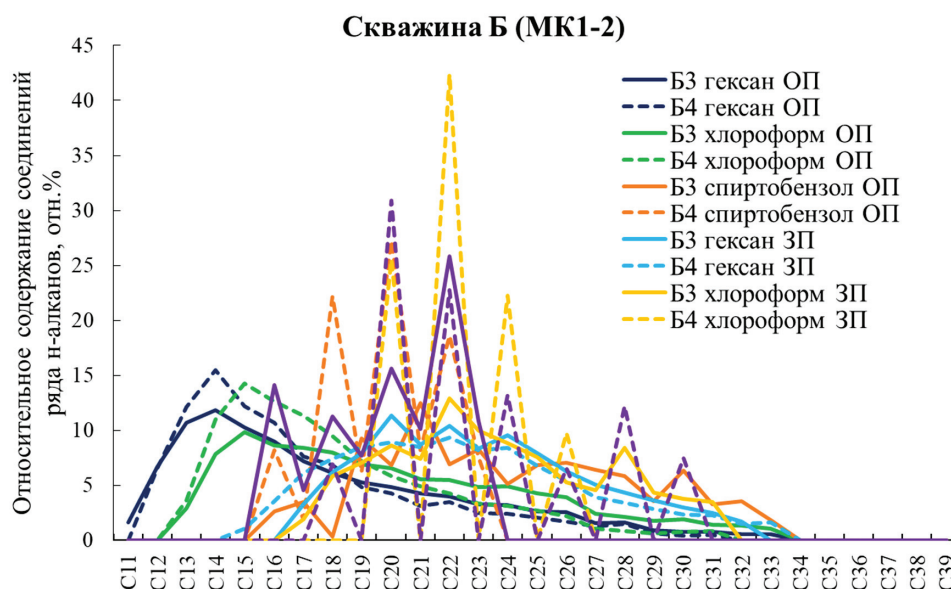


Рис. 3. Распределение нормальных алканов в экстрактах из открытых, закрытых и запечатанных пор нескольких образцов пород баженковского горизонта из скважины А

максимума распределения н-алканов от гексанового экстракта из ОП к спиртобензольному экстракту из ЗП (рис. 3). Больше всего отличаются спиртобензольные экстракты из ЗП — для них выявлен сокращенный ряд н-алканов, отмечено преобладание четных н-алканов над нечетными, что может быть признаком низкой степени термической зрелости УВС [Peters et al., 2005]. При этом признак преобладания одних н-алканов над другими встречен во всех экстрактах из ЗП.

Для более зрелого ОВ из скважины Б характерно более выраженное смещение максимума от гексановых и хлороформенных экстрактов ОП к спиртобензольным ОП и ЗП экстрактам (рис. 4). В этом случае преобладание четных алканов над нечетными характерно не только для спиртобензольных ЗП экстрактов, но и для спиртобензольных ОП и хлороформенных ЗП экстрактов. Для гексановых ЗП экстрактов такая особенность выражена слабо.



Наличие ярко выраженных характерных признаков низкой зрелости УВС в более преобразованных породах можно объяснить локальным воздействием температуры, в результате чего процессы происходили интенсивнее, тогда как в закрытых порах преобразование было замедлено отсутствием

возможности удаления УВС из зоны генерации. В случае кратковременного воздействия более высокой температуры могли формироваться газы, которые не будут видны на распределении н-алканов, однако сыграют ключевую роль в создании более высокого давления и замедлении протекания процессов.

Для образцов наиболее зрелых пород из скважины В, в отличие от таковых из скважины Б, характерно отсутствие различий положения максимума для гексанового и хлороформенного экстракта ОП (рис. 5). Для остальных экстрактов характерно как смещение положения максимума в высокомолекулярную область, так и преобладание четных н-алканов над нечетными. При этом степень преобладания одних н-алканов над другими ниже, что подтверждает данные пиролиза, характеризующие ОВ этой скважины как более термически преобразованное.

Важно отметить, что с ростом термической зрелости распределение н-алканов меняется, однако

в извлеченных битумоидах наблюдаются некоторые различия между экстрактами. Таким образом, наиболее легкие компоненты битумоидов, экстрагированных из разных участков порового пространства, преимущественно имеют

Рис. 4. Распределение нормальных алканов в экстрактах из открытых, закрытых и запечатанных пор из нескольких образцов пород баженковского горизонта из скважины Б



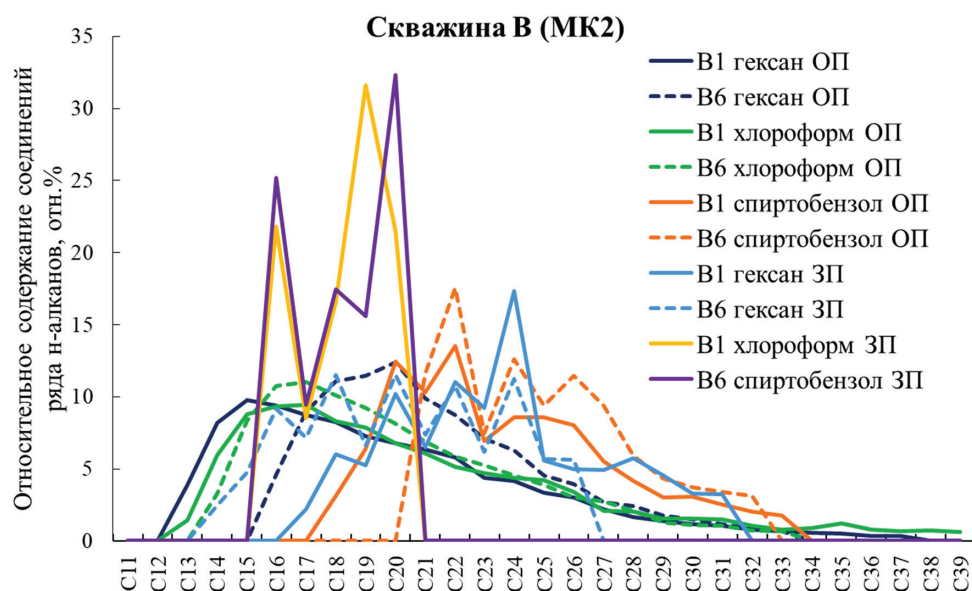
Рис. 5. Распределение нормальных алканов в экстрактах из открытых, закрытых и запечатанных пор из нескольких образцов пород баженовского горизонта из скважины В

закономерные различия в составе как в единичных образцах, так по разрезу скважины.

**Биомаркерные параметры.** Биомаркерные параметры в отдельных образцах могут меняться как закономерно (рис. 6), так и не иметь выраженной корреляции с характеристиками экстрактов (рис. 7). Это касается как параметров условий осадконакопления, так и параметров зрелости. Как видно на рис. 6, параметр зрелости  $C_{29}/C_{30}$  возрастает в экстрактах из ЗП, при этом различия между величинами этого параметра в экстрактах уменьшаются с увеличением общей зрелости ОВ в породах. В то же время отношение  $Pr/Ph$  существенно уменьшается в спиртобензольных экстрактах из ЗП и в гексановых — из ОП. Эти особенности распределения биомаркерных параметров требуют дополнительных исследований для объяснения выявленных явлений.

По величине параметров уровня термической зрелости экстракты из образцов отличаются значительно, но при этом не наблюдается закономерное изменение относительно ступеней последовательной экстракции. Так, в ряде образцов наибольшей зрелостью могут обладать хлороформенные экстракты из ОП, в других — гексановые из ОП, иногда зрелость примерно схожая у экстрактов из ОП и ЗП (рис. 8). При этом точки на графиках, обозначающие величины параметров при одноступенчатой экстракции порошка хлороформом, обычно не являются средним значением для набора величин по ступеням экстракции, хотя в целом могут быть использованы для обобщенной характеристики зрелости УВС образца. Таким образом, при общей тенденции к более высокой зрелости УВС в открытых порах различия могут наблюдаться в разных участках порового пространства, а на расхождение параметров, вероятно, могли влиять вторичные процессы.

Для оценки изменчивости характеристик УВС в разных частях порового пространства по разрезу были построены графики для всех экстрактов из каждой скважины (рис. 9–11). Полученные результаты позволили проследить характерные изменения в ряду от экстрактов из ОП к экстрактам из ЗП. Например, в образцах из скважины А, в которой ОВ не вступило в главную зону нефтеобразования,



гексановые и хлороформенные экстракты ОП характеризуются большими величинами параметров  $Pr/Ph$  и  $dia/(dia+reg)C_{27}$ , чем спиртобензольные экстракты из ОП и все экстракты из ЗП (рис. 9).

Для таких параметров, как  $C_{29}/C_{30}$  и  $H_{35S}/H_{34S}$ , наоборот, экстракты из ОП в основном обладают меньшими величинами параметров, чем экстракты из ЗП (рис. 10). Отметим, что как в первом, так и во втором примере разница между величинами довольно существенна, что в случае одноэтапной экстракции при большом количестве вещества из закрытых пор может привести к искажению интерпретации биомаркерных параметров и некорректной корреляции нефть–битумоид.

По параметрам зрелости УВС во всех образцах в целом выявлено увеличение дифференциации величин параметров от незрелого вещества скважины А к наиболее катагенетически преобразованному из скважины В. Для последней отмечено наибольшая зрелость УВС для гексановых экстрактов из ОП, постепенно убывающая в ряду гексан ОП–хлороформ ОП (спиртобензол ОП)–гексан ЗП–спиртобензол ЗП (рис. 11). Спиртобензольные экстракты из ОП характеризуются наибольшим разбросом величин, возможно, это результат смешения разных типов УВС перед запечатыванием части порового пространства. Высказанное предположение требует дополнительных подтверждений.

**Заключение.** В результате работы уточнена модель распределения УВС в поровом пространстве пород баженовской свиты. На основании полученных данных можно сделать вывод, что УВС, содержащиеся в разных частях порового пространства пород баженовского горизонта, отличаются по молекулярному составу. В первую очередь это связано с термической зрелостью самих УВС, так как термическая зрелость влияет напрямую или косвенно на многие параметры. В то же время установлено, что зрелость УВС в закрытых порах ниже, чем у УВС в

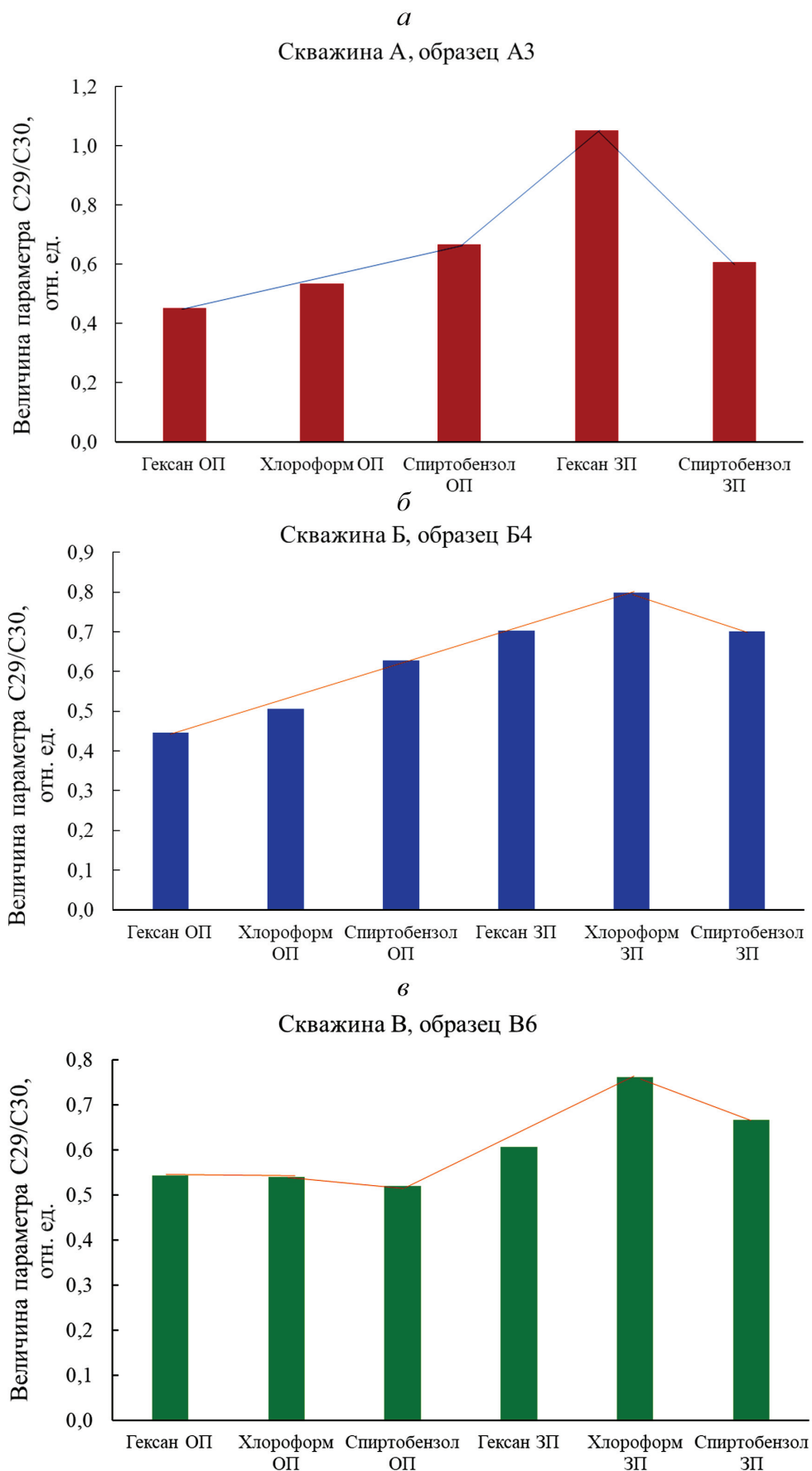


Рис. 6. Примеры изменения параметра C29/C30 в зависимости от положения УВС в пустотном пространстве отдельных образцов:  
*a* — скважина А, образец А3; *б* — скважина Б, образец Б4; *в* — скважина В, образец В6

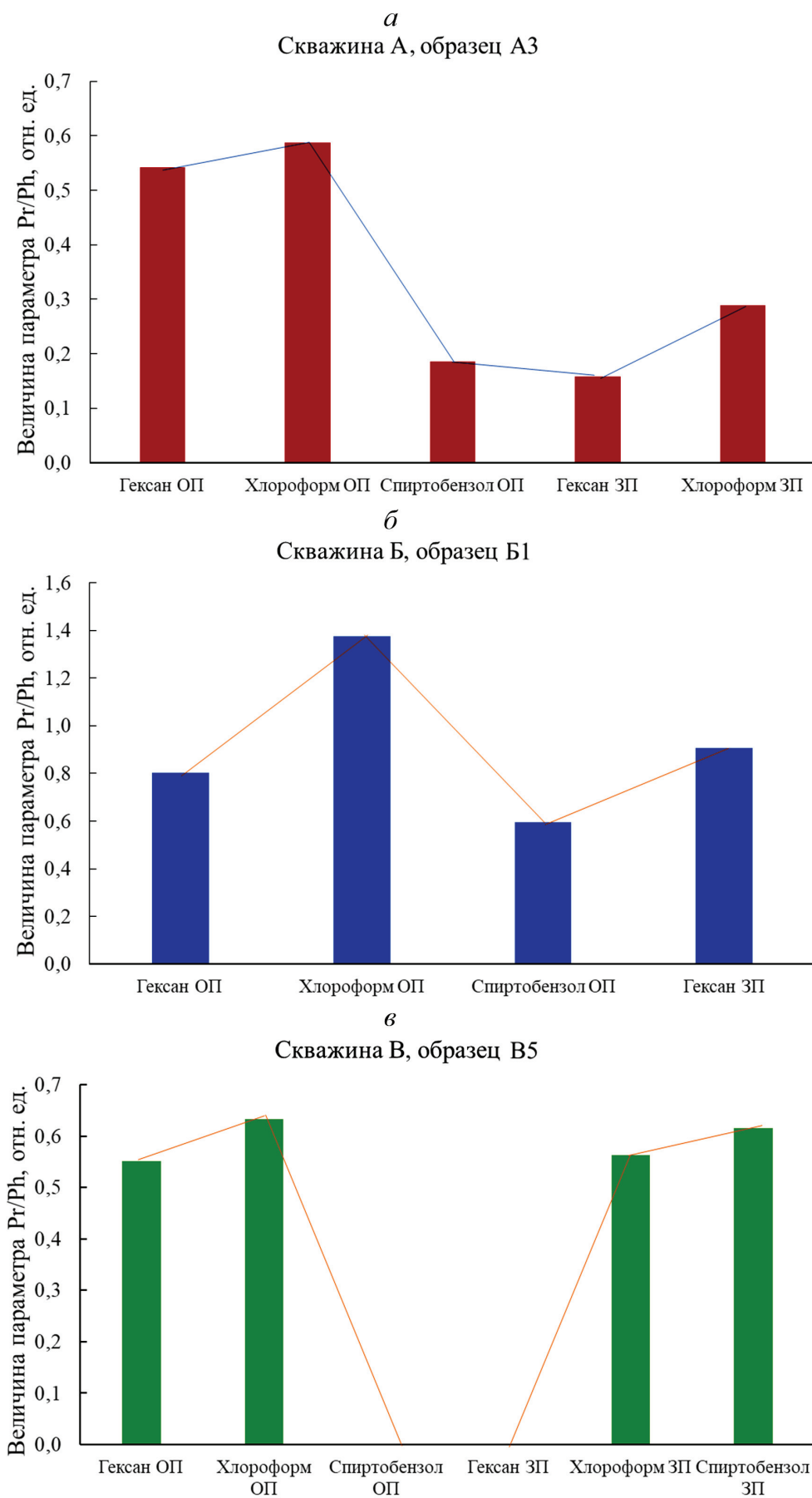


Рис. 7. Примеры изменения параметра  $R_r/Ph$  в зависимости от положения УВС в пустотном пространстве отдельных образцов:  
*a* — скважина А, образец А4; *б* — скважина Б, образец Б3; *в* — скважина В, образец В5



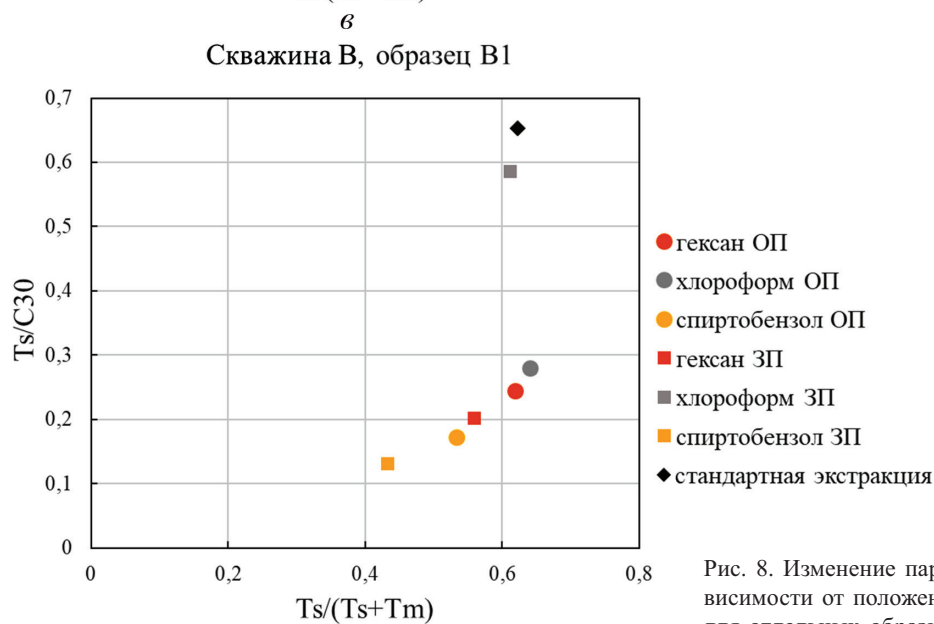
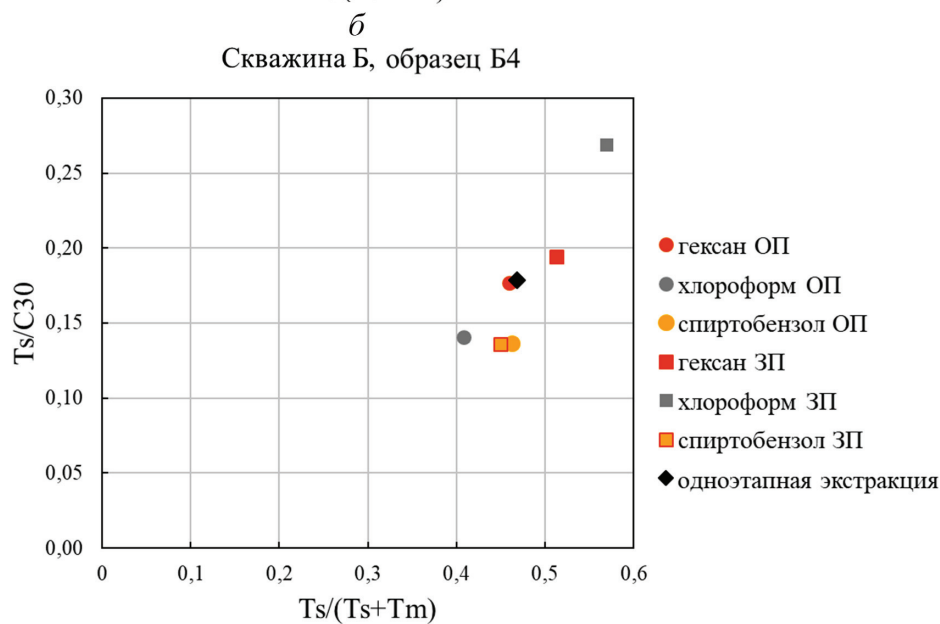
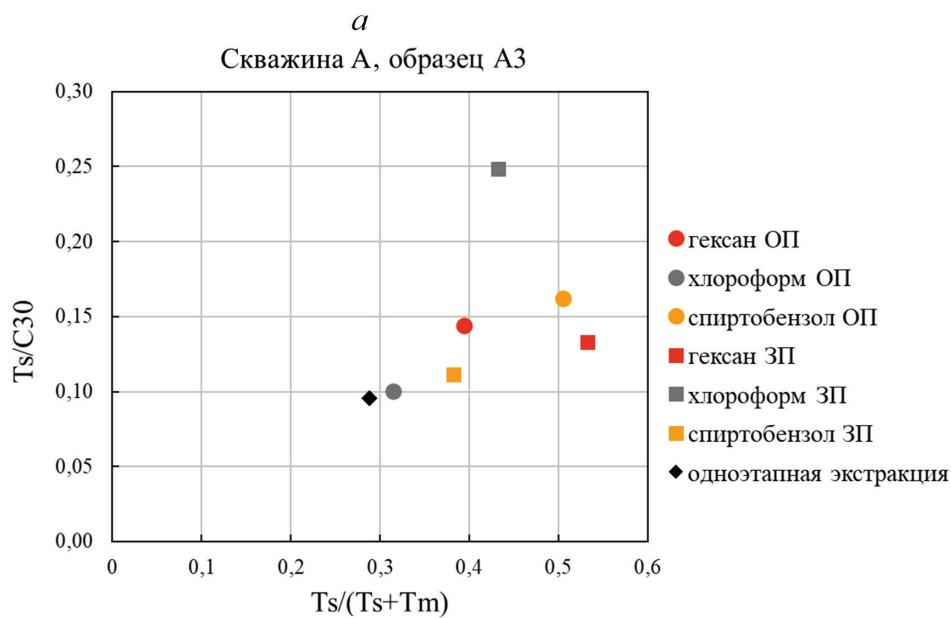
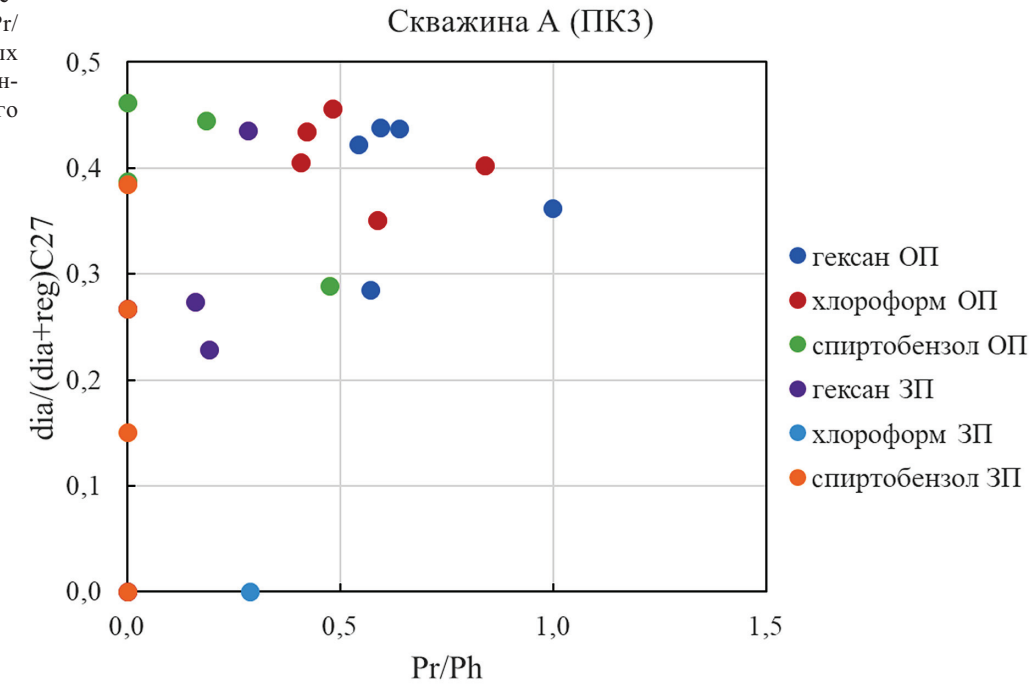


Рис. 8. Изменение параметров  $Ts/C30$  и  $Ts/(Ts+Tm)$  в зависимости от положения УВС в пустотном пространстве для отдельных образцов: *a* — скважина А, образец А3; *б* — скважина Б, образец Б4; *в* — скважина В, образец В1

Рис. 9. Изменение параметров  $\text{dia}/(\text{dia}+\text{reg})\text{C27}$  и  $\text{Pr}/\text{Ph}$  в экстрактах из разных частей пустотного пространства пород баженовского горизонта в скважине А



Скважина Б (МК2)

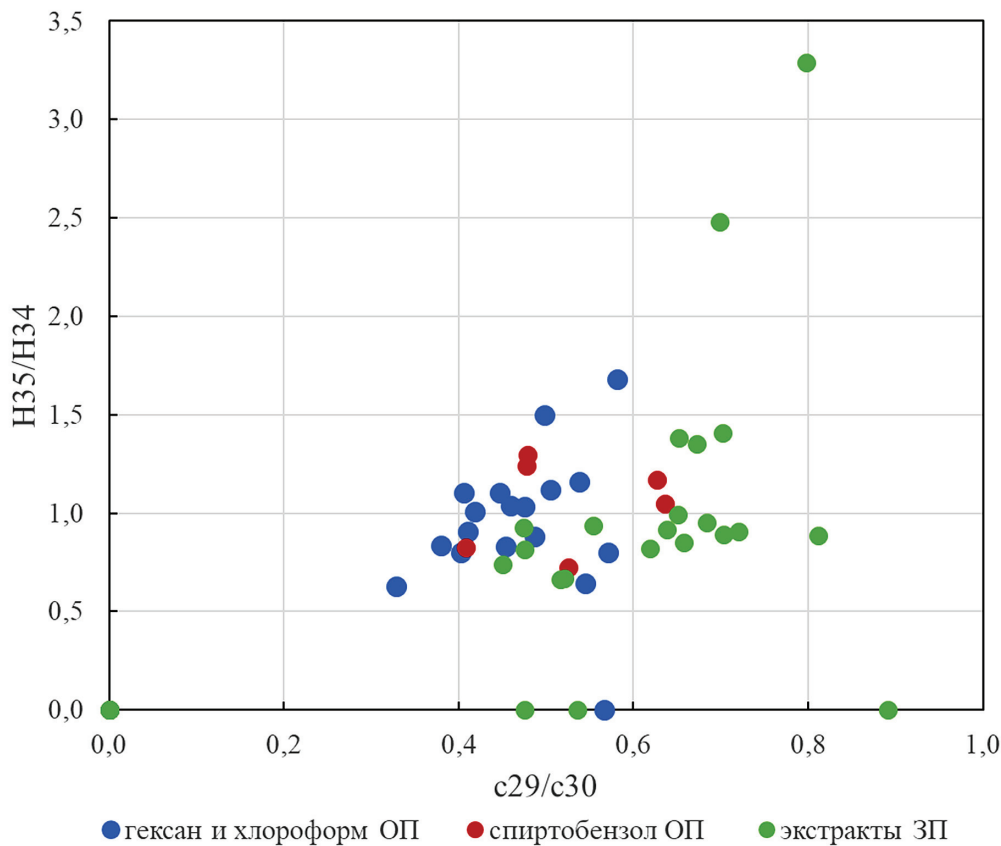


Рис. 10. Изменение параметров  $\text{N35}/\text{N34}$  и  $\text{C29}/\text{C30}$  в экстрактах из разных частей пустотного пространства пород баженовского горизонта в скважине Б

открытых порах. Вариации некоторых параметров условий осадконакопления требуют дополнительных исследований с целью установления зависимости величин параметров от характеристик пород и УВС. При этом установлено, что УВС различаются как между открытыми и закрытыми порами, так и в частях порового пространства, запечатанных смоли-

сто-асфальтовыми соединениями, растворимыми хлороформом и спиртобензолом (запечатанные поры). По ряду параметров это различие довольно существенное, что требует внесения изменений в существующую модель распределения УВС.

Дополненная модель распределения УВС в поровом пространстве пород баженовского горизонта

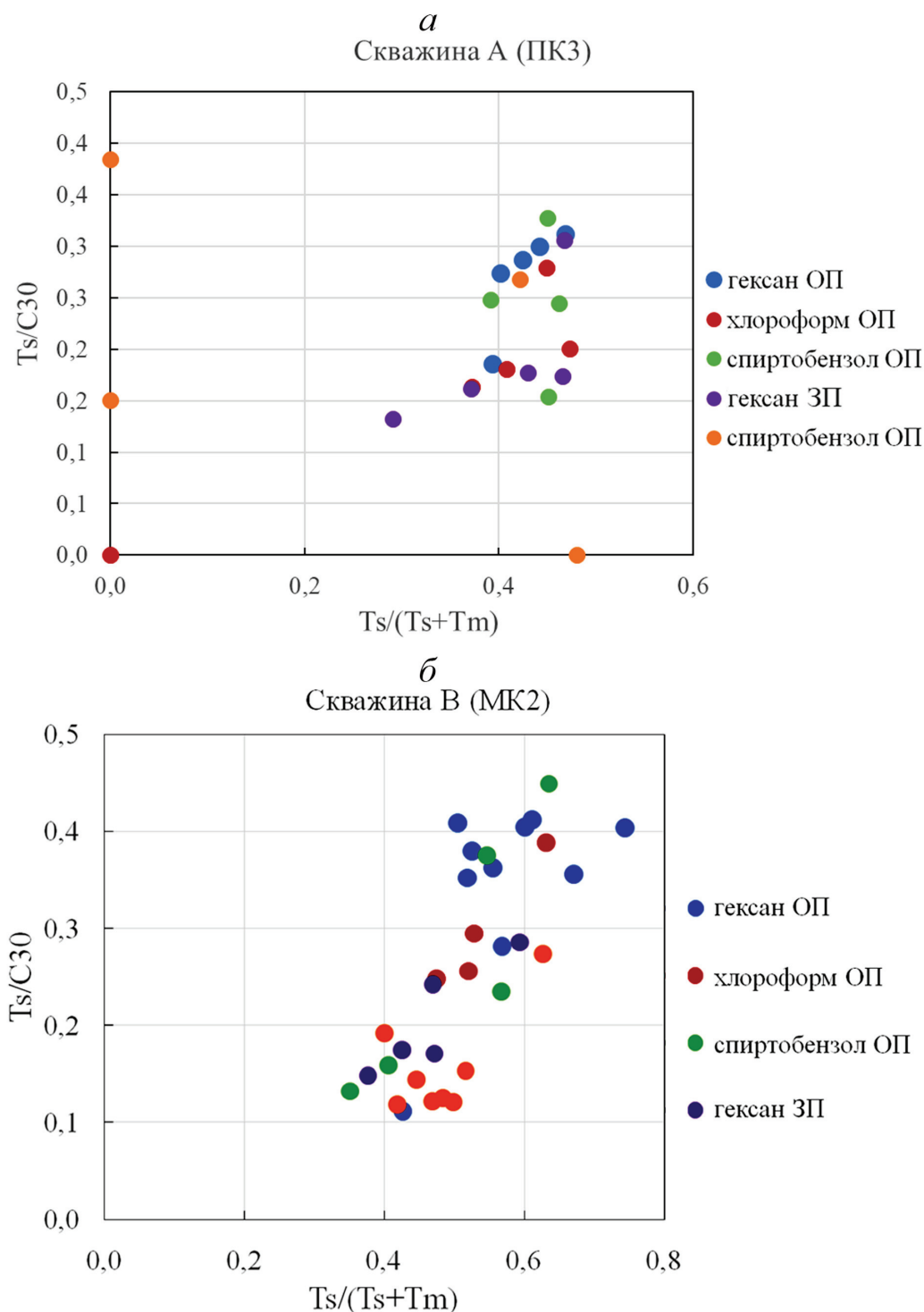


Рис. 11. Изменение параметров  $Ts/C_{30}$  и  $Ts/(Ts+T_m)$  в экстрактах в зависимости от положения УВС в пустотном пространстве пород баженовского горизонта: *a* — в скважине А; *б* — в скважине В

приведена на (рис. 12). Согласно приведенной модели в открытых порах присутствуют остаточная нефть и легкие УВС, связанные на поверхности пор. Состав смолисто-асфальтеновых соединений, запечатывающих поры, различается, при этом отличается и состав УВС, запечатанных этими соединениями. Можно предполагать, что запечатывание порового пространства происходило в разные моменты геологической эволюции. Часть УВС, запечатанная растворимыми в хлороформе тяжелыми битумоидами, могла по-

пасть в поровое пространство в результате миграции, или, наоборот, часть УВС мигрировала из породы до момента запечатывания отдельных каналов. В результате необходимо дифференцировать УВС в разных частях порового пространства, учитывать эту дифференциацию при оценке ресурсов пород баженовского горизонта, а классическую одноступенчатую экстракцию применять с осторожностью и с учетом возможных неточностей получаемых результатов.



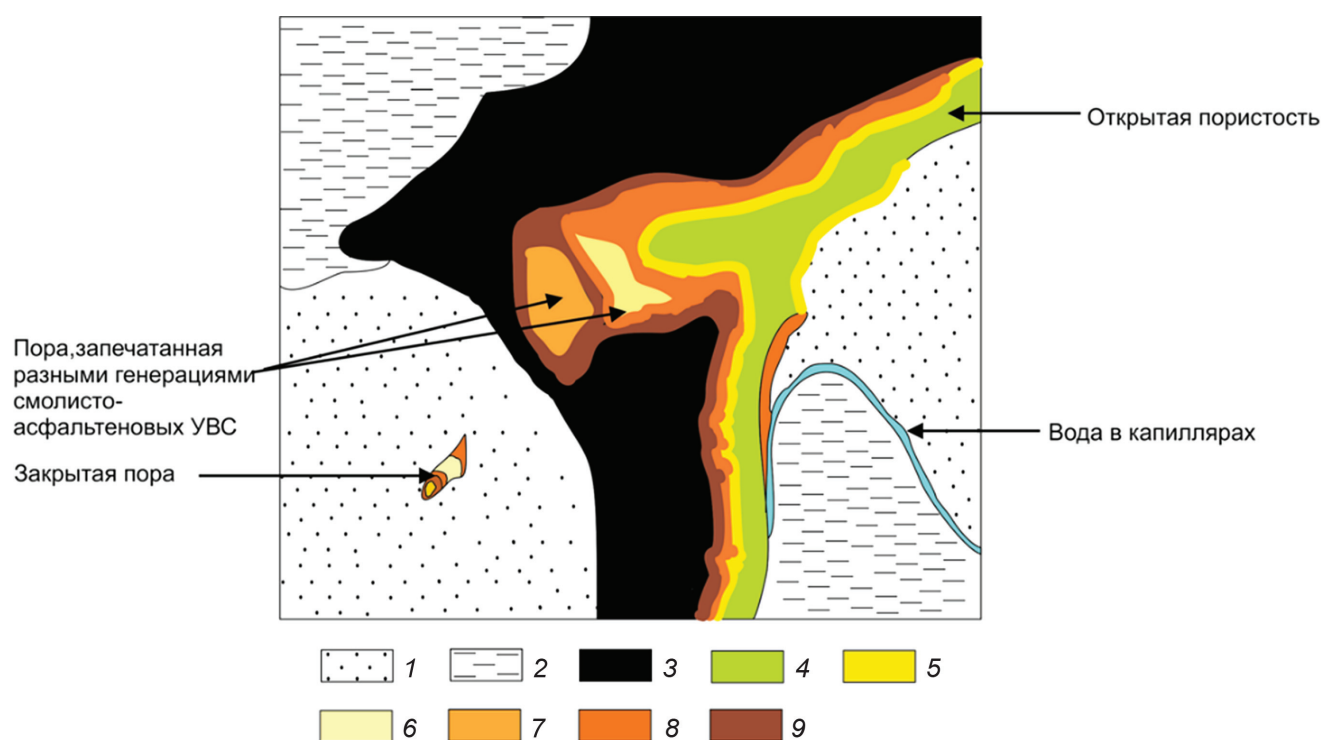


Рис. 12. Уточненная модель распределения УВС в пустотном пространстве пород баженовского горизонта: 1 — карбонатно-кремнистая часть матрицы; 2 — глинистые минералы; 3 — кероген; 4 — нефть; 5 — остаточные легкие УВС; 6 — подвижная нефть, блокируемая «хлороформенными» смолисто-асфальтеновыми УВС; 7 — подвижная нефть, блокируемая «спиртобензольными» смолисто-асфальтеновыми УВС; 8 — смолисто-асфальтеновые УВС, извлекаемые хлороформом; 9 — смолисто-асфальтеновые УВС, извлекаемые спиртобензолом

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Билибин С.И., Калмыков Г.А., Ганичев Д.И., Балушкина Н.С. Модель нефтесодержащих пород баженовской свиты // Геофизика. 2015. № 3. С. 5–14.
- Калмыков Г.А., Балушкина Н.С. Модель нефтенасыщенности порового пространства пород баженовской свиты Западной Сибири и ее использование для оценки ресурсного потенциала. М.: ГЕОС, 2017. 247 с.
- Кириухина Т.А., Большакова М.А., Ступакова А.В. и др. Литолого-геохимическая характеристика доманиковых отложений Тимано-Печорского бассейна // Георесурсы. 2015. № 2(61). С. 87–100.
- Конторович А. Э., Костырева Е.А., Родякин С.В. и др. Геохимия битумоидов баженовской свиты // Геология нефти и газа. 2018. № 2. С. 79–88.
- Костенко О.В. Блокирующий характер распределения высокомолекулярных соединений битумоида в поровой системе баженовской свиты (Западно-Сибирский бассейн) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2014. Т. 9, № 1. С. 2.
- Ступакова А.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А. и др. Поисковые критерии нефти и газа в доманиковых отложениях Волго-Уральского бассейна // Георесурсы. 2015. № 2(61). С. 77–86.
- Тихонова М.С., Иванова Д.А., Калмыков А.Г. и др. Методика ступенчатой экстракции пород высокоуглеродистых формаций для изучения компонентного распределения битумоидов и изменчивости их основных геохимических параметров // Георесурсы. 2019. № 2(21). С. 172–182.
- Тихонова М.С., Калмыков А.Г., Иванова Д.А. и др. Изменчивость состава углеводородных соединений в юрских нефтегазоматеринских толщах Каменной вершины Краснотинского свода (Западная Сибирь) // Георесурсы. 2021. № 23(2). С. 158–169.
- Хотылев О. В., Балушкина Н.С., Вишневская В.С. и др. Модель накопления радиоляритовых слоев в баженовской свите Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 1. С. 89–94.
- Mohnhoff D., Littke R., Krooss B., Weniger P. Flow-through extraction of oil and gas shales under controlled stress using organic solvents: implications for organic matter-related porosity and permeability changes with thermal maturity // Intern. J. Coal Geol. 2016. Vol. 157. P. 84–99.
- Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The biomarker guide. Cambridge University Press, 2005. 1155 p.
- Price L.C., Clayton J.L. Extraction of whole versus ground source rocks: Fundamental petroleum geochemical implications including oil-source rock correlation // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1992. Vol. 56, N 3. P. 1213–1222.
- Sajgó C.S., Maxwell J.R., Mackenzie A.S. Evaluation of fractionation effects during the early stages of primary migration // Organic Geochemistry. 1983. Vol. 5. N 2. P. 65–73.
- Wilhelms A., Horstad I., Karlsen D. Sequential extraction — a useful tool for reservoir geochemistry? // Org. Geochem. 1996. Vol. 24. P. 1157–1172.

Поступила в редакцию 26.06.2021

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021

УДК 552.5:553.982(571.1)

Т.Д. Булатов<sup>1</sup>, Е.В. Козлова<sup>2</sup>, Н.В. Пронина<sup>3</sup>, Н.И. Коробова<sup>4</sup>, Е.А. Леушина<sup>5</sup>,  
А.В. Воропаев<sup>6</sup>, И.В. Панченко<sup>7</sup>, Н.В. Морозов<sup>8</sup>, М.Ю. Спасенных<sup>9</sup>

## КЕРОГЕН I ТИПА В ПОРОДАХ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО БАССЕЙНА

Сколковский институт науки и технологий, Центр добычи углеводородов, 121205, Москва, Большой бульвар, 30, стр. 1  
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

Гидроизотоп ГМБХ (Германия), 85301, Швайтенкирхен, Велькештрассе, 9

ЗАО «МиМГО», 111123, Москва, шоссе Энтузиастов, дом 21

ООО «Газпромнефть НТЦ», 190000, Санкт-Петербург, наб. реки Мойки, д. 75–79, литер Д

Skolkovo Institute of Science and Technology, Skoltech Center for Hydrocarbon Recovery,

121205, Moscow, Skolkovo, Bolshoy b., 30, bd. 1

Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

HYDROISOTOP GmbH, 85301, Schweitenkirchen, Woelkestr., 9

ZAO "MiMGO", 111123, Moscow, Entusiastov st., 21

LLC "Gazpromneft STC", 190000, Saint-Petersburg, Moika River emb. 75–79, liter D

В породах баженовской свиты обнаружены тонкие люминесцирующие слои, обогащенные керогеном I типа, нетипичного для основной массы органического вещества баженовской свиты в центральной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Приведена детальная характеристика минеральной и органической части этих слоев, названных авторами альгинитовыми, рассматриваются варианты их формирования. Широкое распространение люминесцирующих альгинитовых слоев по площади в едином стратиграфическом диапазоне позволяет использовать их в качестве маркирующих горизонтов, а также для оценки термической зрелости керогена. Результаты исследований вносят вклад в понимание разнообразия процессов, формирующих высокоуглеродистые отложения баженовской свиты.

**Ключевые слова:** органическое вещество, кероген I типа, альгинитовые слои, люминесценция, пиролиз Rock-Eval, углепетрография, продукты пиролиза, изотопный состав.

The Bazhenov Formation rocks contain thin luminescent layers enriched in type I kerogen, which is unique for the bulk of the organic matter of the Bazhenov Formation of the West Siberian petroleum basin. The article provides a detailed characterization of the mineral and organic parts and proposed origin of these layers, called by the authors "alginite-rich layers". The wide distribution of the luminescent alginite-rich layers over the central part of Western Siberia in a single stratigraphic range allows them to be used as marking horizons, as well as for assessing the thermal maturity of kerogen. This study contributes to understanding the diversity of processes that form the organic-rich deposits of the Bazhenov Formation.

**Keywords:** organic matter, type I kerogen, alginite-rich layers, luminescence, Rock-Eval pyrolysis, organic petrography, pyrolysis products, isotope composition.

**Введение.** Изучению типов, состава, структуры и процессов трансформации органического вещества (ОВ) баженовской свиты посвящено множество работ, например [Конторович и др., 1975; Лопатин и Емец, 1987; Гончаров и др., 2016; Калмыков и др., 2019]. Традиционно кероген баженовской свиты относят к II типу, тем не менее до сих пор остаются

вопросы по поводу присутствия в породах баженовской свиты других типов керогена [Гончаров и др., 2016; Оксеной и др., 2017; Конторович и др., 2019]. Кероген I типа представляет собой органическое вещество с высокими значениями атомного отношения водорода к углероду ( $H/C > 1,5$ ) и низкими значениями атомного отношения кислорода к углероду ( $O/C \approx 0,1$ ).

<sup>1</sup> Сколковский институт науки и технологий, Центр добычи углеводородов, аспирант; e-mail: timur.bulatov@skoltech.ru

<sup>2</sup> Сколковский институт науки и технологий, Центр добычи углеводородов, вед. науч. с.; e-mail: e.kozlova@skoltech.ru

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, доцент; e-mail: nvproncl@mail.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, ассистент; e-mail: nataliya.korobova54@mail.ru

<sup>5</sup> Сколковский институт науки и технологий, Центр добычи углеводородов, ст. науч. с.; e-mail: e.leushina@skoltech.ru

<sup>6</sup> Гидроизотоп ГМБХ, науч. с.; e-mail: av@hydroisotope.de

<sup>7</sup> ЗАО «МиМГО», Сектор исследований продуктивности сланцевых формаций, заведующий; e-mail: panchenko@mimgo.ru

<sup>8</sup> ООО «Газпромнефть НТЦ», эксперт; e-mail: morozov.nv@gazpromneft-ntc.ru

<sup>9</sup> Сколковский институт науки и технологий, Центр добычи углеводородов, профессор; e-mail: m.spasennykh@skoltech.ru

Большинство отложений, содержащих кероген I типа, сформировалось в условиях значительного накопления водорослевого материала, подвергшегося микробиальной переработке в восстановительной среде [Tissot, Welte, 1984; Peters et al., 1993]. Несмотря на то что нефтематеринские отложения, содержащие кероген I типа, встречаются достаточно редко, они представляют интерес не только с точки зрения разработки углеводородов (УВ), но и для восстановления условий осадконакопления, процессов диагенеза и катагенеза осадочных отложений, решения вопросов стратификации пород и оценки их нефтегенерационного потенциала.

При проведении геохимических исследований ОБ образцов из ряда скважин на территории центральной части Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (НГБ) были отмечены интервалы баженовского разреза, в которых пиролитические показатели достигают аномально высоких значений. При более детальном исследовании обнаружено, что эти интервалы соответствуют слоям, которые светятся в ультрафиолетовом (УФ) свете. При этом свечение не было связано ни с повышенной нефтенасыщенностью, ни со вторичной карбонатностью, ни с туфовым материалом, которые в последние годы часто описывают в баженовских отложениях [Карнюшина, 2003; Shaladybin et al., 2019; Панченко и др., 2021]. Выполненные нами детальные исследования показали, что эти слои состоят преимущественно из ОБ водорослевого происхождения — альгинита, мацерала группы липтинита. По преобладанию этого мацерала авторами предложено называть указанные интервалы альгинитовыми слоями.

В статье представлены результаты исследований альгинитовых слоев в разрезе баженовской свиты из скважин в центральной части Западно-Сибирского НГБ, слои обладают высоким нефтегазогенерационным потенциалом и характеристиками керогена I типа. Работа посвящена детальному изучению обнаруженных слоев, их состава и закономерностей распределения в разрезе.

**Материалы и методы исследований.** Люминесцирующие альгинитовые слои обнаружены и описаны в керновом материале пород баженовской свиты из более чем 30 скважин Западно-Сибирского НГБ (рис. 1).

На основании люминесцентного свечения для исследования были отобраны и изучены образцы альгинитовых слоев и для сравнения образцы из вмещающих отложений, представленных преимущественно высокоуглеродистыми кремнистыми породами. Выполнены пиролитические исследования для исключения туфовых прослоев, также обладающих люминесценцией, но обедненных ОБ.

Пиролитический анализ образцов методом Rock-Eval выполнен на пиролизаторе HAWK Resource Workstation (Wildcat Technology). Изучение петрографических шлифов проводилось с помощью поляризационного микроскопа Zeiss Axioskop 5. Для

изучения мацерального состава изготавливали углепетрографические аншлифы, которые исследовали на микроспектрофотометре QDI-300 Craic с базовым микроскопом DM 2500 P (Leica). Рентгеноструктурный анализ проводился с помощью рентгеновского дифрактометра ARL X'TRA (Thermo Scientific). Рентгенофлуоресцентный анализ выполнен при помощи спектрометра ARL Perform'X (Thermo Scientific). Пиролитическая газовая хроматография пиро-ГХ×ГХ-ПВД/МС выполнена с помощью прибора Pegasus 4D (Leco) с криомодулятором и инъекционными модулями термодесорбции и пиролиза (Gerstel). Изотопный и элементный анализы углерода, азота и серы выполнены на масс-спектрометре DELTA V Plus (Thermo Scientific), оснащенном элементным анализатором Flash HT. Кинетические исследования термического разложения ОБ проводились на пиролизаторе HAWK RW с использованием неизотермического пиролиза дебитуминизированных образцов.

### Результаты исследований и их обсуждение.

**Пиролиз Rock-Eval.** Геохимическая характеристика изученных скважин в интервале баженовской свиты показала, что альгинитовые слои характеризуются аномально высокими значениями основных пиролитических параметров: TOC, S<sub>2</sub>, HI,  $T_{\max}$ ,  $K_{\text{гос}}$  (рис. 2).

Наиболее отличительная черта альгинитовых слоев — аномально высокий водородный индекс, который, даже при повышенных значениях TOC, на 200–400 мг УВ/г TOC выше, чем в окружающих породах разреза. Для слабопреобразованных пород (ПКЗ) значения HI в этих участках достигает 1067 мг УВ/г TOC. На модифицированной диаграмме Ван Кревелена образцы альгинитовых слоев из изученных скважин попадают в область керогена I типа, в то время как образцы вмещающих пород приурочены к области керогена II типа (рис. 3, а).

Концентрация органического углерода в альгинитовых слоях из скважин со слабопреобразованным ОБ достигает 30 вес.% и более, а во вмещающих силикатах значения этого параметра в 1,5–2 раза меньше. Отмечено, что с увеличением степени преобразованности разница нивелируется, а на стадии МК1-2 и более уже не фиксируется. Количество пиролизуемых УВ соединений (S<sub>2</sub>) в альгинитовых слоях достигает 260 мг УВ/г породы. На диаграмме S<sub>2</sub>-TOC (рис. 3, б), альгинитовые слои обладают значительно бóльшим генерационным потенциалом по сравнению со вмещающими породами [Peters, 1986]. Кислородный индекс в альгинитовых слоях и вмещающих породах отличается незначительно (OI от 1 до 11 мг CO<sub>2</sub>/г TOC). Пиролитические параметры зрелости альгинитовых слоев находятся в несоответствии между собой: при очень низких индексах продуктивности (PI от 0 до 0,06), значения  $T_{\max}$  высокие и превышают такие же значения в окружающих силикатах на 6–14 °С, что отражает разницу в схеме созревания ОБ для керогенов разного типа [Tissot et al., 1987]. Отличительной чертой альгинитовых слоев также может служить



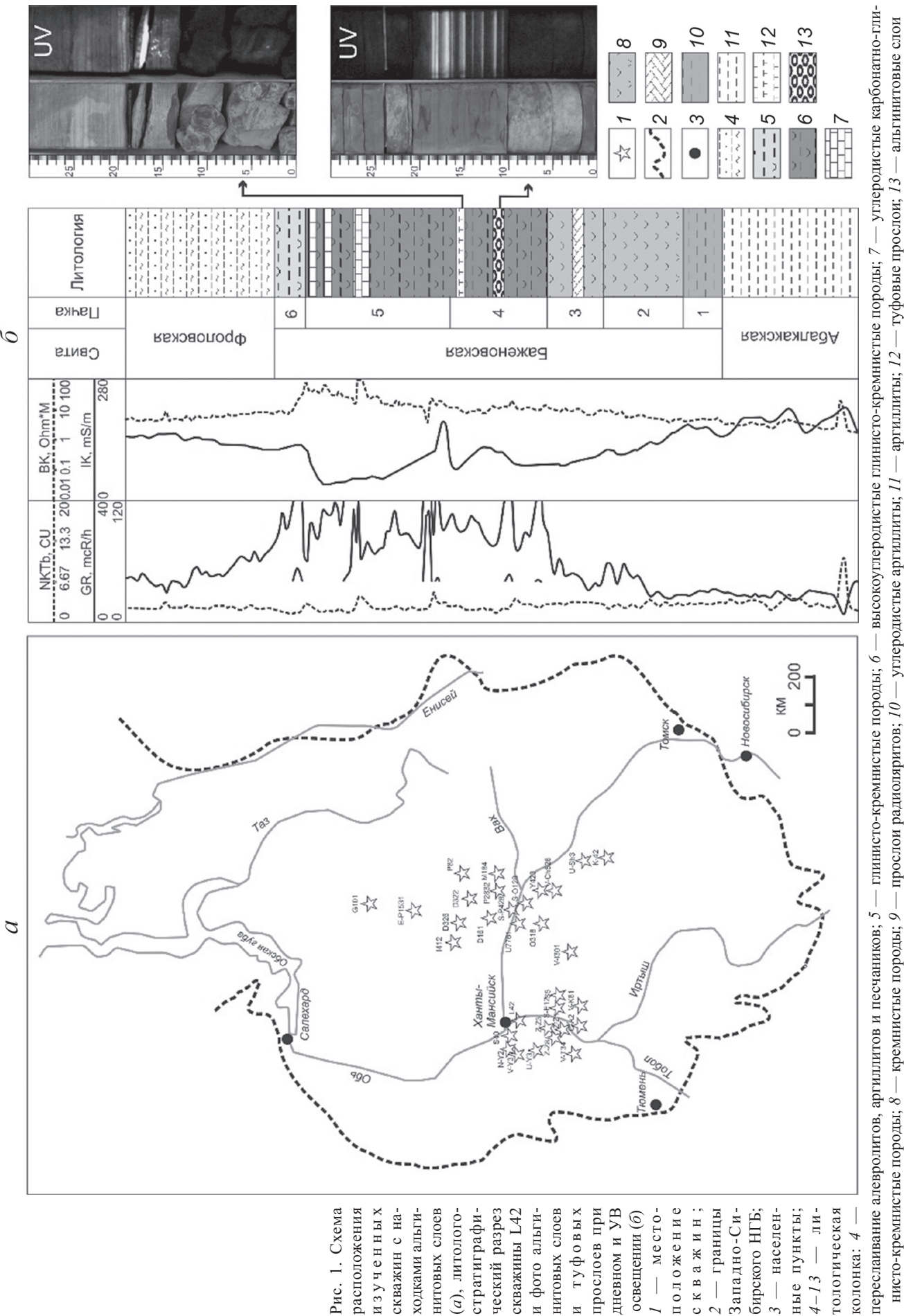


Рис. 1. Схема расположения изученных скважин с на- ходками альги- нитовых слоев (а), литолого- стратиграфи- ческий разрез скважины L42 и фото альги- нитовых слоев и туфовых прослоев при дневном и УВ освещении (б)

1 — место- положение скважин; 2 — границы Западно-Сибирского НГБ; 3 — населен- ные пункты; 4–13 — ли- тологическая колонка; 4 —

переслаивание алевритов, аргиллитов и песчанников; 5 — глинисто-кремнистые породы; 6 — высокоуглеродистые глинисто-кремнистые породы; 7 — углеродистые карбонатно-гли- нисто-кремнистые породы; 8 — кремнистые породы; 9 — прослой радиоларитов; 10 — аргиллиты; 11 — туфовые прослои; 12 — альгинитовые слои

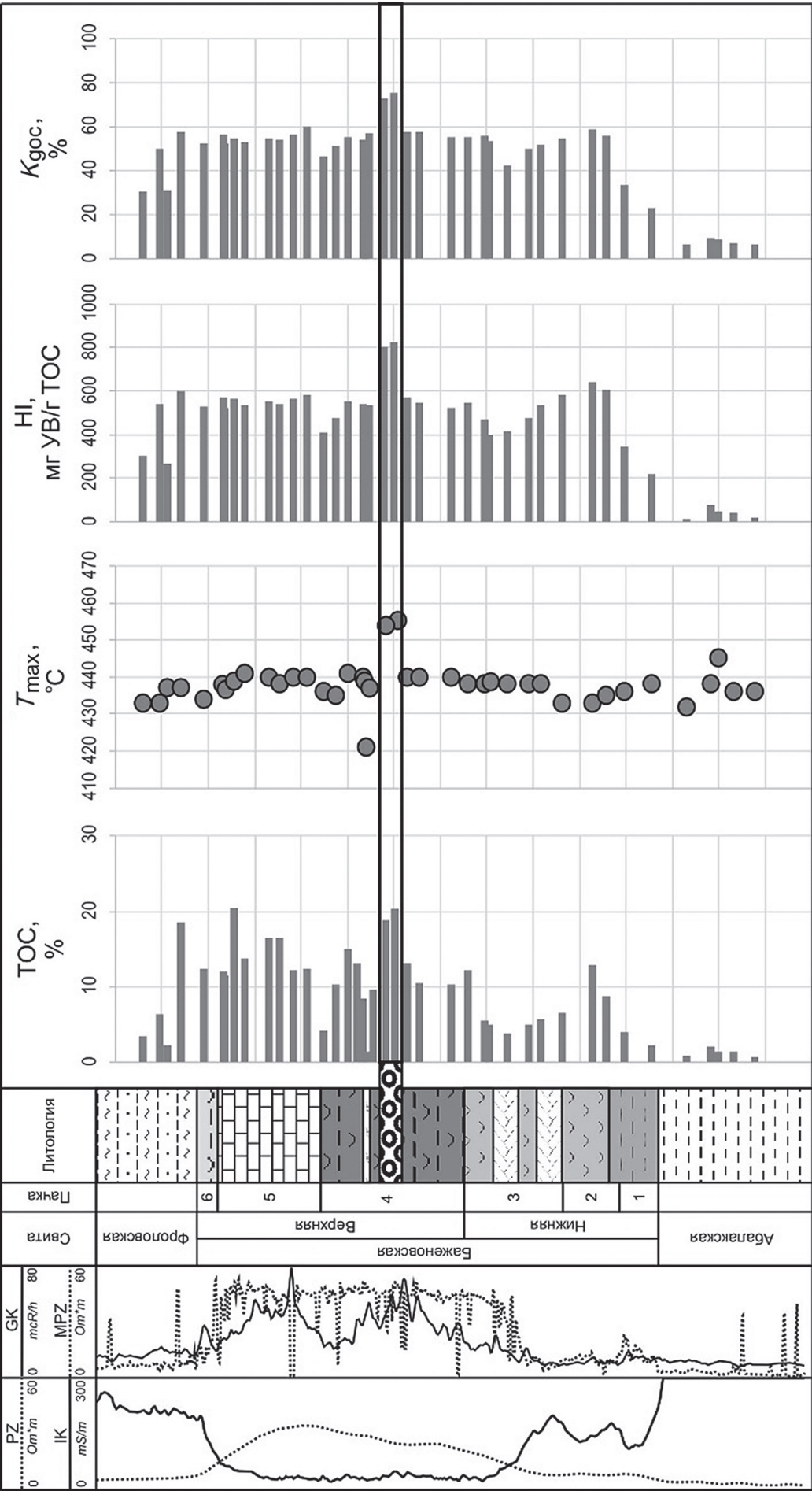


Рис. 2. Данные геохимического каротажа скважины S5. Условные обозначения для литологической колонки приведены на рис. 1

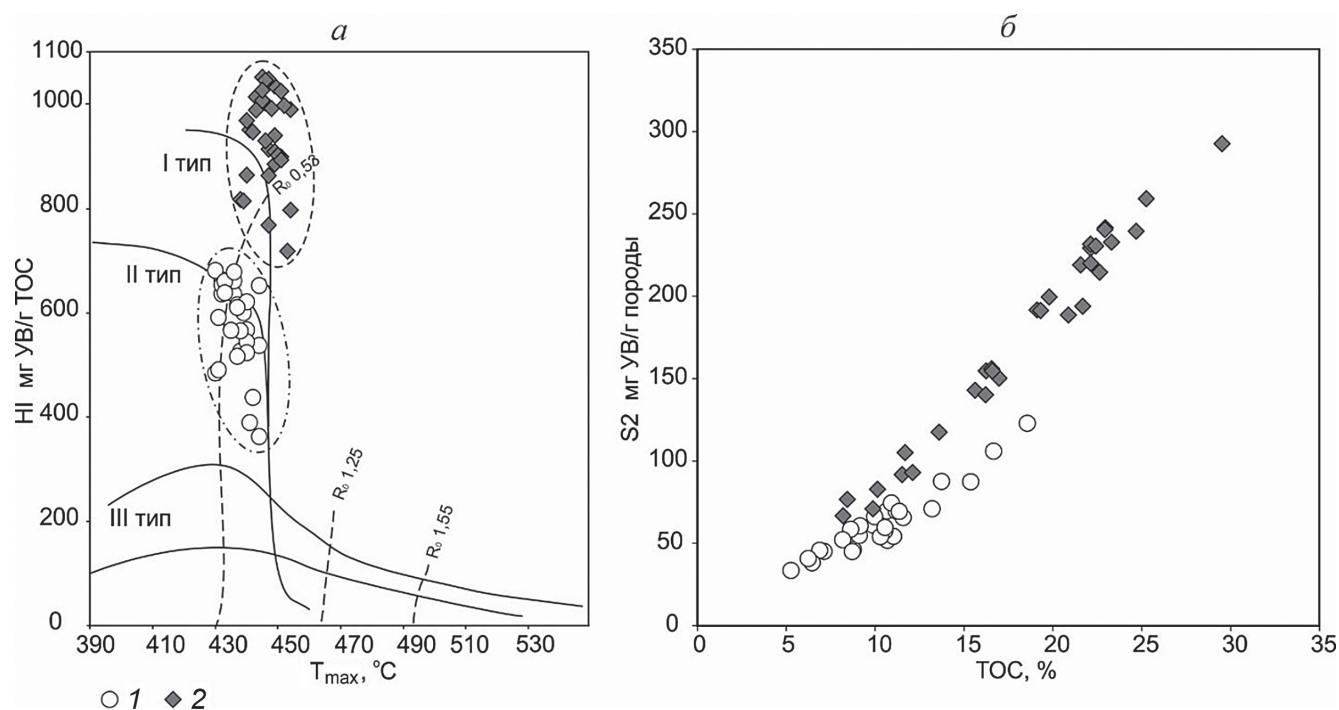


Рис. 3. Модифицированная диаграмма Ван Кревелена (а) и график зависимости S2/TOC (б): 1 — вмещающие породы, 2 — алгинитовые слои

повышенный относительно фонового коэффициент пиролизуемого углерода  $K_{\text{гос}}$ , который достигает в них 91% и уменьшается с увеличением зрелости ОВ.

**Углететрографические исследования.** Изучение аншлифов показало, что мацералы, встреченные в изученных образцах, представлены алгинитом — органическим компонентом, образованным из водорослевого материала. Алгинит сложен комочками, сгустками и пленками на зернах кварца (рис. 4).

Нередко встречаются структурные признаки водорослей с волокнисто-фрагментарной микротекстурой. В аншлифах в УФ свете алгинит имеет ярко-желтое или зеленовато-желтое свечение. Объемная доля ОВ в алгинитовых слоях составляет 40–50 об. %.

В ходе исследования авторами не обнаружены алгинитовые слои, люминесцирующие в УФ свете, в образцах из скважин, где степень зрелости ОВ

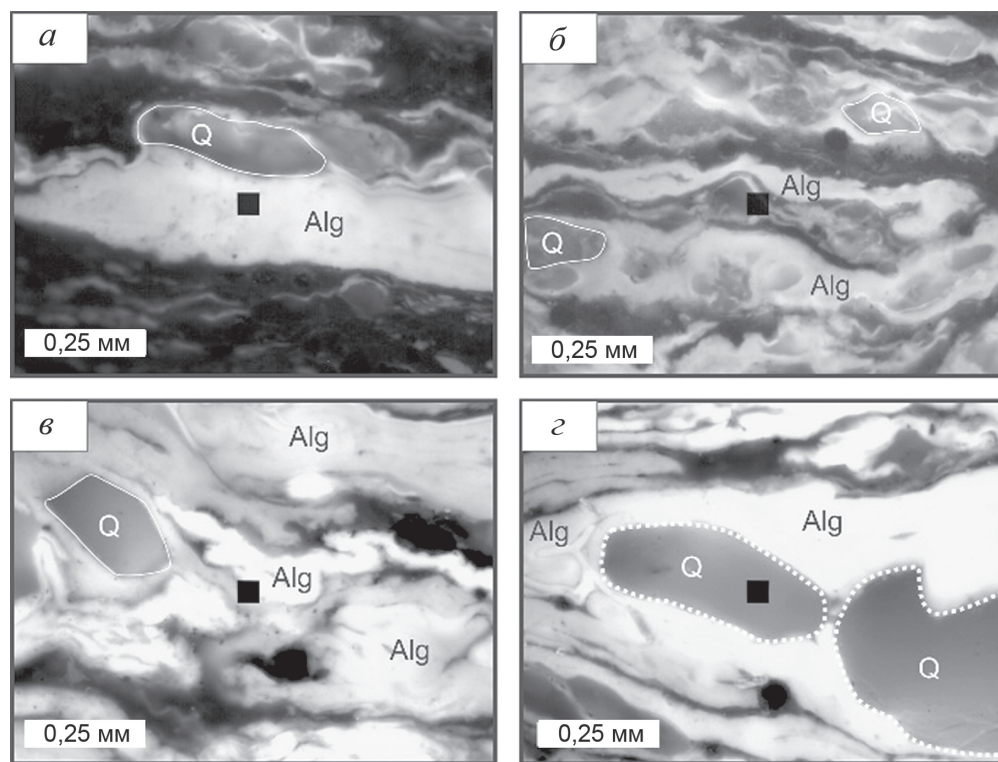
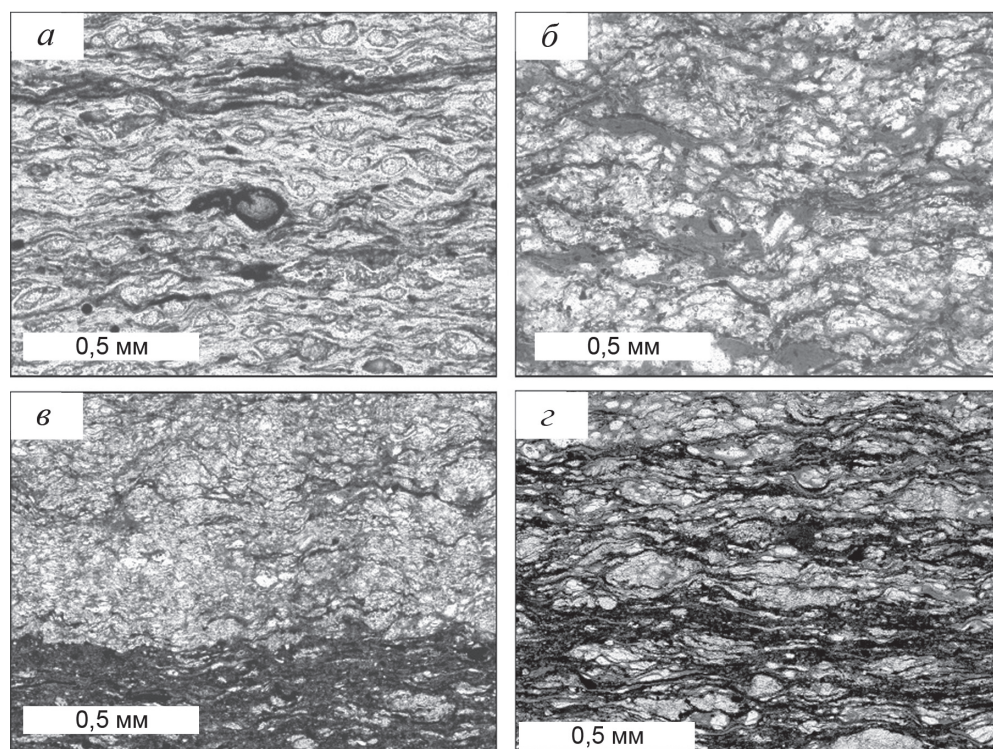


Рис. 4. Микрофотографии, иллюстрирующие типичный мацеральный состав в алгинитовых слоях в УФ свете: а — скважина V-Ch526 (глубина 2760,23 м), б — скважина S40 (глубина 2787,36 м), в — скважина V-Ch526 (глубина 2760,54 м), г — скважина V-Ch526 (глубина 2760,54 м); Alg — алгинит, Q — кварц



Рис. 5. Микрофотографии альгинитовых слоев в параллельных николях: а — скважина L42 (глубина 2787,46 м), б — скважина S-O128 (глубина 2717,36 м), в — скважина S-P408 (глубина 2564,58 м), г — скважина S-O128 (глубина 2717,30 м)



баженовской свиты превышает стадию МК2. Эта особенность означает, что при достижении определенного катагенетического уровня слои теряют свои диагностические признаки.

**Петрографическая и минералогическая характеристика пород.** Микроскопически в альгинитовых слоях преобладает (до 50 об.%) желтая, желто-бурая, почти бесструктурная масса ОВ (рис. 5, а, б).

Подчиненную роль играют овальные и линзовидные частицы кварца размером от 0,02×0,05 до 0,1×0,3 мм. В случае преслаивания альгинитовых слоев с вмещающими породами в шлифах отмечается чередование водорослевого желтого, желто-бурого ОВ с темно-бурой органоминеральной массой из выше- и нижезалегающих пород (рис. 5, в). Пирит представлен в виде фрамбоидов, равномерно распределенных в породе. Границы альгинитовых слоев с нижележащими породами резкие (рис. 5, г), верхние контакты градационные.

Как показали данные рентгеноструктурного анализа, минеральная часть альгинитовых слоев состоит преимущественно из кварца (70–90 вес.%). Содержание глинистых минералов, среди которых диагностируются каолинит и смешанослойные образования, обычно не превышает 17 вес.%. В подчиненном количестве присутствуют карбонаты (кальцит, доломит) и пирит. Результаты рентгенофлуоресцентного анализа подтверждают данные минерального состава и также указывают на преимущественно кварцевую составляющую неорганической части альгинитовых слоев (количество SiO<sub>2</sub> достигает 65–90 вес.%).

**Продукты пиролиза керогена.** Характеристика ОВ, выполненная с помощью метода пиролитической газовой хроматографии, показала различия в

составе продуктов пиролиза керогена вмещающих пород и альгинитовых слоев (рис. 6).

Кероген I типа люминесцирующих альгинитовых слоев разлагается с выделением преимущественно длинноцепочечных н-алканов и н-алкенов (не менее 90 вес.%), что характерно для ОВ, источником которого был материал с высоким содержанием липидных и протеиновых компонентов [Tissot et al., 1987; Horsfield, 1989]. В результате пиролиза ОВ вмещающих пород образуется значительное количество моно-, ди- и три-ароматических УВ, серосодержащих тиофены, бензотиофены и их алкил-замещенные производные. Таким образом, в образцах вмещающих отложений при пиролизе выявлено около 30–50 вес.% ароматических продуктов, что указывает на кероген II типа с более вы-

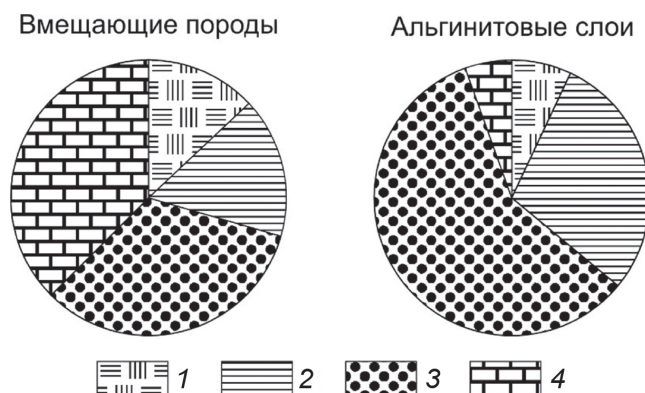


Рис. 6. Групповой состав углеводородов, генерируемых керогеном вмещающих пород и альгинитовых слоев баженовской свиты: 1 — легкие УВ; 2 — н-алканы; 3 — насыщенные УВ и нафтенy; 4 — арены

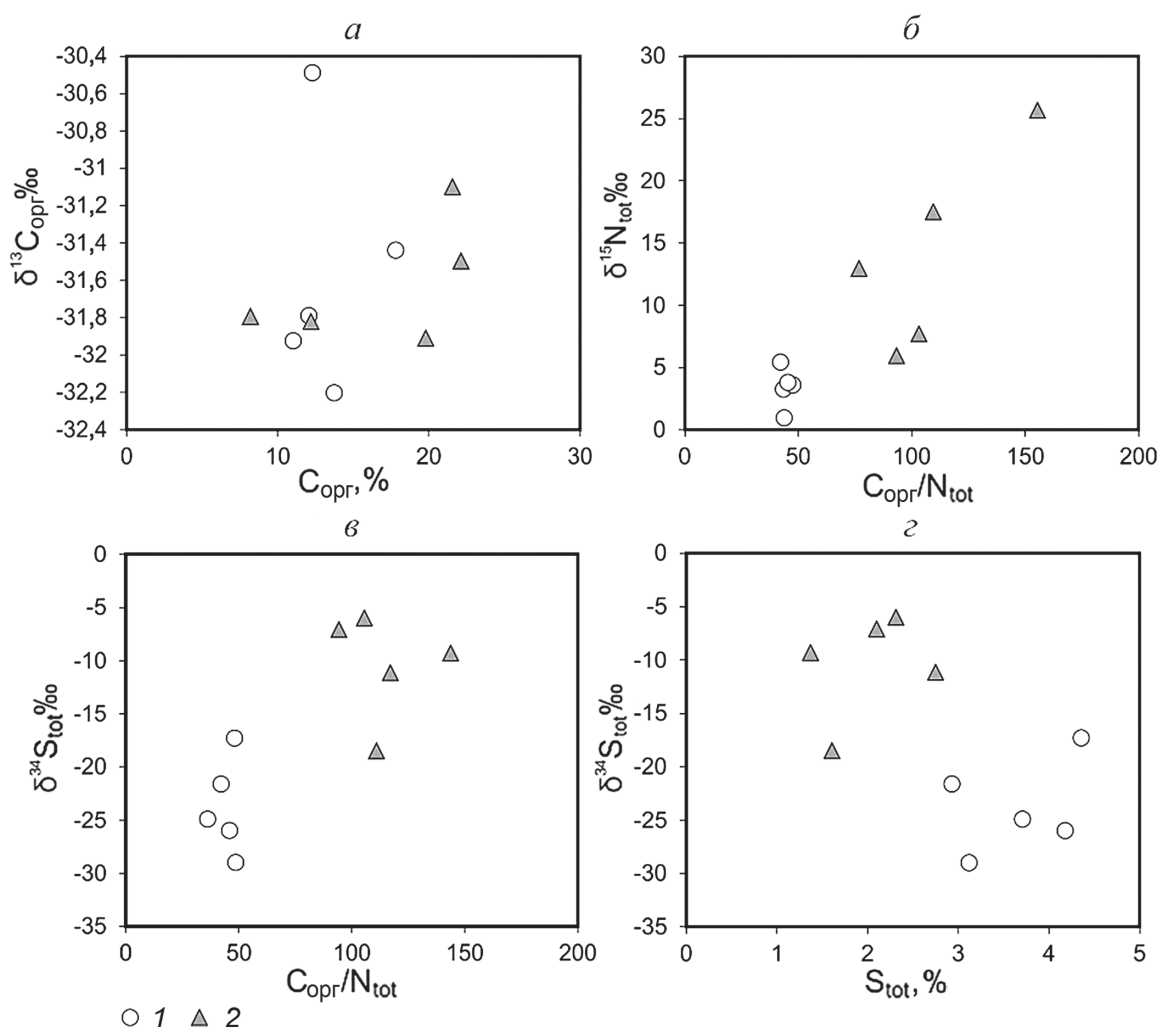


Рис. 7. Графики  $\delta^{13}C_{org}$  —  $C_{org}$  (а),  $\delta^{15}N_{tot}$  —  $C_{org}/N_{tot}$  (б),  $\delta^{34}S_{tot}$  —  $C_{org}/N_{tot}$  (в) и  $\delta^{34}S_{tot}$  —  $S_{tot}$  (г) для: 1 — вмещающих пород, 2 — альгинитовых слоев

соким содержанием разнообразного органического (зоопланктонного и фитопланктонного) материала [Dembicki, 2009].

**Изотопный состав C, N, S.** Изотопный состав углерода ОВ альгинитовых слоев и вмещающих пород характеризуется близким содержанием изотопа углерода  $^{13}C$  (рис. 7, а).

Величина  $\delta^{13}C_{org}$  для альгинитовых слоев составляет от  $-31,1$  до  $-31,9\text{‰}$ , для вмещающих пород  $\delta^{13}C_{org}$  варьирует от  $-30,5$  до  $-32,2\text{‰}$ . Полученные значения характерны для исходного морского ОВ, из которого образовался кероген баженовской свиты [Конторович и др., 2019].

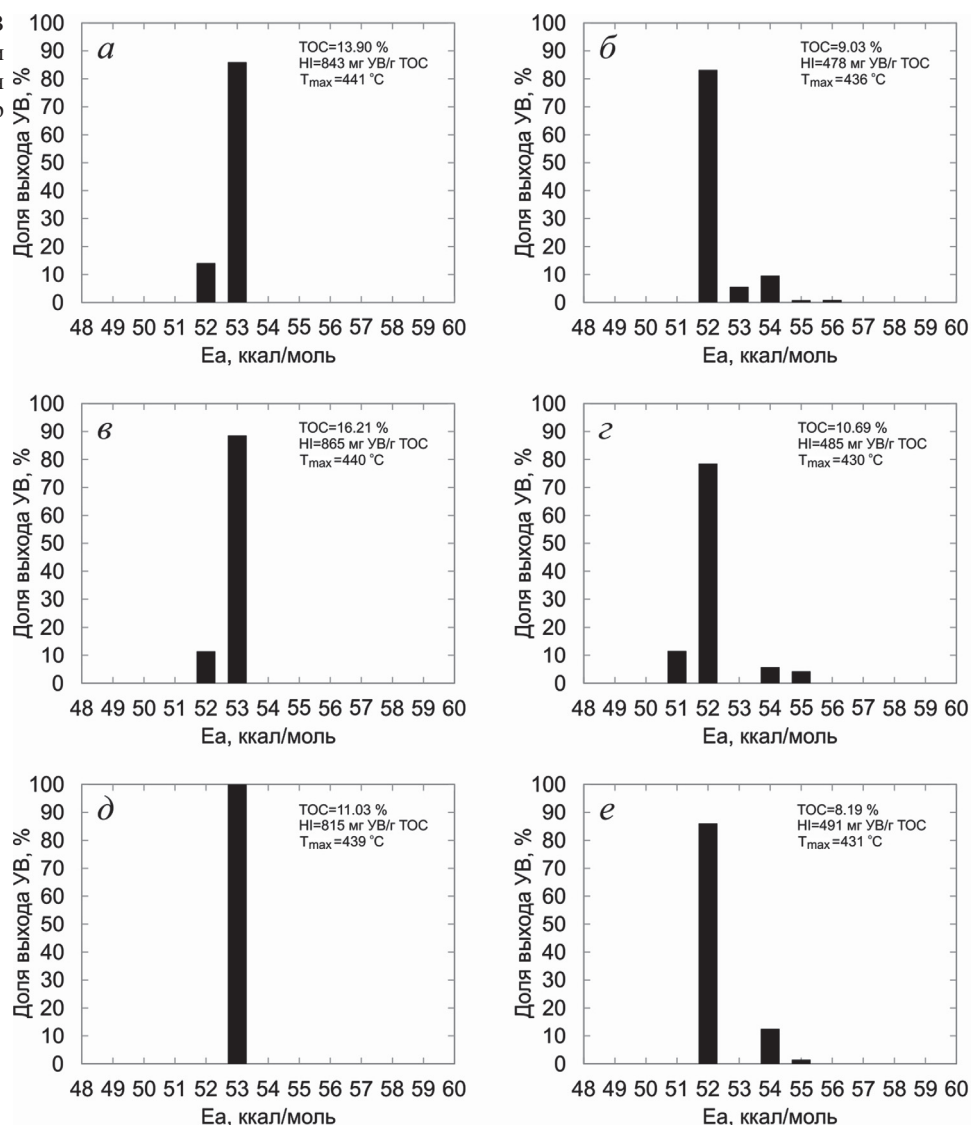
Концентрация азота в альгинитовых слоях и вмещающих породах варьирует от 0,07 до 0,37 вес.%, для всех образцов из альгинитовых слоев отмечены более низкие значения по отношению к вмещающим породам (в 1,5–2 раза). Значения  $\delta^{15}N_{tot}$  для вмещающих пород изменяются от 0,9 до 5,4‰ при доле азота от 0,24 до 0,37 вес.%. В альгинитовых слоях отмечено обогащение  $^{15}N$ , так, значения  $\delta^{15}N_{tot}$  составляют от 5,9 до 25,7‰ при доле азота от 0,07 до 0,21 вес.%. Соотношения C/N находятся в прямой корреляции с утяжелением изотопного состава азота (рис. 7, б).

Низкое содержание и тяжелый изотопный состав азота в альгинитовых слоях связан как с изначальным преобладанием липидной составляющей, так и со значительными микробальными изменениями ОВ на стадии диагенеза.

Содержание и изотопный состав общей серы также различны в альгинитовых слоях и вмещающих отложениях. Для альгинитовых слоев значения  $\delta^{34}S_{tot}$  изменяются от  $-6,0$  до  $-18,5\text{‰}$  при доле общей серы от 1,37 до 2,75 вес.% (рис. 7, в, г). Во вмещающих породах выявлено преобладание более легкой серы —  $\delta^{34}S_{tot}$  изменяется от  $-17,3$  до  $-29,0\text{‰}$  при значениях  $S_{tot}$  от 3,71 до 4,36 вес.%. Альгинитовые слои характеризуется промежуточными значениями величины  $\delta^{34}S_{tot}$ , что отражает более окислительные условия осадконакопления по сравнению с вмещающими породами.

**Кинетические исследования.** Еще одно свидетельство присутствия керогена I типа в альгинитовых слоях баженовской свиты дают данные кинетических исследований термического разложения ОВ. На рис. 8 представлены гистограммы распределения энергий активации для пар образцов (из альгинитовых слоев и вмещающих пород).

Рис. 8. Распределение  $E_a$  для ОБ альгинитовых слоев (а, в, д) и вмещающих пород (б, з, е). Для всех спектров частотный фактор  $A=1 \cdot 10^{14} \text{ c}^{-1}$  (з)



Спектр энергий активации для альгинитовых слоев очень узкий и состоит преимущественно из единой энергии  $E_a=53$  ккал/моль, что характерно для керогена I типа [Tissot et al., 1987]. Форма и распределение  $E_a$  (с максимумом на 52 ккал/моль) типичны для ОБ баженовской свиты и характеризуют ОБ вмещающих пород как кероген II типа. Кероген I типа альгинитовых слоев имеет более узкий энергетический диапазон генерации УВ, в отличие от керогена II типа, содержащегося во вмещающих породах. Поэтому генерация УВ органическим веществом альгинитовых слоев происходит мгновенно в масштабах геологического времени, однако начинается позже, чем в остальных породах баженовского разреза, на что указывает смещение максимума  $E_a$  на гистограммах распределения значений энергии активации. Таким образом, в альгинитовых слоях отмечено улучшение качества ОБ и его генерационного потенциала по пиролизическим показателям, что находит отражение в одномоментном образовании УВ. Для пород баженовской свиты, содержащих кероген II типа, напротив, характерно расширение интервала распределения энергии активации.

Таким образом, кероген I типа в породах баженовской свиты обнаружен и описан в альгинитовых слоях, которые распространены в центральной части Западно-Сибирского НГБ на территории более 0,5 млн км<sup>2</sup>. Скважины с находками керогена I типа расположены в разных фациальных районах Западной Сибири и приурочены к различным тектоническим элементам.

Результаты лабораторных исследований указывают на водорослевую природу изученных люминесцирующих альгинитовых слоев баженовской свиты. Геохимические исследования подтверждают присутствие в этих слоях концентрированного керогена I типа, который разбавляется керогеном II типа при переходе к вмещающим силицитам баженовской свиты.

Чаще всего люминесцирующие альгинитовые слои расположены в низах верхней подсвиты баженовской свиты. В этой же высокоуглеродистой пачке, но выше по разрезу, находятся другие люминесцирующие прослои, имеющие вулканическую природу (рис. 1). Эти прослои, обогащенные вулканогенным материалом, сложены вторично измененными туфа-



ми — сильнотрещиноватыми зеленовато-серыми либо бурыми породами с реликтовой вулканокластической микроструктурой, в которых основная масса представлена раскристаллизованным вулканическим стеклом, вторично интенсивно глинизированным. Широкое распространение альгинитовых слоев на территории Западной Сибири делает их, совместно с туфовыми прослоями, важными маркирующими горизонтами при выполнении стратиграфической корреляции баженовских отложений.

Нефтегазогенерационный потенциал ОВ альгинитовых слоев, содержащих кероген I типа, значительно превышает таковой во вмещающих породах. Несмотря на малую мощность единичных слоев или серии слойков, суммарная толщина слоев, более чем на 50 об.% состоящих из ОВ керогена I типа, в отдельных скважинах достигает 1 м. Преобладание алифатических соединений в углеводородах, образованных керогеном I типа, предполагает высокое качество добываемой нефти.

Интенсивность и цвет свечения альгинитовых слоев в УФ или его отсутствие можно использовать в качестве дополнительных параметров зрелости для ОВ пород баженовской свиты. Цвет и интенсивность свечения альгинитовых слоев в УФ свете значительно изменяются или пропадают при достижении стадии зрелости МК2, что связывают с увеличением ароматичности углеводородных соединений [Bertrand et al., 1986; Pradier et al., 1991].

Кроме типичных озерных сапропелей, есть примеры солоноводных морских бассейнов (например, Черное и Средиземное моря), но в них сапропелевые осадки связаны с застойной сероводородной обстановкой, что характерно для всего баженовского бассейна и не объясняет концентрированные слои керогена I типа.

Еще одним сценарием образования альгинитовых слоев могут быть вспышки развития фитопланктона на питательном веществе эолового переноса. На юге и юго-западе баженовского бассейна господствовал субаридный климат с развитием прибрежных пустынь. Эпизодический вынос в бассейн пустынного материала песчаными бурями обеспечивал поступление в центральные части бассейна глинистых минералов, гумуса, микроэлементов, обломочного кварца и потепление верхних слоев воды в результате распространения теплых воздушных масс. Кварц альгинитовых слоев имеет специфическую морфологию, не встречается в остальных породах баженовской свиты и имеет схожие формы с обломочным материалом эолового разноса [Хотылев и др., 2019]. Поступление питательных элементов могло провоцировать возникновение вспышек развития фитопланктона (цветение воды), которые быстро затухали в связи с исчерпанием запаса привнесенных питательных веществ.

Образование альгинитовых слоев также может быть связано с деятельностью палеовулканов. На присутствие пирокластики в породах баженовской свиты неоднократно указывалось в работах [Ван, Казанский, 1985; Панченко и др., 2021]. Вулканический пепел может представлять собой питательную среду для развития различных цианобионтов и симбиотических водорослевых колоний [Fujimura et al., 2011]. Частицы кварца необычной формы, присутствующие в слоях, по всей видимости, могут быть раскристаллизованным вулканическим стеклом.

В любом случае осаждение на дно морского бассейна водорослевого вещества, судя по малой толщине альгинитовых слоев, было мгновенным событием в масштабе геологического времени и представляло собой некую вспышку биологической продуктивности водорослей. По мере снижения концентрации питательных веществ количество водорослей в морской воде сокращалось, и их материал начинал смешиваться с остальными продуцентами и кремнистым осадком в придонном нефелоидном слое воды.

**Заключение.** Дана детальная литологическая и геохимическая характеристика люминесцирующих слоев, обогащенных керогеном I типа, названных авторами альгинитовыми слоями. Альгинитовые слои зафиксированы в ряде скважин разреза баженовской свиты в центральной части Западно-Сибирского бассейна. Все описанные люминесцирующие альгинитовые слои приурочены преимущественно к единому стратиграфическому диапазону — низам верхней баженовской толщи в интервале высокоуглеродистой пачки. Приведены лабораторные данные, доказывающие существование «концентрированного» водорослевого вещества, обладающего аномально высоким нефтегенерационным потенциалом в отложениях баженовской свиты.

Использование альгинитовых слоев в качестве маркирующих горизонтов позволит повысить эффективность корреляционного сопоставления отложений баженовской свиты, что представляет большой интерес для стратиграфии Западной Сибири. Люминесцентные свойства керогена альгинитовых слоев можно использовать при оценке зрелости баженовской свиты от градации катагенеза ПК3 до МК2. Существование в отложениях керогена I типа необходимо учитывать при вводе данных в бассейновом моделировании, поскольку ОВ разных органофаций с отличающейся кинетикой разложения генерирует УВ в различных временных и температурных условиях.

**Финансирование.** Работа поддержана Министерством науки и высшего образования Российской Федерации по соглашению № 075-10-2020-119 в рамках программы развития НЦМУ.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ван А.В., Казанский Ю.П. Вулканокластический материал в осадках и осадочных породах. Новосибирск: Наука, 1985. 127 с.
- Гончаров И.В., Самойленко В.В., Обласов Н.В. и др. Типы и катагенез органического вещества баженовской свиты и ее возрастных аналогов // Нефтяное хоз-во. 2016. № 10. С. 20–25.
- Калмыков А.Г., Карпов Ю.А., Топчий М.С. и др. Влияние катагенетической зрелости на формирование коллекторов с органической пористостью в баженовской свите и особенности их распространения // Георесурсы. 2019. Т. 21, № 2. С. 159–171.
- Карнюшина Е.Е. Кремнистые породы нефтяной баженовской свиты Краснотенинского свода (Западная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2003. № 6. С. 19–27.
- Конторович А.Э., Богородская Л.И., Борисова Л.С. и др. Геохимия и катагенетические превращения керогена баженовского горизонта // Геохимия. 2019. Т. 64, № 6. С. 585–593.
- Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. М.: Недра, 1975. 680 с.
- Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геологии. М.: Наука, 1987. 143 с.
- Оксенойд Е.Е., Волков В.А., Олейник Е.В., Мясникова Г.П. Типы керогена баженовской свиты по данным пиролиза и их сопоставление с параметрами нефтей // Изв. вузов. Нефть и газ. 2017. № 5. С. 34–43.
- Панченко И.В., Соболев И.Д., Рогов М.А., Латышев А.В. Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский–рязанский ярусы) Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 2. С. 144–183.
- Хотылев О.В., Батушкина Н.А., Вишневская В.С. и др. Модель накопления радиоляриевых слоев в баженовской свите Западной Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2019. № 1. С. 89–94.
- Bertrand P., Pittion J.L., Bernaud C. Fluorescence of organic matter in relation to its chemical composition // Org. Geochem. 1986, Vol. 10. P. 641–647.
- Dembicki Jr.H. Three common source rock evaluation errors made by geologists during prospect or play appraisals // AAPG Bull. 2009. Vol. 93, N 3. P. 341–356.
- Fujimura R., Sato Y., Nishizawa T. et al. Analysis of early bacterial communities on volcanic deposits on the Island of Miyake (Miyakejima), Japan: a 6-year study at a fixed site // Microbes Environ. 2012. Vol. 27, N 1. P. 19–29.
- Horsfield B. Practical criteria for classifying kerogens: Some observations from pyrolysis-gas chromatography // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 53. P. 891–901.
- Peters K.E. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1986. Vol. 70. P. 318–329.
- Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The biomarker guide — 1st Ed. Cambridge: Cambridge University Press, 1993. 1155 p.
- Pradier B., Bertrand P., Martinez L., Laggoun-De-Farge F. Fluorescence of organic matter and thermal maturity assessment // Org. Geochem. 1991. Vol. 17. P. 511–524.
- Shal'dybin M.V., Wilson M.J., Wilson L. et al. The nature, origin and significance of luminescent layers in the Bazhenov Shale Formation of West Siberia, Russia // Marine and Petrol. Geol.. 2019. Vol. 100. P. 358–375.
- Tissot B.P., Pelet R., Ungerer P.H. Thermal history of sedimentary basins, maturation indices, and kinetics of oil and gas generation // AAPG Bull. 1987. Vol. 71, N 12. P. 1445–1466.
- Tissot B.P., Welte D.H. Petroleum formation and occurrence. Sec. ed. Berlin: Springer-Verlag, 1984. 699 p.

Поступила в редакцию 23.06.2021

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021

УДК 553.983(470.56)

Д.Е. Заграновская<sup>1</sup>, С.И. Исаева<sup>2</sup>, А.П. Вилесов<sup>3</sup>, В.А. Шашель<sup>4</sup>,  
О.А. Захарова<sup>5</sup>, Е.О. Беляков<sup>6</sup>, В.Ю. Демин<sup>7</sup>, И.Л. Кудин<sup>8</sup>, Г.А. Калмыков<sup>9</sup>

## СТРОЕНИЕ ПРОТЯЖЕННЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ОТЛОЖЕНИЙ ДОМАНИКОВОЙ ФОРМАЦИИ И МЕТОДЫ ИХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

ООО «Газпромнефть НТЦ», 190000, Санкт-Петербург, Набережная реки Мойки, 75–79, литера Д  
ООО «ГПН — Технологические Партнерства», 190000, Санкт-Петербург, ул. Декабристов, 24  
ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1

LLC “Gazpromneft STC”, 190000, Saint-Petersburg, Moika River emb, 79–79, bd D  
LLC “GPN — Technology Partnerships”, 190000, Saint-Peterburg, Decembrist st, 24  
Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1

Отложения доманиковой формации — сложный объект для прогноза и оценки перспектив нефтегазоносности, что связано с особенностями геологического строения отложений, низкой степенью изученности, а также отсутствием однозначных критериев, определяющих их перспективность. Для определения нефтегазоносного потенциала и разработки технологических решений успешной добычи из доманиковой формации очень важно выявить наиболее перспективные интервалы и оценить количество подвижных запасов и ресурсов до начала разработки. На основе изучения вещественного состава нетрадиционных коллекторов, преобразования органического вещества, а также углеводородов и компонентов нефти рассмотрены генетические особенности образования коллекторов отложений доманиковой формации и изменения структуры порового пространства в результате эпигенеза. На основе литологической и петрофизической интерпретации выполнена литотипизация высокоуглеродистых отложений. По данным геофизических исследований скважин разрез доманиковой формации дифференцирован на пропластки с наличием подвижных углеводородов, а также интервалов, поровый объем которых заполнен неподвижными неуглеводородными компонентами нефти или смолисто-асфальтеновыми веществами.

**Ключевые слова:** доманиковая толща, интерпретация данных ГИС, нетрадиционный коллектор, битуминозность, смолисто-асфальтеновые вещества, подвижные углеводороды, органическая пористость.

Properties of unconventional prospective deposits are interconnected by the processes of reservoir formation and oil and gas formation. Dispersed dolomite in situ formed during the maturation of TOC from syngenetic magnesium in the rock matrix increases the void space of the rock, thereby forming an unconventional reservoir filled with autochthonous hydrocarbons and oil components. In the process of TOC maturation and hydrocarbon migration, the TOC components are redistributed in the void space, thereby, the released volume of rocks is filled with stationary resinous asphaltene substances, which sharply reduces the reservoir properties of unconventional reservoirs. As a result, the definition of “organic” porosity includes a broader concept than just the porosity of kerogen. This is a more complex physicochemical process of transformation of the organic matter itself and the redistribution of elements within the formation as a result of the maturation of TOC components and hydrocarbon migration. When assessing the oil and gas potential in the section, we distinguish three groups of rocks: unconventional reservoirs with an increased TOC content and the presence of mobile hydrocarbons; bituminous rocks, in which

<sup>1</sup> ООО «Газпромнефть НТЦ», эксперт по оценке запасов нетрадиционных коллекторов, канд. геол.-минер. н.; e-mail: Zagranovskaya.DE@gazpromneft-ntc.ru

<sup>2</sup> ООО «Газпромнефть НТЦ», главный специалист; e-mail: Isaeva.SI@gazpromneft-ntc.ru

<sup>3</sup> ООО «Газпромнефть НТЦ», эксперт по седиментологии карбонатных резервуаров, канд. геол.-минер. н.; e-mail: Vilesov.AP@gazpromneft-ntc.ru

<sup>4</sup> ООО «Газпромнефть НТЦ», заместитель генерального директора по интегрированным решениям, канд. тех. н.; e-mail: Shashel.VA@gazpromneft-ntc.ru

<sup>5</sup> ООО «Газпромнефть НТЦ», руководитель центра регионального и сейсмического моделирования; e-mail: Zaharova.OA@gazpromneft-ntc.ru

<sup>6</sup> ООО «Газпромнефть НТЦ», руководитель по развитию дисциплины петрофизика, канд. геол.-минер. н.; e-mail: Belyakov.EO@gazpromneft-ntc.ru

<sup>7</sup> ООО «ГПН — Технологические Партнерства», главный геолог; e-mail: Demin.VY@gazprom-neft.ru

<sup>8</sup> ООО «ГПН — Технологические Партнерства», руководитель проекта Доманик; e-mail: Kudin.IL@gazprom-neft.ru

<sup>9</sup> Московский государственный университет, геологический факультет, кафедра геологии и геохимии горючих ископаемых, профессор, докт. геол.-минер. н.; e-mail: gera64@mail.ru



part of the pore volume is filled with resinous-asphaltene substances and host dense carbonate rocks without organic matter. Also, sporadically developed traditional reservoirs are distinguished throughout the section of the Domanik type of rocks.

*Keywords:* Domanik Formation, the interpretation well-logging, unconventional reservoir, bituminous, resinous-asphaltene substances, mobile fluids, organic porosity.

**Введение.** Нетрадиционные резервуары нефтематеринских отложений широко развиты и присутствуют во всех нефтегазоносных бассейнах. Отметим, что перспективы наличия подвижных углеводородов в отложениях с высоким содержанием органического вещества весьма разнообразны. Перспективные нефтематеринские породы (или, как принято в западной терминологии, — «сланцевые» отложения) с содержанием подвижных углеводородов выделяют по набору геолого-геофизических и геохимических параметров, характеризующих перспективные площади (sweet spots) [Вашкевич и др., 2018, 2019]. Так, по геохимическим параметрам в первую очередь определяют количество органического вещества (ТОС), его компонентный состав, зрелость, тип и др. Эффективные толщины интерпретируют по данным исследований керна, ГИС и на качественном уровне по показаниям газового каротажа и геолого-технических исследований при бурении скважины.

Для Волго-Уральской и Тимано-Печорской нефтегазоносных провинций наиболее представительная по площади и в разрезе нефтематеринская толща — битуминозная доманиковая формация, охватывающая стратиграфический интервал от верхнего девона (средне- и верхнефранский подъярусы и фаменский ярус) до нижней части турнейского яруса (рис. 1).

Рассматриваемые отложения имеют сложное строение и до сих пор представляют собой объект изучения, хотя вскрыты многими глубокими скважинами, пробуренными на нижележащие нефтегазоносные горизонты [Заграновская и др., 2020]. Керна из отложений целенаправленно ранее практически не отбирали, поэтому толща характеризуется в основном с позиции выполненного стандартного комплекса геофизических исследований (ГИС). Для определения нефтегазоносного потенциала отложений и определения эффективных толщин отложений доманиковой формации по ГИС очень важно выявить однозначные критерии, определяющие их перспективность. Необходимо определить концептуальное строение перспективных пластов, выявить вещественно-минералогический состав, структуру порового пространства коллекторов и их генезис, а также геолого-геофизические и геолого-геохимические особенности отложений, влияющие на изменение структуры порового пространства коллекторов.

В статье отражены методы интерпретации ГИС для выделения эффективных нефтенасыщенных толщин в отложениях доманикового типа с учетом геолого-геофизических и геохимических особен-

ностей отложений по данным кернавого материала. Показаны примеры интерпретации ГИС для скважин старого фонда, в которых отбор керна не производился, с целью достоверной оценки запасов и ресурсного потенциала отложений.

**Материалы и методы исследований. Объект исследований.** При анализе материалов учитывался более ранний опыт работы с кернам глубоких скважин в Муханово-Ероховском прогибе на участках Малогасвицком, Пешковском, Боголюбовском, Ленинградском. Кроме того, мы в разное время имели возможность познакомиться с депрессионными фациями верхнего девона и турне в доступных разрезах Южного и Среднего Урала, Южного Тимана. В статье представлены материалы изучения керна Савицкой поисково-оценочной скважины, пробу-

| Стратиграфия    |            |          |               | Структурно-фациальная зона<br>Муханово-Ероховского<br>внутришельфового<br>прогиба (МЭП) |
|-----------------|------------|----------|---------------|-----------------------------------------------------------------------------------------|
| Система         | Ярус       | Подъярус | Горизонт      |                                                                                         |
| Каменноугольная | Турнейский | Нижний   | Упинский      |                                                                                         |
|                 |            |          | Малевский     |                                                                                         |
|                 |            |          | Гумеровский   |                                                                                         |
| Девонская       | Фаменский  | Верхний  | Зиганский     |                                                                                         |
|                 |            |          | Хованский     |                                                                                         |
|                 |            |          | Озерский      |                                                                                         |
|                 |            | Средний  | Плавский      |                                                                                         |
|                 |            |          | Оптуховский   |                                                                                         |
|                 |            |          | Лебедянский   |                                                                                         |
|                 |            | Нижний   | Елецкий       |                                                                                         |
|                 |            |          | Задонский     |                                                                                         |
|                 |            |          | Волгоградский |                                                                                         |
|                 | Франский   | Верхний  | Ливенский     |                                                                                         |
|                 |            |          | Евлановский   |                                                                                         |
|                 |            |          | Воронежский   |                                                                                         |
|                 |            |          | Речицкий      |                                                                                         |
|                 |            | Средний  | Доманиковый   |                                                                                         |
|                 |            |          | Саргаевский   |                                                                                         |

1

Рис. 1. Стратиграфическое распространение пород доманикитов и доманикоидов в разрезе внутришельфовой Муханово-Ероховской депрессии: 1 — доманикиты и доманикоиды

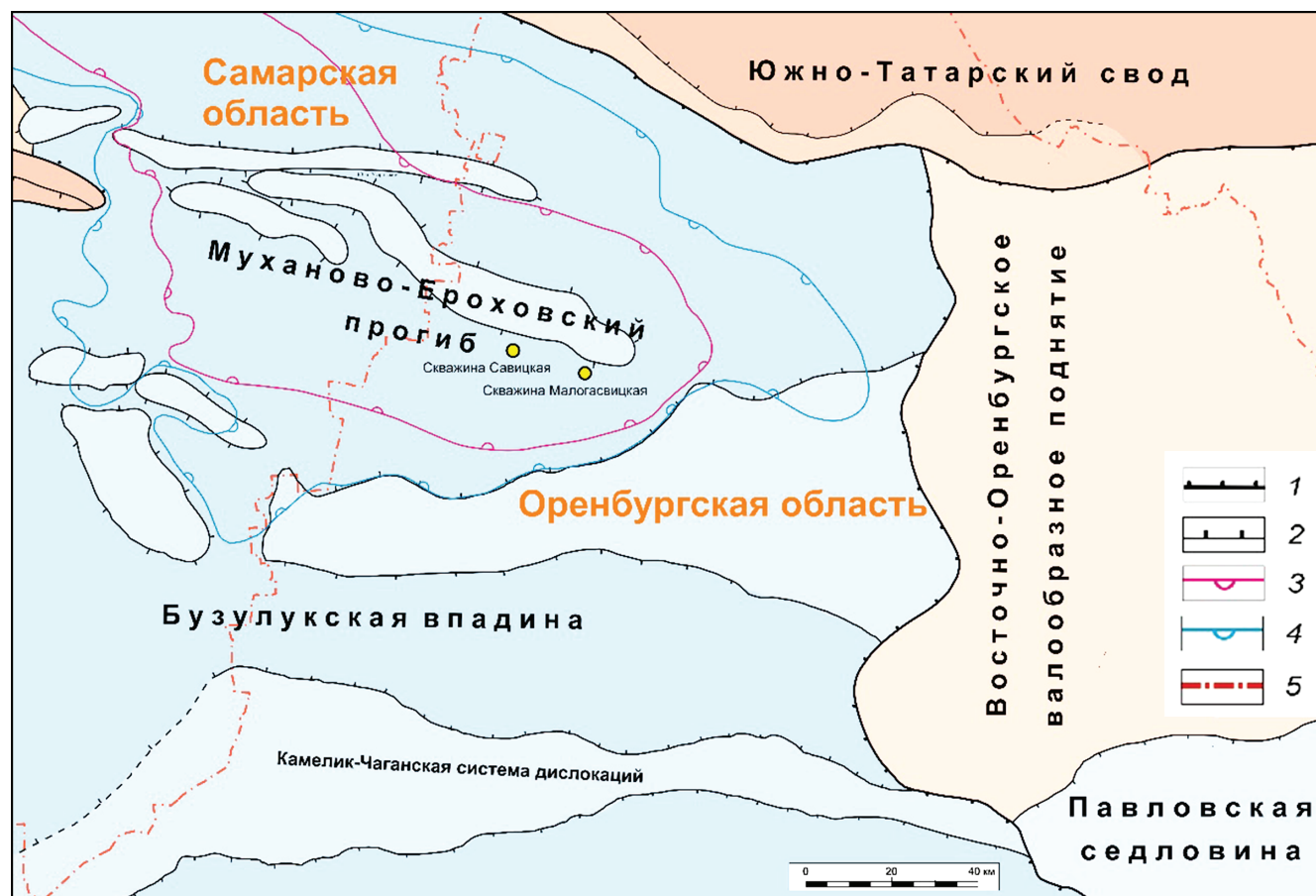


Рис. 2. Тектоническая карта основных элементов центральной части Волго-Уральского бассейна: 1 — границы тектонических элементов 1-го порядка; 2 — границы тектонических элементов 2-го порядка; 3 — границы бортовой зоны Камско-Кинельских впадин по турнейскому ярусу; 4 — границы бортовой зоны Камско-Кинельских впадин по фаменскому ярусу; 5 — административные границы областей

ренной в 2020 г. в центральной части Муханово-Ероховского прогиба (МЕП), из которой отобран керн по всему разрезу отложений доманикового типа, а также выполнен современный комплекс геофизических исследований. Эту скважину можно считать опорной для изучения отложений доманиковой формации в центральной части депрессионного разреза Волго-Уральского бассейна. Также использованы материалы исследований керна и шлифов скважин на Малогасвицкой площади (рис. 2) и опубликованные материалы для данных скважин Кашаевской площади.

Проведены анализ и комплексная интерпретация данных ГИС более 30 скважин в центральной части Муханово-Ероховского прогиба.

**Стратиграфия и условия формирования доманиковой формации в Муханово-Ероховском прогибе.** Формирование отложений доманиковой формации в Муханово-Ероховском прогибе, входящем в систему Камско-Кинельских внутришельфовых верхнедевонских впадин, охватывает значительный геохронологический интервал от среднего франа до раннего турне включительно. На протяжении этого времени менялись контуры прогиба и условия седиментации в его мелководно-шельфовом обрамлении.

Это отразилось в специфике распределения пород, обогащенных  $C_{org}$ , по разрезу конденсированных фаций прогиба.

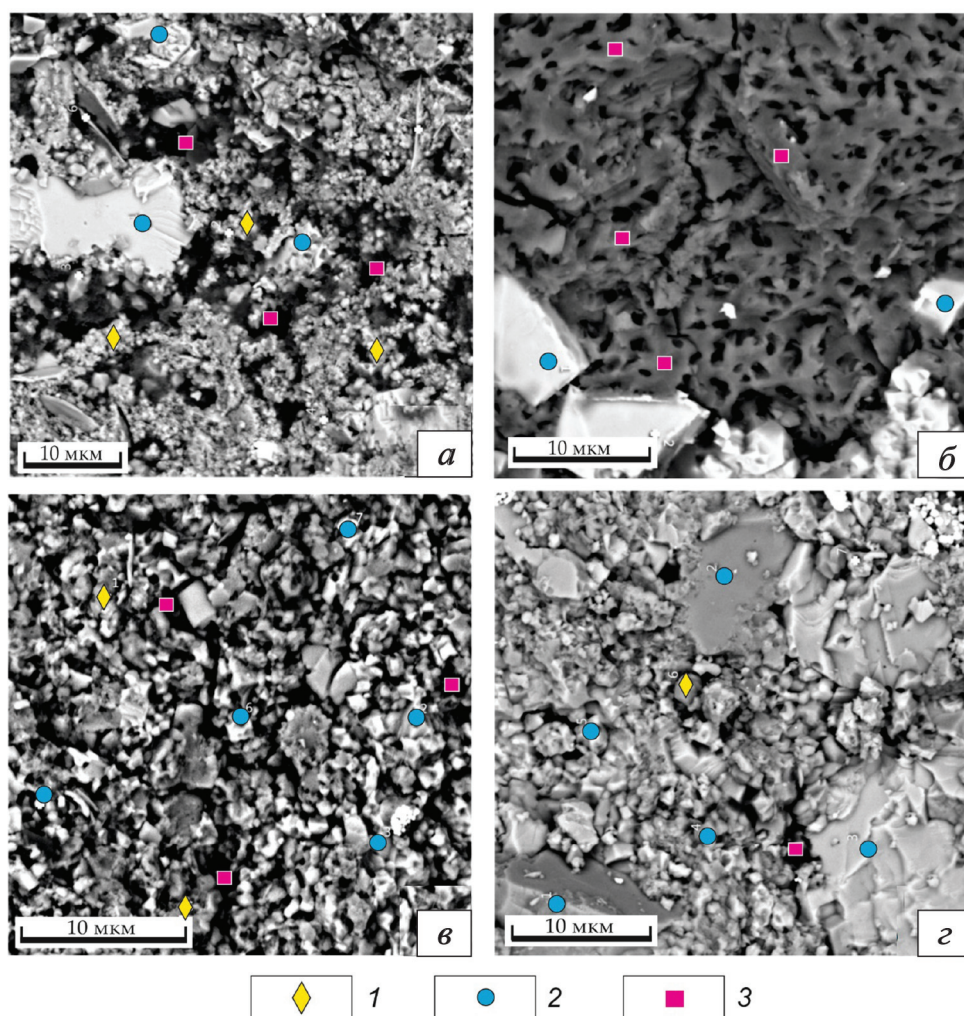
На первом этапе седиментации, в доманиковое время, в кремнисто-карбонатных отложениях, обогащенных  $C_{org}$ , довольно обычны прослои штормовых биокластовых известняков, что свидетельствует об относительно умеренной глубине седиментации — в пределах 50–70 м. Для доманиковых фаций характерен богатый комплекс нектонных макрофоссилий, свидетельствующий о умеренной высоте придонной зоны аноксии. На ряде уровней в разрезе появляются интервалы с признаками биотурбации [Гатовский и др., 2015].

В позднефранское время в краевых зонах прогиба появились пачки карбонатных дебритов и карбонатные разноразмерные турбидиты, это признак формирования карбонатных платформ с довольно крутыми склонами в обрамлении прогиба. В разрезе исчезают биокластовые темпеститы, т. е. глубина внутришельфовой впадины начинает превышать базис штормовых волн (более 60–80 м).

В фаменских отложениях разноразмерные турбидиты становятся обычными осадочными отложениями в обрамлении МЕП. Исчезают грубо-



Рис. 3. Фото пород доманиковых фаций Муханово-Ероховского прогиба, полученные при помощи растрового электронного микроскопа: *а* — карбонатно-кремнистая порода с рыхлой упаковкой микрокристаллов матрицы; *б* — включение битума, пронизанное густой сетью микропор; *в* — микрокристаллическая кремнисто-карбонатная порода с включениями органического вещества по межкристаллическим порам; *г* — кремнисто-карбонатная порода с включениями биокластов и органического вещества; 1 — кремнезем; 2 — кальцит; 3 — органическое вещество



обломочные дебриты, что служит свидетельством выполаживания склонов карбонатных платформ. Комплекс макрофоссилий становится крайне бедным. Углубление прогиба привело к увеличению высоты зоны придонной аноксии и формированию безжизненных условий на огромной площади впадины. Источником осадочного материала послужил известковый и кремнистый микропланктон, процветающий в верхнем слое воды, насыщенном светом и кислородом.

В раннем турне произошло интенсивное заполнение прогиба мелкозернистыми и илистыми карбонатными осадками, формировавшимися на обширных мелководьях, лишившихся рифового обрамления. Максимальной мощности достигли разнозернистые карбонатные турбидиты. Соответственно, сократилась и толщина пачек пород-доманикоидов.

Разрез отложения доманиковой формации в депрессионной части площади характеризуется наличием нескольких укрупненных пачек, обогащенных органическим веществом (ОВ), которые разделены тонкодетритовыми известняками серого цвета, в отдельных прослоях — кремнистыми породами со значительно меньшим количеством ОВ или без него.

**Результаты исследований и их обсуждение.**  
**Литолого-минералогическая характеристика**

**отложений, петрофизические типы пород доманиковой формации и их генетические особенности.** Отложения доманикового типа представлены кремниво-карбонатными и карбонатно-кремниевыми породами со сланцевой текстурой, с прослоями карбонатных брекчий, известняков и вторичных доломитов, с повышенным содержанием ОВ [Ступакова и др., 2017, 2016, 2015; Фадеева и др., 2015].

Для пород депрессионных фаций МЭП характерны два основных породообразующих минерала — кальцит и кремнезем (рис. 3). Их соотношение в составе пород меняется в диапазоне от слабо-кремнистого известняка до известковистого кремня [Ступакова и др., 2016]. Примеси других минералов (пирит, полевые шпаты, глинистые минералы) несут незначительную роль, чаще характерно низкое содержание глинистых минералов — до 4–8% [Ульмишек и др., 2017]. Исключение составляет доломит, который представлен двумя кристаллическими формами.

Важный компонент пород депрессионных фаций — ОВ, содержание которого варьирует от долей процента до 20–25%. Битуминозность отложений обусловлена присутствием рассеянного органического вещества (РОВ) в матриксе породы, также отмечено наличие битуминозности в стилолитах, внутри раковин тентакулит, в межкристаллических порах,



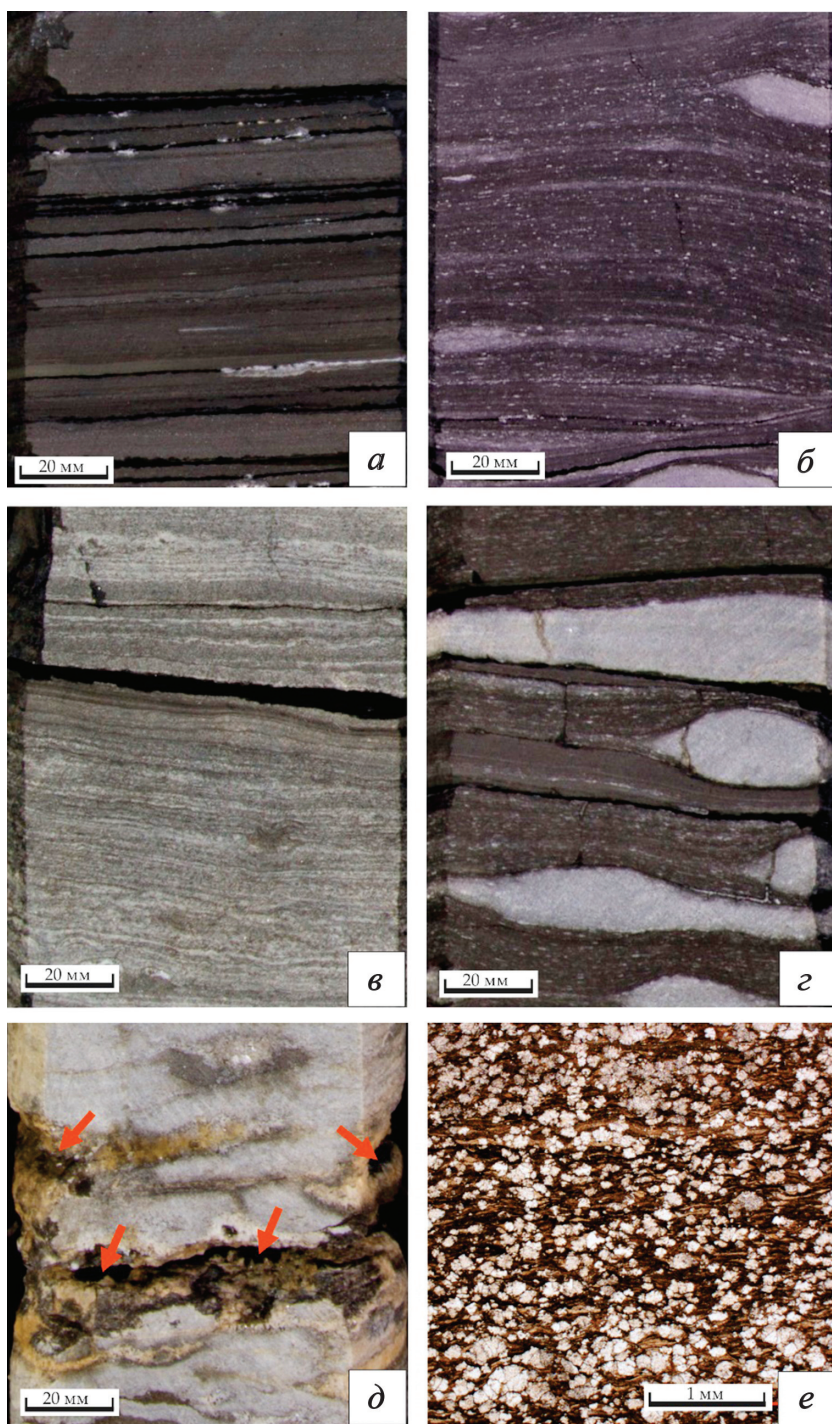


Рис. 4. Породы депрессионных фаций верхнего франа Муханово-Ероховского прогиба, фото вертикальных срезов керна (*a-d*) и шлифа (*e*): *a* — литотип 1, нефтенасыщенная карбонатно-кремнистая порода (доманикит) с микропористым матриксом и высоким содержанием органического вещества; *b* — литотип 2, кремнисто-карбонатная порода с многочисленными раковинами планктонных организмов в микритовом матриксе, содержание органического вещества снижено; *c* — литотип 3, известняк мелкозернистый с плотным микритовым матриксом; *d* — известняк, неравномерно замещенный гидротермальным доломитом с крупными кавернами; *e* — доманикит с интенсивной доломитизацией. Эвгедральные кристаллы диагенетического доломита равномерно распределены в матриксе, содержащем органическое вещество

в отдельных прослоях и прожилках [Горожанин и др., 2019].

В России нефтематеринские породы с высоким содержанием  $C_{орг}$  традиционно делятся на доманикиты (Domanik-rocks) и доманикоиды (Domanikoid-rocks). Породы с высоким содержанием керогена относятся традиционно к доманикоидам (до 5% ОВ) и доманикитам (5–25% ОВ). При высоком содержании керогена он становится значимым компонентом пород. В ходе генерации углеводородов (УВ) в структуре керогена формируется вторичная микропористость, с которой в значительной степени связана потенциальная продуктивность сланцевых коллекторов. Внешне доманикиты и доманикоиды представлены тонкослоистой (сланцеватой) породой темно-серого и почти черного цвета. На рис. 4, *a* приведена фотография вертикального среза таких пород. Для них характерен интенсивный запах УВ, близкий к бензиновому. Структура породы микрокристаллическая и микроагрегатная: кальцит представлен очень мелкими кристаллами микритовой размерности — от нескольких микрометров до 10–15 мкм, а кремнезем — микроагрегатами различной формы с размером несколько микронов. Упаковка кристаллов и микроагрегатов относительно рыхлая.

Межкристаллическое и межагрегатное пространство формирует первый уровень пор и поровых каналов размером несколько микронов (рис. 3, *a*). Оно неравномерно заполнено включениями дисперсного зрелого ОВ различного размера. Как показывают исследования РЭМ высокого разрешения, второй уровень пор сформировался уже в самом ОВ [Ульмишек и др., 2017]. Размеры этих пор преимущественно не превышают 1 мкм, обычно значительно меньше. Поры ОВ хорошо связаны между собой поровыми каналами, соразмерными диаметру пор. Пример поровой системы ОВ приведен на рис. 3, *b*. При проявлении аутигенной доломитизации, которая представлена в виде правильных субромбических кристаллов доломита, рассеянных в керогеново-кальцитово-кремнистом матриксе (рис. 4, *e*), вещественный со-

став доманикитов усложняется, а общая пористость увеличивается.

Описанный тип пород депрессионных фаций наиболее важен для изучения, так как представляет собой нетрадиционный микропоровый коллектор доманиковой толщи МЕР. В разрезах депрессионной зоны первый тип пород выделяется в верхнефранском подъярусе, фаменских и нижнетурнейских отложениях. Двухуровневая поровая система (нанопоры+микропоры) в них полностью заполнена сингенетичными УВ и не содержит воды.

Второй петрофизический тип пород внешне похож на первый — они тоже темно-серые и почти черные, тонкослоистые, плитчатые (рис. 4, б). Однако содержание керогена в них снижается (до перехода в доманикоиды) и, соответственно, увеличивается содержание кальцитовый (преимущественно) и кремнистой составляющих. В структуре пород преобладает микрокристаллический кальцит, который имеет более плотную упаковку кристаллов. Поровая система представлена слабо связанными микропорами (рис. 3, в). Породы второго типа практически не имеют признаков насыщения УВ. Они обычны в интервале среднего франа, периодически встречаются и выше по разрезу. Образуют парагенез с породами первого типа.

Третий тип пород депрессионной зоны представлен известняками и кремнистыми известняками (рис. 4, в). Для них характерна плотная мелко-микрокристаллическая кальцитовая матрица с мелкими биокластовыми зернами (структура преимущественно вакстоун), реже с крупными остатками фосилий (флаутстоуны). На рис. 3, г приведена фотография микроструктуры такой породы. Кремнезем в виде микроагрегатов рассеян в микрокристаллической кальцитовой массе или замещает биокласты. Органического вещества немного, оно отмечено в виде включений, в том числе по раковинам планктонных организмов. Такие породы встречаются во франских и фаменских отложениях, но значительное увеличение их доли в разрезе произошло в турне, где в составе пород повышается количество и разнообразие зерен, а структура сменяется на пак-вакстоун и пакстоун с высоким содержанием микролита. Третий тип пород практически не содержит пор либо они редкие, изолированные. Этот тип пород, как и породы второго типа, не представляет интереса как потенциальный коллектор.

Особую группу пород-коллекторов в депрессионной зоне прогиба представляют вторичные гидротермальные доломиты (рис. 4, д), сформированные в результате воздействия высокомагнезиальных термальных глубинных вод на проницаемые прослои конденсированных пород. В Оренбургской области модель гидротермальной доломитизации описана и доказана для карбонатных толщ среднего девона и франа [Вилесов и др., 2014]. В зонах гидротермальной проработки породы представлены грубокристаллическими доломитами с характер-

ной грубой размерностью кристаллов седловидной формы. Пустотное пространство, сформированное в результате выщелачивания и замещения, можно охарактеризовать как трещинно-каверново-полостное. В интервалах развития гидротермальных доломитов породы имеют наиболее высокие фильтрационно-емкостные характеристики. Такие породы относятся к естественным коллекторам (ЕК) и развиты по площади спорадически. Процессы, аналогичные гидротермальной рассеянной доломитизации, наблюдаются в отложениях баженовского горизонта, что указывает на общность генезиса нетрадиционных коллекторов [Вашкевич и др., 2018].

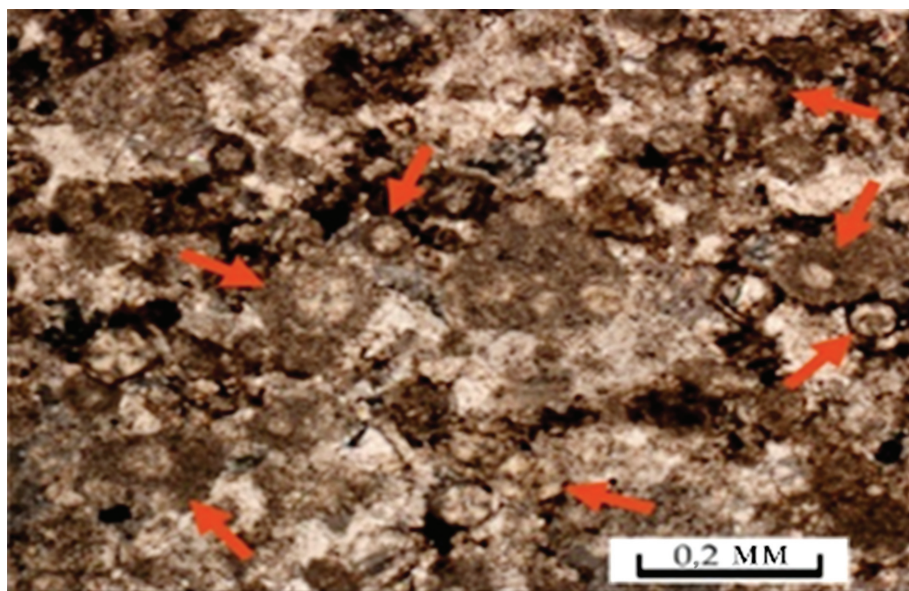
Таким образом, и в доманикитах, и в доманикоидах могут содержаться подвижные углеводороды в коллекторах с разными видами пустотности, поэтому деление на доманикиты и доманикоиды мы используем для выделения литотипов с разным содержанием ОВ в разрезе и для более удобной литотипизации пород.

**Генетические особенности перспективных отложений доманиковой формации.** Для отложений доманиковой формации, в основном в депрессионной части разреза, характерна закрытая система нефтегазоаккумуляции, где главные процессы происходят в результате перераспределения вещества внутри комплекса при диа- и катагенезе, т. е. без привноса и выноса вещества по системе разломов, секущих объект [Вашкевич и др., 2018, 2019]. В ранних публикациях других авторов отмечено, что отложения доманиковой формации, представленные кремнисто-карбонатными и карбонатно-кремнистыми породами, обогащенными морским водорослевым органическим веществом, обладают высоким генерационным потенциалом [Ступакова и др., 2016].

В нетрадиционных коллекторах в результате эпигенетических процессов и созревания ОВ происходило перераспределение вещества. Высвободившейся объем породы заполнялся углеводородами, а сингенетичный магний из водорослей образовал по матриксу породы рассеянный доломит *in situ* (доломитизацию) (рис. 4, е). Если количество магния в хлорофилле составляет 2,7%, то концентрирование Mg в комплексах по сравнению с целыми клетками повышается в 10 раз [Бойченко и др., 1968] и достигает 27%. Планктонные водоросли — один из основных источников альгосапропелевого ОВ и как следствие основной поставщик сингенетичного магния для формирования доломита, контролирующей вторичную эпигенетическую пористость. Как правило, планктонные водоросли захороняются в виде ОВ, так как не имеют минерального скелета, поэтому их трудно увидеть в шлифах. Фактически микро-слоистые отложения доманикового типа и прожилки ОВ будут спрессованными остатками планктонных водорослей и водорослей-макрофитов (рис. 5). В шлифах сланцевых коллекторов часто наблюдается картина «звездного неба» с рассеянным доломитом *in situ* (рис. 4, е) [Заграновская и др., 2021]. Отметим,



Рис. 5. Фото тонкого среза шлифа известняка биокластово-сферопеллоидного средне-мелкозернистого со структурой пакстоун, с перекристаллизованным микритовым матриксом и многочисленными включениями ОВ по межзерновым порам. Кальцисферы представлены преимущественно цистами водорослей; фаменский ярус депрессионной зоны. Николь параллельные



что нефть сланцевых коллекторов часто характеризуется зеленым оттенком, который придают нефти продукты преобразования хлорофилла, что может косвенно указывать на источник ОВ.

Исследования керн показали, что основную часть в структуре порового пространства в отложениях доманиковой формации занимают битумоиды с высоким содержанием смолисто-асфальтеновых веществ, количество которых достигает 15 вес.% от объема породы. Распределение битуминозности в породах доманикового типа показано ниже в шлифах (рис. 6, 7).

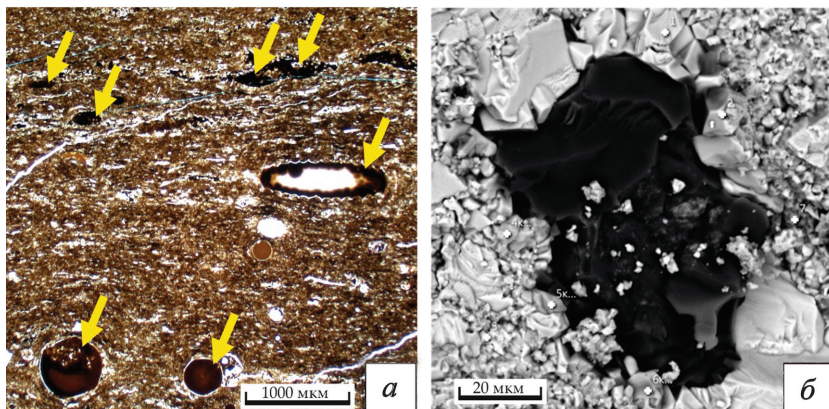
Органическое вещество в отложениях доманиковой формации можно охарактеризовать наличием максимального количества следующих компонентов: кероген (в наименьшем количестве), УВ (насыщенная и ароматическая фракции) и неуглеводородные компоненты нефти — смолисто-асфальтеновые вещества (САВ). С процессами генерации в ОВ непрерывно перераспределяются компоненты, это ключевой фактор в формировании потенциала извлечения УВ. При миграции УВ за пределы нефтематеринских пород происходит фракционирование состава и преимущественное перемещение насыщенных и ароматических УВ с небольшой частью растворенных гетероатомных соединений. Смолисто-асфальтеновые вещества перенасыщают систему, так как лишь частично растворяются насыщенными и ароматическими УВ и в результате высокой молекулярной массы влияют на фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) пород, закупоривая пустотное пространство,

а также увеличивают плотность и вязкость флюида, препятствуя его извлечению. Таким образом, в разрезе отложений доманикового типа необходимо вычлнять пропластки с содержанием САВ, которые снижают коллекторские свойства.

**Интерпретация данных ГИС.** Отложения доманиковой формации, обогащенные органическим веществом, выделяются в разрезе франского, фаменского ярусов и нижней части турнейского яруса среди плотных карбонатно-кремнистых пород. Такие породы являются нефтематеринскими и могут содержать как подвижные (или легкие) углеводороды (ЛУВ), так и неподвижные смолисто-асфальтеновые вещества.

Первоначальный этап при интерпретации данных ГИС — обоснование граничного значения содержания органического вещества (ТОС) для разделения отложений доманиковой формации и вмещающих пород. Граничное значение концентрации ОВ связано с погрешностью измерения на пиролитических приборах с программируемым нагревом. Образцы пород с  $ТОС < 1,5\%$  не имеют четко выраженных площадей, регистрируемых S-пиков, а следовательно, не могут давать количественные параметры состава и свойств ОВ [Вашкевич и др., 2019]. Выделение пород доманикового типа в сква-

Рис. 6. Распределение битуминозности в породах доманикового типа семилукского горизонта (средний фран) Муханово-Ероховского прогиба: а — раковины тентакулит и остракод с включениями тяжелых углеводородов или смолисто-асфальтенового вещества (фото тонкого среза кремнистого известняка, николь параллельные); б — включение тяжелых углеводородов или смолисто-асфальтенового вещества в полости перекристаллизованной раковины остракоды (фото с электронного сканирующего микроскопа)





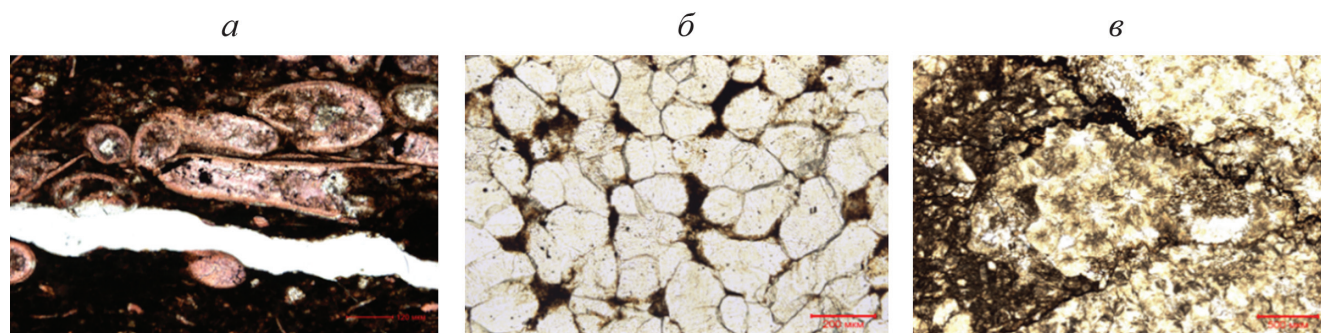


Рис. 7. Распределение битуминозности в породах доманиковского типа (шлифы): *а* — интракластово-кристаллический доломитистый известняк, матрикс биоморфно-кристаллический с битумом; *б* — кристаллический известняк, битуминозность в межкристаллическом пространстве; *в* — интракластовый (обломки водорослевого известняка) полибиодетритово-микритовый доломитистый известняк, коричневая битуминозность в межкристаллическом пространстве и по стилолитам

жинах реализуется по граничному значению общего содержания в породе ТОС, равному 1,5%.

Критериями оценки качества проведенных пиролизических исследований должны служить корреляционные зависимости  $S2b — T_{maxb}$  либо данные дополнительных измерений  $C_{орг}$  на анализаторе (метод прямого анализа концентрации ОВ).

Следующий этап интерпретации — расчет ТОС по ГИС. Для этого необходимо от керновых исследований перейти к методам ГИС, которые позволяют оценить ТОС в скважинах, где нет геохимических исследований керна и шлама. Оценку содержания ОВ предлагается проводить любым из предложенных ниже способов:

1) при наличии представительной выборки по керну путем установления устойчивой связи с урановой составляющей спектрометрии;

2) при наличии представительной выборки по керну путем установления устойчивой связи с двойным разностным параметром  $\Delta J_{ГК}$ ;

3) определение ТОС с использованием связей типа керн ТОС — керн теплофизические исследования — ГИС;

В качестве дополнительного метода предлагается использовать бесконтактные теплофизические ис-

следования керна. Результаты этих исследований — высокоразрешающие профили теплопроводности вдоль скважины, определенные методом оптического сканирования и преобразуемые в непрерывные профили ТОС (патент РФ 2720582 от 12.05.2020) [Попов и др., 2017]. Высокая эффективность этого метода подтверждается хорошим соответствием оценки ТОС по данным теплофизического профилирования на керне с результатами оценки ТОС при помощи пиролиза (рис. 8) [Богданович и др., 2009], а также тесной связью ТОС (по теплофизике) и двойного разностного параметра  $\Delta J_{ГК}$  (при определении  $\Delta J_{ГК}$  по данным гамма-каротажа) после попластового осреднения результатов определения каждого из этих параметров (рис. 9). Выявленные связи характеризуются высокими значениями коэффициента корреляции.

Для перехода от установленной по керну величины ТОС, граничной к данным ГИС, рекомендовано использовать граничные значения, полученные по урановой составляющей ГК-С, акустическому каротажу и водородосодержанию (рис. 10).

Отложения доманиковой формации включают в себя пропластки с подвижными легкими УВ и пропластки с неподвижными УВ смолисто-асфальтовыми веществами (рис. 6, 7).

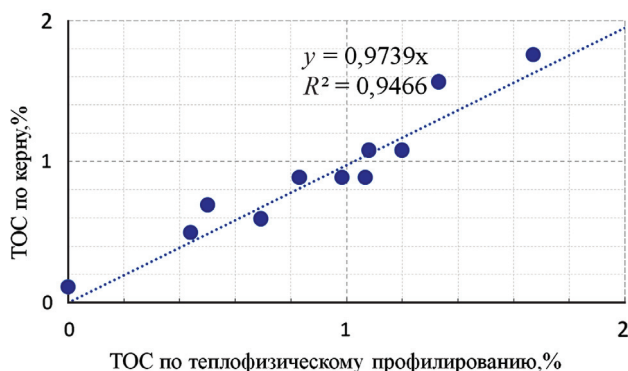


Рис. 8. Сопоставление содержания ОВ по керну, полученного по результатам пиролиза, и содержания органического вещества, определенного по результатам теплофизического профилирования на керне, после попластового осреднения результатов по каждому параметру, Балеikinская площадь

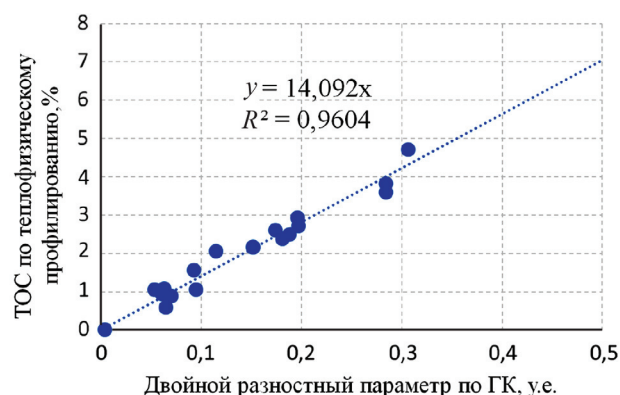


Рис. 9. Зависимость содержания ОВ по теплофизическому профилированию и двойного разностного параметра после попластового осреднения результатов по каждому параметру, Балеikinская площадь

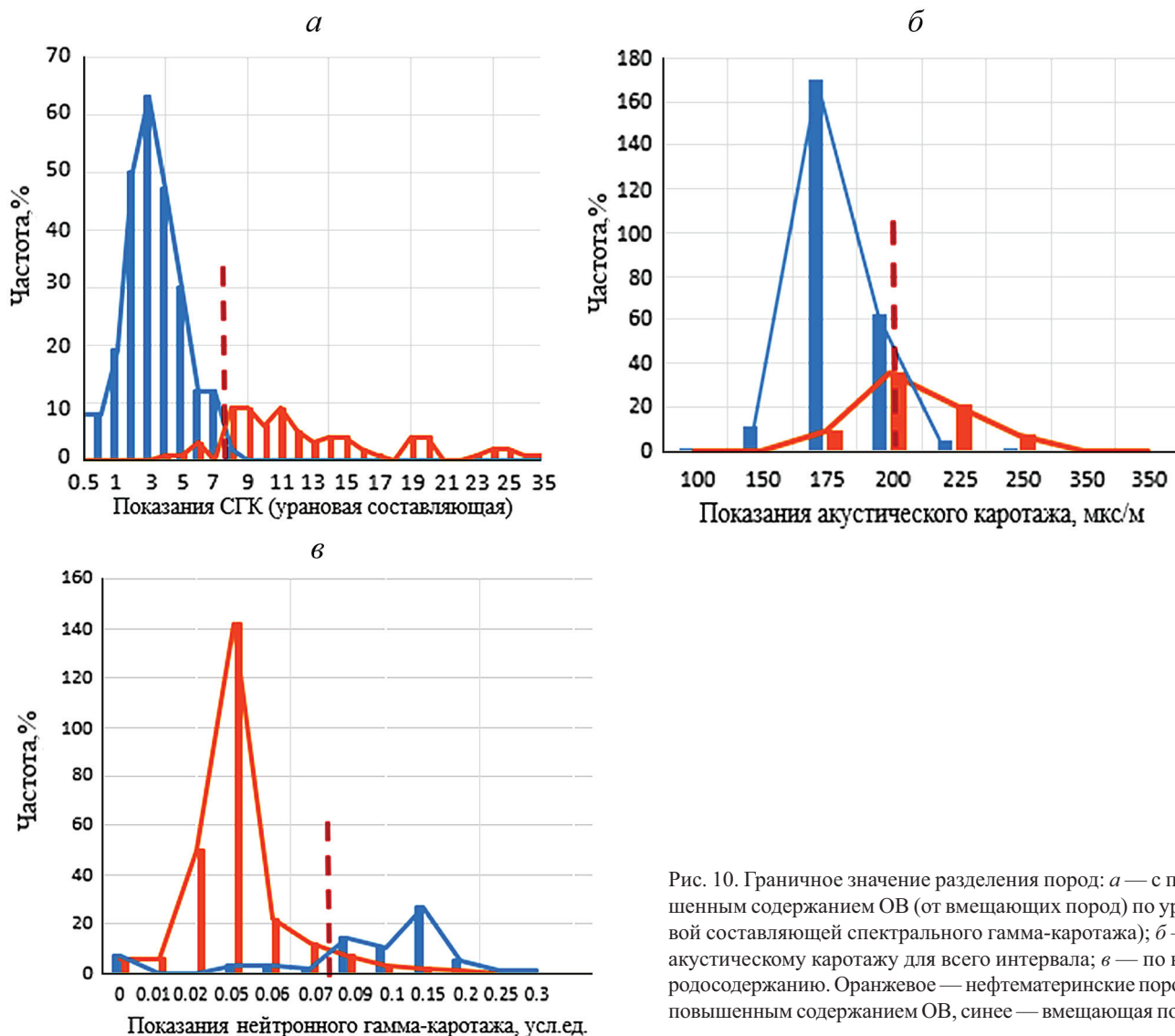


Рис. 10. Граничное значение разделения пород: *a* — с повышенным содержанием ОВ (от вмещающих пород) по урановой составляющей спектрального гамма-каротажа; *b* — по акустическому каротажу для всего интервала; *v* — по водородосодержанию. Оранжевое — нефтематеринские породы с повышенным содержанием ОВ, синее — вмещающая порода

Смолисто-асфальтеновые вещества заполняют пустотное пространство, что значительно ухудшает коллекторские свойства. Радиоактивность таких отложений обусловлена присутствием рассеянного ОВ (РОВ) в матрице породы и наличием смолисто-асфальтеновых веществ в стилолитах, внутри раковин тентакулит, в межкристаллической пустотности, в отдельных прослоях и в прожилках [Заграновская и др., 2021; Горожанин и др., 2019]. Поэтому в разрезе необходимо идентифицировать породы по групповому составу с различными насыщающими их углеводородами, определяющими их подвижность. Для этого предлагается использовать данные электрического каротажа (БК). Пропластки с подвижными УВ будут характеризоваться более низкими значениями удельного электрического сопротивления (в зависимости от изучаемой площади до 1000 Ом·м), чем пропластки, содержащие смолисто-асфальтеновые вещества. На примере скважин Бузулукской впадины для отложений доманиковой формации приводятся граничные значения для разделения пропластков с наличием подвижных УВ и

пропластков с наличием смолисто-асфальтеновых веществ (САВ) (рис. 11).

Следует отметить, что кероген является частью ОВ, и в зависимости от зрелости органического вещества может содержать свободный флюид в поровом пространстве и идентифицироваться как пропласток с наличием пористости. Керогеносодержащие пропластки с незрелым ОВ входят в выборку с плотными породами, содержащими САВ, а керогеносодержащие пропластки с наличием зрелого ОВ будут интерпретироваться как пропластки с органической пористостью. Отдельно выделять керогеносодержащие пропластки по данным ГИС не рекомендуется, так как при разных геолого-геохимических условиях преобразования пород они будут охарактеризованы различными емкостными параметрами, физические свойства которых не отразятся в полном объеме при интерпретации данных ГИС. По данным геохимических исследований скважин отмечается низкое содержание керогена в отложениях доманиковой формации, что не отражается на результатах интерпретации.

По вещественному составу пород и наличию подвижных УВ можно выделить в высокорadioактивном разрезе линзовидный, спорадически развитый естественный коллектор (ЕК) не коррелируемый по площади [Вашкевич и др., 2018; Вашкевич и др., 2019; Заграновская и др., 2021].

Естественным коллектором называется порода, способная вмещать флюид и отдавать его в любом, даже незначительном количестве без стимуляции коллектора. ЕК характеризуется наличием прямых признаков по каротажу (радиальный градиент сопротивления, измеренного зондами с разной глубиной исследований, и сужение диаметра скважин, зафиксированное на кривой кавернометрии), однако в разрезе фаменских и франских отложений часто отсутствуют прямые признаки, что значительно усложняет выделение коллектора. В таких случаях ЕК выделяется по наличию разуплотнения по методам акустического каротажа и плотности, пониженным показаниям гамма-каротажа и нейтронных методов, с граничным значением коэффициента пористости выше 4,5%, а также с повышенными газопоказаниями.

По минералогическому составу ЕК характеризуется наличием в матриксе пород кремнистых минералов, вторичных доломитов и может как содержать, так и не содержать ОВ.

Часто ЕК подтверждается аномалией по газовому каротажу [Петерсилье и др., 2003]. Однако аномалия, выделенная по газовому каротажу, носит косвенный характер и однозначно требует уточнения границ выделяемых коллекторов.

Резюмируя, отметим, что в отложениях доманиковой формации выделяются три вида пород, которые содержат как подвижные, так и неподвижные УВ, и характеризуются следующими параметрами:

- породы с содержанием ТОС > 1,5%, сопротивлением до 1000 Ом·м (в зависимости от изучаемой площади), наличием пористости, содержат кероген и легкие подвижные УВ;

- отложения доманиковой формации (ТОС > 1,5%) с высоким сопротивлением (до 10 000 Ом·м), в поровом пространстве которых содержатся неподвижные УВ (смолисто-асфальтеновые вещества);

- естественный коллектор с коэффициентом пористости ( $K_p$ ) выше 4,5%, наличие прямых признаков либо их отсутствие. В зависимости от содержания ТОС естественный коллектор может быть охарактеризован как содержащий ТОС > 1,5%, так и без ТОС. Результаты интерпретации приведены на рис. 12.

**Результаты анализа литолого-минералогического, вещественного исследования доманиковой формации и выявление их генетических особенностей.** Нефть в отложениях доманиковой формации, как и в баженовском горизонте, образуется за счет собственного ОВ. Подвижность углеводородов зависит от связанности пустотного пространства и зрелости ОВ, а также от компонентного состава ОВ. Область аккумуляции подвижных УВ — кремниевые



Рис. 11. Пример определения граничного значения удельного электрического сопротивления для разделения пород, содержащих легкие углеводороды, и пород с неподвижными углеводородами (смолисто-асфальтеновые вещества). Оранжевым показаны пропластки доманикового типа с подвижными углеводородами, синим — плотные пропластки с содержанием неподвижных углеводородов (смолисто-асфальтеновые вещества)

и доломитизированные карбонатные пропластки с наличием остатков характерной фауны, водорослей, образующие чередующиеся прослои мощностью по 0,2–0,5 м [Вашкевич и др., 2018., 2019].

Пустотное пространство в отложениях доманиковой формации формируется в результате эпигенетических процессов и представлено трещинами, кавернами, межзерновой, межкристаллической пористостью и органической пористостью. Наблюдается повышение пористости с увеличением количества  $C_{орг}$  в кремнистых [Заграновская и др., 2017] и доломитизированных пропластках [Вашкевич и др., 2018, 2019; Ульмишек и др., 2017; Заграновская и др., 2020, 2021]. В.Б. Татарский (1939) впервые обратил внимание на формирование нефтеносных доломитов в присутствии значительного количества ОВ.

В отложениях доманиковой формации доломитизация чаще проявлена послойно, выражена в развитии кристаллов доломита по битуминозному матриксу. Поэтому в определение «органическая пористость» вкладывается более широкое понятие, чем просто пористость керогена. Это более сложный физико-химический процесс преобразования ОВ и перераспределения элементов внутри пласта в результате его созревания. Степень доломитизации варьирует от частичной до полной, а форма выделений доломита указывает на проявленный эпигенетический процесс [Вашкевич и др., 2018]. В результате вторичных процессов на разных этапах преобразования и созревания ОВ происходило перераспределение компонентов в породе. А доломитизация косвенно указывает на изменение коллекторских свойств в сторону их увеличения.

С процессами генерации в ОВ непрерывно перераспределяются компоненты, это ключевой фактор в формировании потенциала извлечения УВ. Неподвижные смолисто-асфальтеновые вещества перенасыщают систему и влияют на фильтрацион-



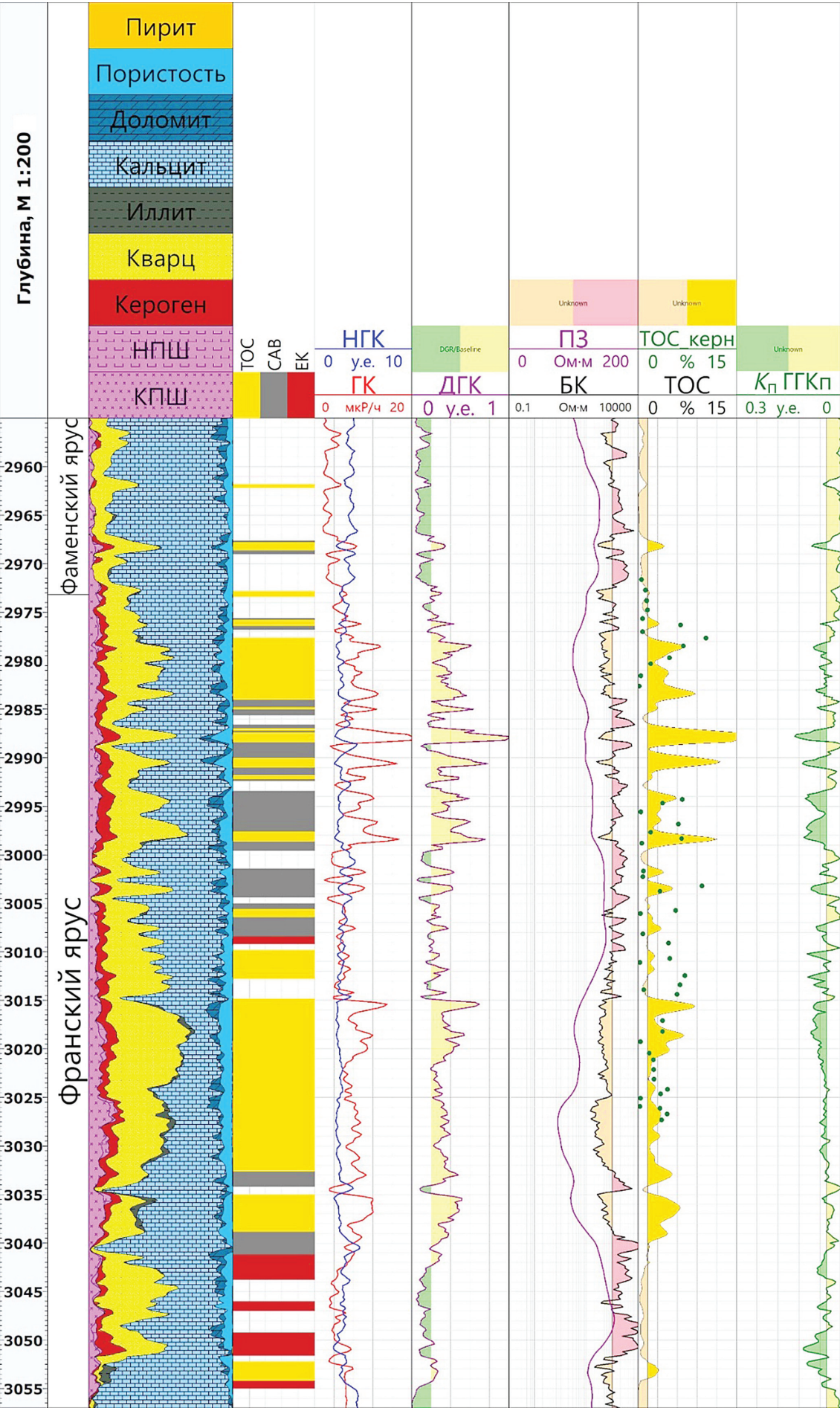


Рис. 12. Пример выделения продуктивной части разреза отложений доманикового типа. ТОС — общее органическое вещество, САВ — смолисто-асфальтеновые вещества, ЕК — естественный коллектор, НГК — показания нейтронного каротажа, ДГК — двойной разностный параметр ГК, БК — показания бокового каротажа, ПЗ — показания потенциал-зонда, К<sub>п</sub> ГГК<sub>п</sub> — пористость по плотностному каротажу

но-емкостные свойства (ФЕС) пород, закупоривая пустотное пространство, поэтому пропластки с высоким содержанием САВ снижают коллекторские свойства резервуара.

**Результаты интерпретации ГИС отложений доманиковой формации.** Основы интерпретации данных ГИС при выделении эффективных нефтенасыщенных слоев обоснованы по выявленным геолого-геофизическим и геохимическим особенностям отложений.

В разрезе от вмещающих кремнисто-карбонатных пород отделены нефтематеринские породы (НМП), в которых выделяются пропластки, содержащие смолисто-асфальтеновые вещества и естественные коллекторы, спорадически развитые по всему разрезу.

Установлены граничные значения данных ГИС для разделения отложений доманиковой формации на пропластки с содержанием УВ с разной подвижностью, они могут варьировать в зависимости от изучаемой площади.

Уточнение корреляционных связей между содержанием ОВ в керне и данными ГИС будет получено только при применении непрерывного теплофизического профилирования на керне.

Эффективная часть разреза для отложений доманиковой формации выделяется по следующим граничным критериями по данным геофизических исследований скважин:

- урановая составляющая (по ГК-С)  $\geq 5,3\%$ ;
- акустическая плотность (по акустическому каротажу)  $\geq 190$  мкс/м;
- водородосодержание (по нейтронному каротажу)  $\geq 6,3\%$ ;

Граничное значение сопротивления для разделения пропластков с учетом группового состава УВ и их подвижности (САВ и нефть) по БК составляет 870 Ом·м.

Выделение спорадически развитого естественного коллектора характеризуется:

- минимальными показаниями плотностного каротажа;
- максимальными показаниями акустического каротажа;
- граничным коэффициентом пористости, равным 4%;
- подтверждением по результатам испытаний и аномальных значений по газовому каротажу.

**Литологические и генетические особенности, влияющие на изменение коллекторских свойств доманиковой формации.** Нефтеносность и свойства нетрадиционных перспективных отложений взаимосвязаны с процессами формирования коллекторов и нефтегазообразования.

Для доманиковой формации, в основном в депрессионной части разреза, характерна закрытая система нефтегазоаккумуляции, где основные процессы происходили в результате перераспределения вещества внутри комплекса при диа- и катагенезе, т.е. без привноса и выноса вещества по системе

секущих разломов. Объем и связанность пустотного пространства в нетрадиционных коллекторах сформировались в результате эпигенетических процессов и созревания ОВ. Сингенетичные УВ заполняли высвободившееся пустотное пространство и перераспределяли сингенетичный магний альгосапропелевого ОВ, образуя рассеянные кристаллы доломита по матриксу породы *in situ*. Рассеянный доломит *in situ* в матриксе породы увеличивает долю межкристаллических пор, тем самым образуя нетрадиционный микропоровый коллектор, заполненный автохтонными УВ и компонентами нефти.

В процессе созревания ОВ и миграции УВ происходило перераспределение компонентов ОВ в пустотном пространстве, поэтому высвободившееся пустотное пространство пород могло постепенно заполняться смолисто-асфальтеновыми веществами, что резко снижало коллекторские свойства нетрадиционных коллекторов. Смолисто-асфальтеновые вещества перенасыщают систему, так как лишь частично растворяются насыщенными и ароматическими УВ и в результате высокой молекулярной массы влияют на ФЕС пород, закупоривая пустотное пространство, а также увеличивают плотность и вязкость флюида, препятствуя его извлечению. Таким образом, при интерпретации необходимо вычленять в разрезе пропластки с содержанием САВ, которые снижают коллекторские свойства пласта.

Определение «органическая пористость» включает более широкое понятие, чем просто пористость керогена. Это более сложное физико-химическое явление для нетрадиционного коллектора, обусловленное процессами преобразования ОВ и перераспределением элементов внутри пласта в результате его созревания, а также перераспределением компонентов ОВ и миграцией УВ.

**Рекомендации по интерпретации ГИС для отложений доманиковой формации.** В отложениях доманиковой формации по данным ГИС выделяются пропластки с содержанием смолисто-асфальтеновых веществ, нефтематеринские породы и спорадически развитые естественные коллекторы.

Выделение эффективной части разреза основано на граничных критериях по данным геофизических исследований скважин, которые могут варьировать и уточняться в зависимости от изучаемой площади и изменения литологического состава пород.

Для уточнения петрофизической модели, минералогического состава и пустотного пространства рекомендуется применение специальных методов ГИС (диэлектрические методы, литосканер, СО-каротаж, акустические и плотностные методы с высоким качеством записи).

**Направление дальнейших исследований.** Отложения доманиковой формации в центральной части Муханово-Ероховского прогиба высокоперспективны. Исследование этих отложений планомерно продолжается. В результате поисково-оценочного бурения планируется отбор кернового материала. Расширенная программа исследований включает



изучение фильтрационно-емкостных свойств пород, детальное изучение минералогического состава, теплофизических характеристик, геохимических параметров, проведение изотопных исследований карбонатов и ОВ.

Для получения надежных зависимостей керн–ГИС при интерпретации эффективных толщин в проектных скважинах планируется выполнить расширенный комплекс геофизических исследований, включающий ЯМК, FMI, СО-каротаж.

**Заключение.** В результате исследований разработаны методические подходы выделения эффективных толщин для отложений доманиковой формации по данным ГИС с целью достоверной оценки запасов и ресурсного потенциала.

В условиях большого количества пробуренных скважин, но в отсутствие кернового материала проблема очень актуальна для Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданович Н.Н., Десяткин А.С., Добрынин В.М. и др. Геофизические исследования скважин. Вологда: Инфра-Инженерия, 2009. 960 с.

Бойченко Е.А., Саенко Г.Н., Удельнова Т.Н. Эволюция концентрационной функции растений в биосфере // Геохимия. 1968. № 10. С. 1260–1264.

Вашкевич А.А., Стрижнев К.В., Шашель В.А. и др. Прогноз перспективных зон для отложений доманикового типа на территории Волго-Уральской НГП // Нефтяное хозяйство. 2018. № 12. С. 14–17.

Вашкевич А.А., Стрижнев К.В., Шашель В.А. и др. Геолого-геофизические особенности строения отложений доманикового типа, влияющие на оценку запасов и ресурсного потенциала УВ // Нефтяное хозяйство. 2019. № 12. С. 16–20.

Вилесов А.П., Чертина К.Н., Воронцов И.П. и др. Генезис доломитовых коллекторов бийско-афонинской карбонатной толщи Оренбургской области // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2014. № 11. С. 25–34.

Гатовский Ю.А., Ступакова А.В., Калмыков Г.А. и др. Новые данные о биостратиграфии и фациальных типах разрезов доманиковых отложений (верхний девон) Волго-Уральского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4: Геология. 2015. № 5. С. 86–99.

Горюжанин В.М., Горюжанина Е.Н., Артюшкова О.В. и др. Вторичное минералообразование в породах доманикового горизонта // Фациальный анализ в литологии: теория и практика. М.: МАКС Пресс, 2019. С. 38–40.

Заграновская Д.Е., Исаева С.И., Захарова О.А. Основы интерпретации ГИС для выделения перспективных отложений доманикового типа франско-фаменского возраста // Изв. вузов. Геология и разведка. 2020. № 2. С. 61–72.

Заграновская Д.Е., Исаева С.И., Вилесов А.П. и др. Особенности строения нетрадиционных коллекторов пород доманиковского типа // Мат-лы совместного семинара EAGE/SPE 2021. Сланцевая наука: новые вызовы. Москва, Россия, 5–6 апреля 2021.

Заграновская Д.Е., Коробов А.Д., Стрижнев К.В. и др. Определение генезиса нетрадиционных коллекторов с целью картирования перспективных площадей свободной нефти в отложениях баженовского горизонта на примере

Выявлена тесная связь содержания ОВ при определении ТОС технологией «ТОС (теплофизика) — двойной разностный параметр  $\Delta J_{\text{ГК}}$ » (при определении  $\Delta J_{\text{ГК}}$  по данным гамма-каротажа) после поплавкового осреднения результатов определения каждого из этих параметров, связи которых характеризуются высокими значениями коэффициента корреляции.

В итоге при оценке нефтегазоносного потенциала в разрезе по данным ГИС выделены три группы пород: нетрадиционные коллекторы с повышенным содержанием ОВ и наличием подвижных УВ; битуминозные породы, в которых часть порового пространства заполнена смолисто-асфальтовыми веществами; вмещающие плотные карбонатные и кремнисто-карбонатные породы без содержания ОВ. Также по всему разрезу отложений доманикового типа выделяются спорадически развитые традиционные коллекторы.

Пальяновской площади Краснотенинского месторождения // Недропользование XXI век. 2017. № 1. С. 24–35.

Петерсилье В.И., Порожун В.И., Яценко Г.Г. Методические Рекомендации по подсчету геологических запасов нефти и газа объемным методом. М.: ВНИГНИ, НПЦ Тверьгеофизика, 2003. 258 с.

Попов Ю.А., Попов Е.Ю., Чехонин Е.М. и др. Исследование баженовской свиты с применением непрерывного профилирования тепловых свойств на керне // Нефтяное хозяйство. 2017. № 3. С. 22–27.

Спасенных М.Ю., Чехонин Е.М., Попов Ю.А. Связь теплопроводности и естественной радиоактивности пород баженовской свиты по данным гамма-каротажа, гамма-спектрометрии и теплофизического каротажа на керне // Мат-лы конференции EAGE «Геомодель-2016», Геленджик, 12–16 сентября, 2016.

Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Коробова Н.И. и др. Доманиковые отложения Волго-Уральского бассейна — типы разреза, условия формирования и перспективы нефтегазоносности // Георесурсы. 2017. Спецвыпуск. Ч. 1. С. 112–124. DOI: <http://doi.org/10.18599/grs.19.12>

Ступакова А.В., Калмыков Г.А., Коробова Н.И. и др. Резервуары нефти и газа в доманиковых отложениях Волго-Уральского бассейна // Науч.-тех. Вестн. ОАО «НК «Роснефть». 2016. № 2. С. 46–52.

Ступакова А.В., Фадеева Н.П., Калмыков Г.А. и др. Поисковые критерии нефти и газа в доманиковых отложениях Волго-Уральского бассейна // Георесурсы. 2015. № 2 (61). С. 77–86.

Ульмишек Г.Ф., Шаломеев А.В., Холтон Д.Ю. и др. Нетрадиционные резервуары нефти в доманиковой толще Оренбургской области // Геология нефти и газа. 2017. № 5. С. 67–77.

Фадеева Н.П., Козлова Е.В., Полудеткина Е.Н. и др. Генерационный потенциал пород доманиковой формации Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2015. № 6. С. 44–52.

Поступила в редакцию 27.06.2021

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021



УДК 550.837.211

**В.А. Куликов<sup>1</sup>, А.П. Ионичева<sup>2</sup>, А.В. Королькова<sup>3</sup>, П.Ю. Пушкарев<sup>4</sup>,  
Е.Ю. Соколова<sup>5</sup>, А.Г. Яковлев<sup>6</sup>**

## **ТРЕХМЕРНАЯ ИНВЕРСИЯ ДАННЫХ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ В ЮЖНОМ ПРИЛАДОЖЬЕ**

*ФГБОУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова»,  
119991, Москва, ГСП-1, Ленинские Горы, 1*

*ФГБУН «Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН» 123242, Москва, Б. Грузинская, 10, стр. 1*

*Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1*

*Schmidt Earth Physics Institute RAS, 123242, Moscow, B. Gruzinskaya, 10, bd. 1*

Представлены результаты интерпретации магнитотеллурических зондирований, выполненных в южном Приладожье. При проведении 3D инверсии использованы как новые данные, полученные рабочей группой ЛАДОГА в 2018–2021 гг., так и данные опорного профиля 1-ЕВ (участок «Петля»), отработанного в начале 2000-х гг. На основе результатов автоматической инверсии, проведенной в программе ModEM (Egbert and Kelbert), построена трехмерная геоэлектрическая модель земной коры до глубины 60 км, отражающая сложное неоднородное строение исследуемой территории.

В геоэлектрической модели выделены две аномальные зоны коровой электропроводности юго-восточного и северо-восточного направления, первая из них — продолжение известной Ладожской аномалии. Наличие второй проводящей структуры подтверждает результаты одиночных магнитовариационных зондирований, выполненных И.И. Рокитянским в разных участках Восточно-Европейской платформы в начале 1980-х гг.

**Ключевые слова:** магнитотеллурические зондирования, коровые аномалии электропроводности, 3D обратные задачи.

The article presents the results of the interpretation of magnetotelluric soundings performed in the Southern Ladoga region. When performing the 3D inversion, both new data obtained by the LADOGA working group in 2018–2021 and data from the profile 1-EV (the “Loop” section) worked out in the early 2000s were used. Based on the results of automatic inversion performed in the ModEM program (Egbert and Albert), a three-dimensional geoelectric model of the earth’s crust to a depth of 60 km is constructed, which shows the complex heterogeneous structure of the studied territory.

In the geoelectric model, two anomalous zones of core electrical conductivity of the south-eastern and north-eastern directions are distinguished, the first of which is a continuation of the well-known Ladoga anomaly. The presence of the second conducting structure confirms the results of single magnetovariational sounding performed by Igor Ivanovich Rokityansky in different parts of the East European Platform in the early 80s of the last century.

**Keywords:** magnetotellurics, MT-surveys, crustal high-conductive anomalies, resistivity image, 3D inversion.

**Введение.** Ладожская аномалия электропроводности — одна из наиболее изученных электроразведочными методами коровых аномалий на территории России. Большая часть магнитотеллурических (МТ) зондирований выполнена вкрест регионального простираения аномалии в северном Приладожье. Предшественниками были построены комплекс-

ные профильные геоэлектрические и комплексная геолого-геофизическая модели, а по МТ-данным проведена 3D-инверсия [Ковтун и др., 1998; Минц, Соколова, 2018; Соколова и др., 2019].

Впервые аномалия выявлена и описана И.И. Рокитянским [Рокитянский и др., 1981, 1982]. Большой вклад в изучение Ладожской аномалии внесли

<sup>1</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры докт. геол.-минер. н., профессор; *e-mail:* vic@nw-geophysics.ru

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, аспирант; *e-mail:* yaroslavtseva.anna@gmail.com

<sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, студентка; *e-mail:* sanya.korolkokokova@yandex.ru

<sup>4</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры докт. геол.-минер. н., профессор; *e-mail:* pavel\_pushkarev@list.sokol

<sup>5</sup> Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, вед. науч. с., канд. физ.-мат. н.; *e-mail:* sokol\_l@mail.ru

<sup>6</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геофизических методов исследования земной коры, доцент, канд. физ.-мат. н.; *e-mail:* mail@nw-geo.ru

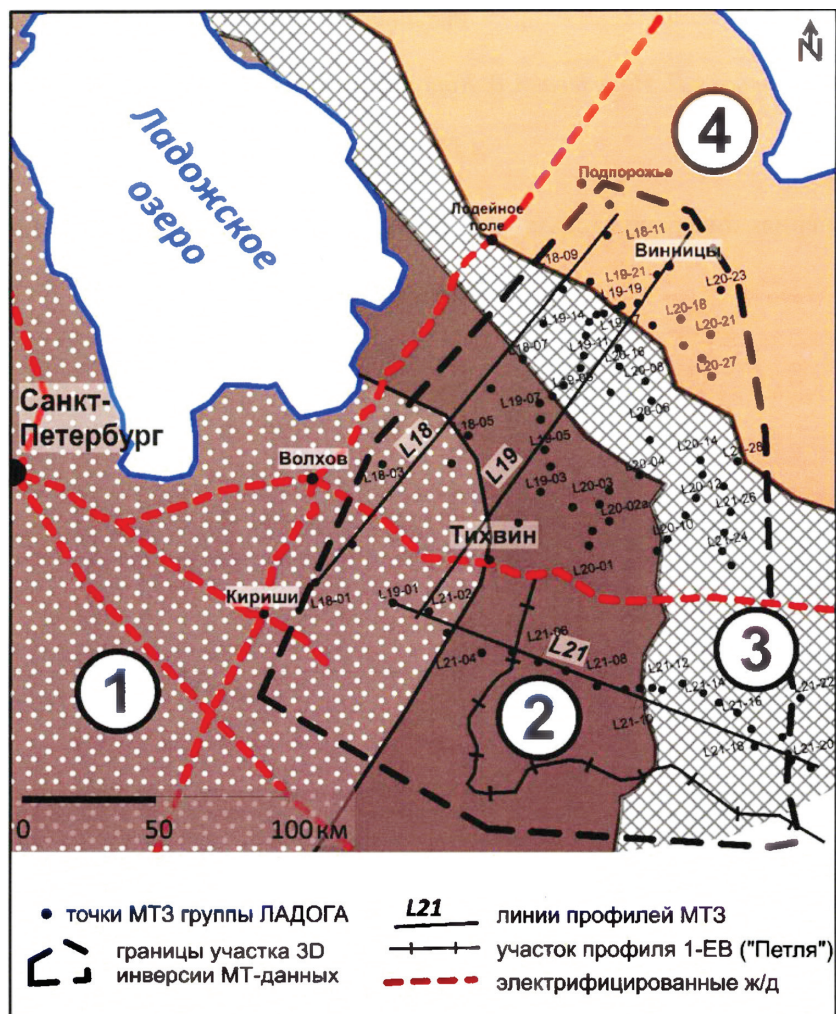


Рис. 1. Положение точек МТЗ в южном Приладожье: 1, 2 — Южно-Финляндский гранулитогнейсовый пояс (1 — гранулитогнейсы; 2 — мафитовые гранулиты); 3 — Ладожско-Ботническая зона; 4 — Карельский блок

А.А. Ковтун [Ковтун и др., 1998, 2011] и А.А. Жамалетдинов [Жамалетдинов и др., 2018].

Южная часть Ладожской аномалии изучена в меньшей степени. Это связано с двумя причинами: а) сильной зашумленностью территории электрифицированными железными дорогами Санкт-Петербург–Мурманск и Санкт-Петербург–Вологда; б) усилением экранирования глубинных структур за счет увеличения мощности и, соответственно, суммарной продольной проводимости ( $S$ ) осадочного чехла. В 1990-е гг. и в начале 2000-х гг. в рамках программы «Московская синеклиза» были проведены работы методом МТЗ в Северном и Южном Приладожье под руководством И.С. Фельдмана [Фельдман, Эринчек, 2009].

С 2013 г. дальнейшее изучение глубинной электропроводности в районе Ладого-Ботнической шовной зоны ведется рабочей группой ЛАДОГА, объединившей сотрудников кафедры геофизики геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, ИФЗ РАН, Института геологии КарНЦ РАН и сервисной геофизической компании ООО «Северо-Запад».

На первом этапе, в период с 2013 по 2016 г., основные работы группы ЛАДОГА проводились по-прежнему в Северном, а также на северо-востоке Приладожья [Соколова и др., 2016; Куликов и др.,

2019]. Начиная с 2018 г. основной объем работ перенесен в Южное Приладожье, где с 2018 по 2021 г. были организованы 4 экспедиции, снято более 80 точек МТЗ (рис. 1), по данным которых построены и проанализированы карты параметров тензора импеданса, проведен первый вариант трехмерной инверсии МТ-данных для Южного Приладожья [Куликов и др., 2019, 2021]. Цель нашей работы — представление методики и анализ актуальных результатов этих магнитотеллурических исследований.

**Специфика района работ.** Район Южного Приладожья существенно отличается от района предыдущих работ на территории северного и северо-восточного обрамления Ладожского озера по уровню промышленных шумов. Высокий уровень помех здесь связан с работой электрифицированных железных дорог Москва–Мурманск и Санкт-Петербург–Вологда. Утечки тока, происходящие на подстанциях дороги, представляют собой преимущественно сигналы типа «ступень» или «одиночный импульс» (рис. 2) и в большей степени проявляются в электрическом поле. Широкий спектр таких сигналов приводит к искажению кривых магнитотеллурического зондирования в широком частотном диапазоне.

Радиус влияния железных дорог зависит не только от амплитуды токов утечки, но и от геоэлектриче-

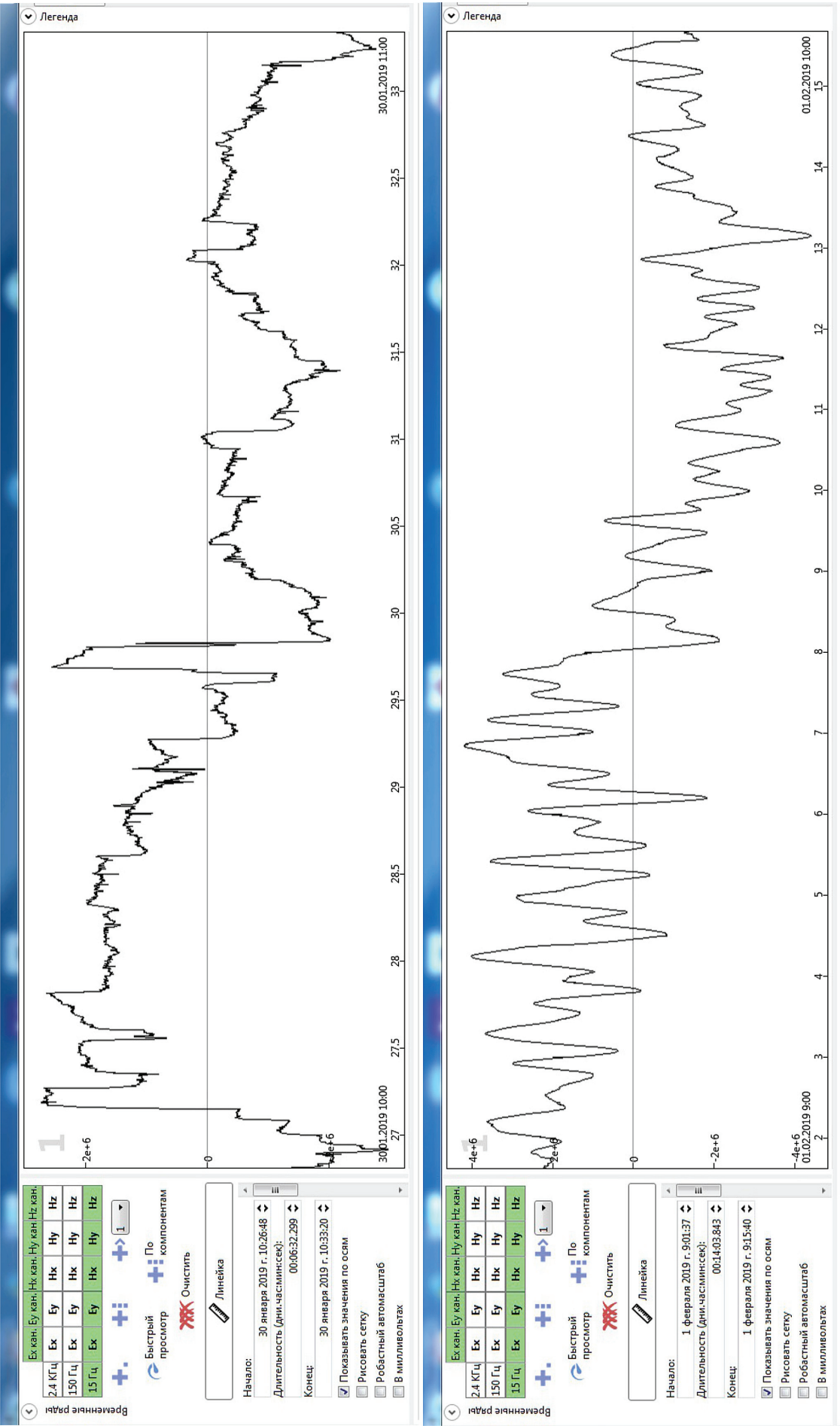


Рис. 2. Окно программы Eri-Kit (ООО «Северо-Запад»). Примеры 10-минутных записей компонент электрического поля на точке с высоким (вверху) и низким (внизу) уровнем промышленных помех



ского разреза, а точнее, от величины гальванической константы  $g = \sqrt{S_1 T_2}$ , где  $S_1$  — продольная проводимость первого слоя (осадочного чехла), а  $T_2$  — поперечное сопротивление второго слоя (кристаллического фундамента) [Алексанова и др., 2003]. Поэтому максимальное расстояние, на котором фиксируются помехи, наблюдается на северо-восточном фланге площади работ над Карельским блоком архейского возраста, где удельное сопротивление фундамента составляет тысячи–десятки тысяч омметров. Над коровыми проводящими зонами Ладожской аномалии радиус влияния помех от железных дорог уменьшается за счет уменьшения параметра  $T_2$  и происходит заметное улучшение качества данных [Kulikov et al., 2020].

Более интенсивные помехи фиксируются от железной дороги Москва–Мурманск. В меридиональной компоненте они проявляются на расстоянии до 70–80 км. Железная дорога Санкт-Петербург–Вологда проявляется в большей степени на широтной электрической компоненте, радиус ее влияния меньше и составляет около 20–30 км. С необходимостью удаления от железных дорог связана неравномерная сеть измерений и большие пропуски на отдельных профилях.

Для подавления помех использована методика синхронных измерений с базовой станцией. В 2019 г. базовая станция находилась в центре профиля работ в районе п. Алёховщина, в 2021 г. базовая станция была расположена в п. Александровка (Калужская область) на базе геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Для расчета компонент горизонтального магнитного тензора (ГМТ) использованы записи с магнитной обсерватории Института физики Земли имени О.Ю. Шмидта, расположенной в п. Борок (Ярославская область). Данные обсерватории взяты из открытых источников.

**Материалы и методы исследований. Объем измерений и качественный анализ данных.** При проведении магнитотеллурических работ использовано два вида аппаратуры: низкочастотные станции LEMI-417М (ЛЦ ИКИ, Украина) и магнитотеллурические станции МЭРИ-ПРО, разработанные в компании ООО «Северо-Запад» (г. Москва), с датчиками магнитного поля IMS-010 (ООО «Вега», г. Санкт-Петербург). Станции LEMI-417М использовали только на начальной стадии работ в Южном Приладожье, а основной объем измерений выполнен со станциями «МЭРИ-ПРО». Регистрировали пять компонент МТ-поля.

Общий объем измерений методом МТЗ в южном Приладожье с 2018 по 2021 г. составил более 80 физических точек (ф. т.). В 2018, 2019 и 2021 гг. работы выполняли (рис. 1) в профильном варианте по линиям Кириши–Подпорожье (профиль L18), Тихвин–Винницы (профиль L19) и Струнино–Долоцкое (профиль L21). По этим профилям выполнена двумерная интерпретация и построены глубинные

модели удельного электрического сопротивления (УЭС) [Kulikov et al., 2020].

Для качественного площадного анализа данных и трехмерной инверсии к материалам, полученным группой ЛАДОГА в 2018–2021 гг., добавлены результаты магнитотеллурических работ на профиле 1-ЕВ (участок «Петля», рис. 1). Измерения на опорном профиле 1-ЕВ проводили в начале 2000-х гг., причем выполненные силами «НПП Спецгеофизика» и ООО «Северо-Запад» наблюдения на участке «Петля» были одними из первых работ на территории России с аппаратурой MTU-5 канадской фирмы Phoenix Geophysics [Берзин и др., 2002]. Чтобы согласовать результаты работ группы ЛАДОГА со старыми данными профиля 1-ЕВ, зимой 2021 г. были проведены повторные измерения на отдельных точках опорного профиля (рис. 3).

Качественный анализ МТ-данных включал в себя расчет и построение карт кажущегося сопротивления для серии периодов, карт фаз импеданса, параметров неоднородности и асимметрии, а также построение амплитудных и фазовых полярных диаграмм, индукционных векторов, компонент ГМТ.

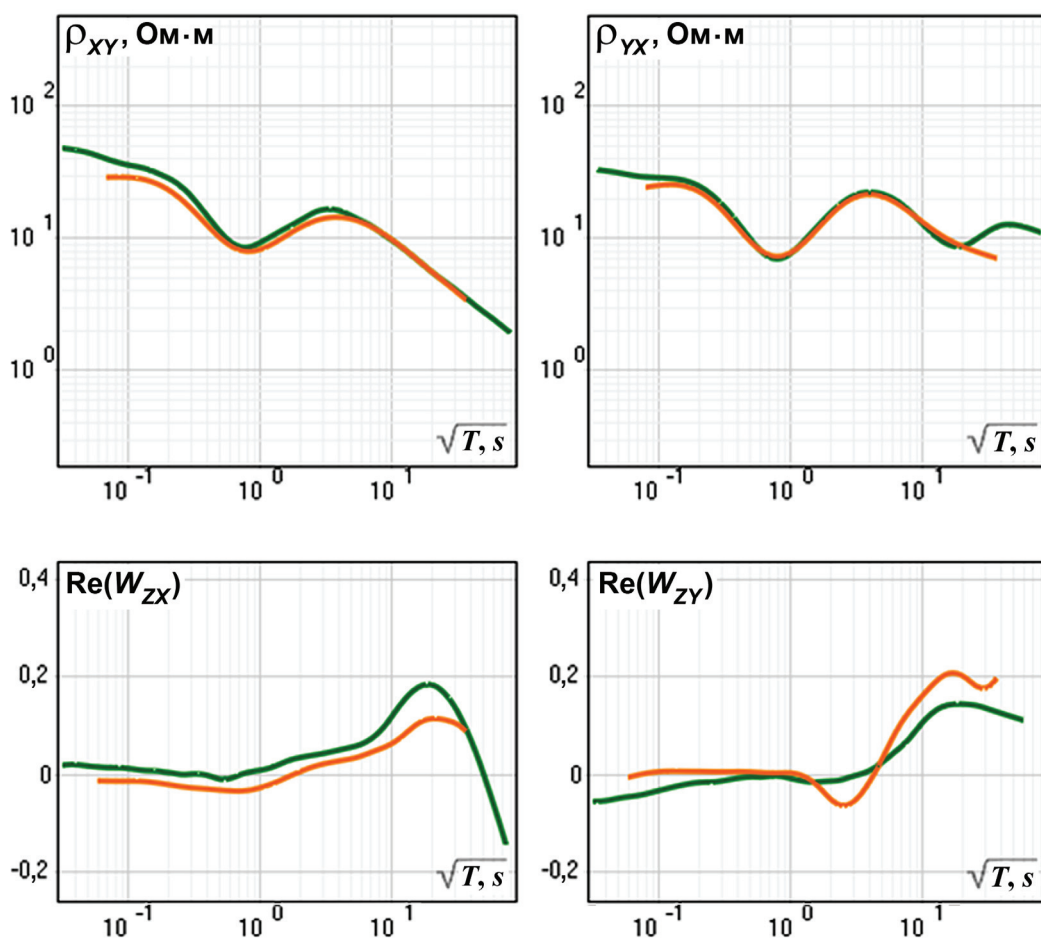
Карты эффективной компоненты кажущегося сопротивления ( $\rho_{ef}$ ) и амплитуды реальных индукционных векторов Визе для периода 100 с приведены на рис. 4. На основе поведения индукционных векторов в ручном режиме были приблизительно восстановлены оси проводников, которые показаны пунктирными линиями.

На основе качественного анализа МТ-данных можно выделить два основных направления проводящих структур в земной коре. В северной части площади работ главное направление северо-западное, отвечающее простирацию Ладожско-Ботнической зоны. На основании поведения индукционных векторов можно заключить, что при продвижении на юг направление проводника изменяется с северо-западного на субмеридиональное. Общая ширина аномальной области составляет около 80 км, но максимальные значения проводимости прослеживаются по ее северо-восточному флангу. В южной части площади работ превалирует северо-восточное направление проводников, что отвечает азимуту простираания Южно-Финляндского гранулитового пояса (4 на рис. 1).

Азимуты осей коровых проводников совпадают с направлениями зон экстремумов, выделяющихся на полных горизонтальных градиентах гравитационного и магнитного полей (рис. 5).

**Трехмерная инверсия МТ-данных.** Трехмерная инверсия магнитотеллурических данных осуществлялась с помощью программы ModEM [Egbert, Kelbert, 2012; Kelbert et al., 2014]. Программа ModEM, как и большинство программ решения обратной задачи, основана на минимизации Тихоновского функционала  $\Phi(m, d)$ , состоящего из двух слагаемых — функционала невязки и стабилизирующего функционала:

Рис. 3. Сравнение кривых кажущегося удельного сопротивления (вверху) и реальных компонент векторов Визе (внизу) для данных, полученных в 2021 г. (зеленые линии), и на опорном профиле 1-ЕВ (оранжевые линии)



$$\Phi(m, d) = (d - f(m))^T C_d^{-1} (d - f(m)) + \nu (m - m_0)^T C_m^{-1} (m - m_0),$$

где  $d$  — наблюдаемые данные;  $m$  — модель,  $f(m)$  — оператор прямой задачи (модельные данные),  $C_d$  — матрица погрешностей данных;  $m_0$  — стартовая или априорная модель;  $C_m$  — матрица гладкости модели;  $\nu$  — параметр регуляризации, отвечающий за вклад априорной модели или сглаживания в общий функционал невязки;  $T$  — транспонирование матрицы.

Вычисление прямой задачи  $f(m)$  основано на методе конечных разностей, т. е. вся исследуемая область разбивается на конечное число кубов с постоянным удельным электрическим сопротивлением (УЭС) внутри каждого из них. При решении обратной задачи использован метод нелинейных сопряженных градиентов (NLGG). Параметры  $C_m$  и  $C_d$  отвечают за сглаживание модели в разных направлениях  $XYZ$  ( $C_m$ ) и за веса данных ( $C_d$ ). Эти параметры вариативны, и от их выбора может зависеть качество получаемых результатов.

Для проведения трехмерной инверсии необходимо найти компромисс между желаемой детальностью модели и объемом данных. Общий объем данных для инверсии составил 105 ф. т. Вычисления проводили на 31 периоде от  $4 \cdot 10^{-3}$  до  $4 \cdot 10^3$  с с расчетом 5 точек на декаду.

Веса компонент тензора импеданса определяют их погрешностью, вычисленной как процент от

$\sqrt{|(Z_{xy} \cdot Z_{yx})|}$ . Так, для компонент  $Z_{xy}$  и  $Z_{yx}$  ошибка задавалась на уровне 5%, для дополнительных компонент — 15%. При использовании типпера ( $W_z$ ) его погрешность была принята равной 5%.

В качестве стартовой модели использовано однородное полупространство с сопротивлением 1000 Ом·м. По горизонтали модель была разбита на ячейки размером  $3000 \times 3000$  м, мощность первого слоя составила 50 м, высота остальных ячеек увеличивалась с глубиной. Сглаживание модели ( $C_m$ ) для инверсии задавалось различным в направлениях  $X$  (0,3),  $Y$  (0,3) и  $Z$  (0,4).

Качество решения обратной задачи определяется расхождением между наблюдаемыми и модельными данными. В программе ModEM для оценки точности подбора используется параметр RMS (среднеквадратичная невязка, нормированная на погрешность данных). Мы использовали в качестве критерия остановки вычислений условие  $RMS \leq 3$ . Однако решение обратной задачи осуществляется с использованием нескольких компонент данных, которые имеют разную размерность и погрешность. Мы вычислили среднеквадратические невязки для отдельных компонент магнитотеллурических данных.

При  $RMS=2,7$  невязка по основным компонентам кажущегося сопротивления составила 23%, по фазе импеданса —  $7^\circ$ , по модулю вещественного индукционного вектора — 0,07. Это относительно

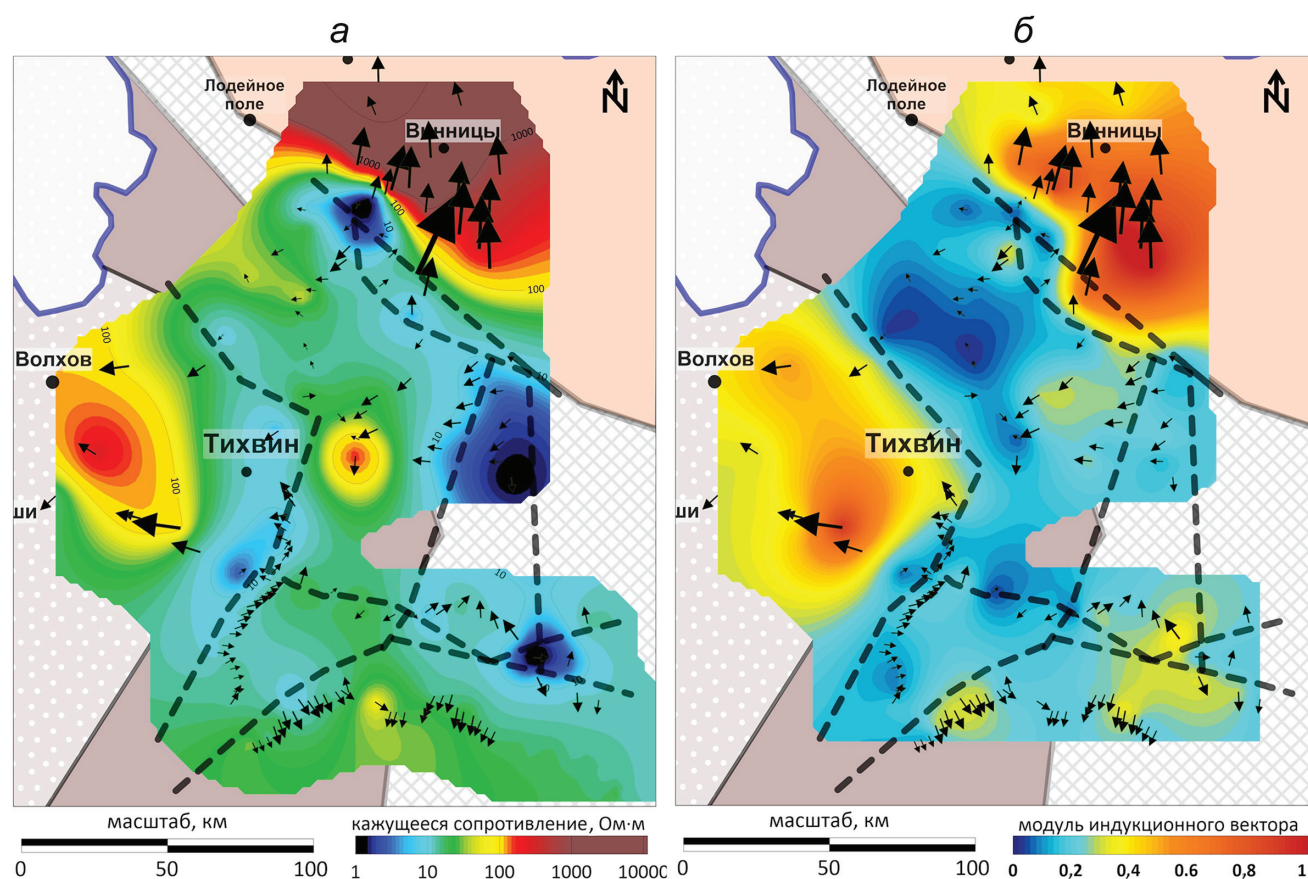


Рис. 4. Карта эффективной компоненты кажущегося сопротивления (а) и модуля индукционного вектора на периоде 100 с (б). Черными стрелками показаны действительные индукционные векторы (в конвенции Визе — «от проводника»), по результатам анализа амплитуд и азимутов которых намечены оси коровых проводников (пунктирные линии)

высокие невязки для 1D и 2D интерпретации, но хороший результат для трехмерной инверсии в условиях высокого уровня помех.

**Результаты исследований и их обсуждение.**  
**Анализ итоговой 3D модели удельного сопротивления.** Результаты трехмерной инверсии можно представить в виде куба значений удельного электрического сопротивления, набора карт-срезов УЭС для разных глубин, набора глубинных разрезов УЭС по отдельным линиям. В объемном виде демонстрировать модель лучше во время визуального представления результата расчета, например, во время презентации. Для площадного анализа и сопоставления с геологической картой или картами потенциальных полей лучший способ представления результатов 3D инверсии — карты-срезы для разной глубины. На рис. 6 приведены такие карты для глубины 5 и 20 км.

Наиболее яркий результат 3D инверсии — выделение Ладожского корового проводника, ось которого лежит примерно на линии продолжения северо-восточного берега Ладожского озера. На меньшей глубине детальность результатов выше, и можно видеть загиб Ладожского проводника на юг.

Вторая область низких значений УЭС находится на пересечении профилей 1-ЕВ и L21. Предположительно этот проводник имеет северо-восточное направление и проходит дальше на север несколько восточнее г. Тихвин. К сожалению, в этой части

площади работ откартировать его положение затруднительно из-за пересечения электрифицированной железной дорогой Санкт-Петербург–Вологда.

Для уточнения глубинного строения коровых проводников и сравнения с предыдущими вариантами двумерной интерпретации мы сопоставили глубинные разрезы УЭС, полученные по 3D и 2D инверсиям по профилям L18, L19 и L21. Профили L18 и L19 имеют северо-восточное направление и пересекают практически перпендикулярно Ладожскую аномалию.

Основные черты проводящих зон земной коры на юго-востоке Приладожья, полученные по результатам 2D и 3D инверсий, близки (рис. 7, а–в). Наиболее крупная проводящая структура Ладожской аномалии имеет наклон около  $40^\circ$  в юго-западном направлении, погружаясь под Южно-Финляндский пояс. Минимальные значения УЭС в ее пределах фиксируются в районе профиля L19 на глубине 12–20 км. На северном профиле L18 присутствует еще одна проводящая субвертикальная зона, расположенная западнее (под точками 4, 5) и соединяющаяся на глубине около 20 км с основной осью Ладожского проводника (рис. 6, а, б). Эта зона приурочена к известной палеорифтовой структуре — Ладожско-Пашскому грабену, который изучали ранее аудиоманнителлурическими методами [Stepanov et al., 2016].



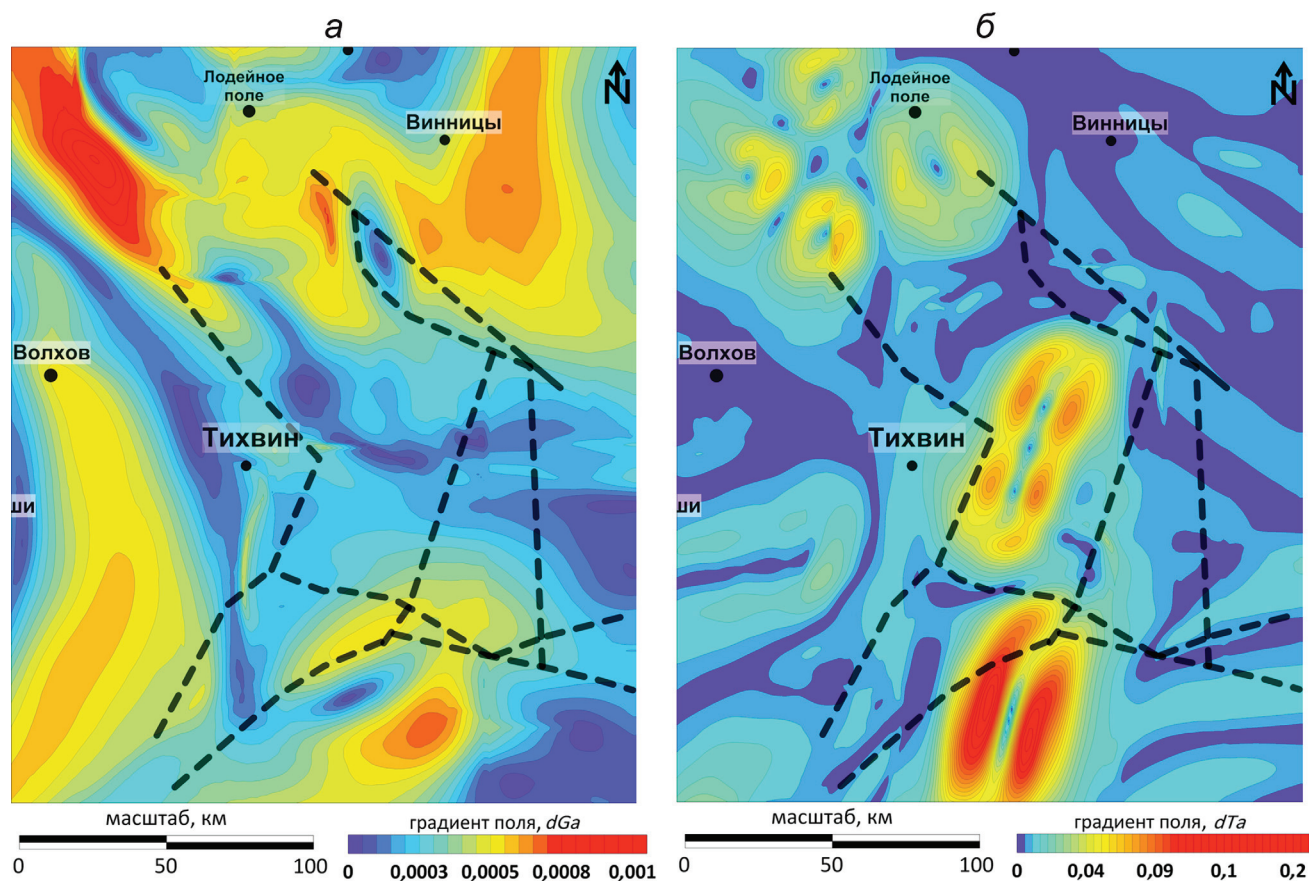


Рис. 5. Карты амплитуды полных горизонтальных градиентов аномального гравитационного (а) и магнитного (б) полей

В рамках эквивалентности обратной задачи мы получили по профилям L18 и L19 альтернативные модели УЭС с более пологим погружением корового проводника в западном направлении [Куликов и др., 2020]. Выбор такой модели обоснован результатами работ по профилю Выборг–Суоярви, где геоэлектрическая модель была согласована с региональными комплексными геофизическими данными (финские геотраверсы), и гравиметрической и геологической информацией [Минц, Соколова, 2018]. Однако нельзя исключить, что в южной части структура корового проводника, трассирующего границы между крупными блоками земной коры ВЕП, изменяется, а угол наклона становится круче.

Отметим также, что чем больше глубина, тем выше неоднозначность решения обратной задачи. Это связано еще и с тем, что длительность записей, выполненных рабочей группой ЛАДОГА, не превышала 20 ч, тогда как для изучения средне- и нижнекоровой глубины желательны выполнять измерения в режиме ГМТЗ с длительностью записи не менее 2 сут.

Азимут профиля L21 близок к широтному. Профиль заложен в первую очередь для изучения глубинной структуры проводника северо-восточного направления, ортогонального Ладожской зоне. Геоэлектрические срезы по профилю L21 по результатам 2D и 3D инверсий имеют много общих черт, но заметно различаются по уровню значений удельного сопротивления (рис. 7). В западной части профиля

наблюдается субвертикальная проводящая зона, уходящая на глубину более 50 км. Наклон проводника западный, угол наклона 75–80°. По результатам 2D инверсии минимальные значения УЭС в пределах аномальной зоны фиксируются на глубине от 8 до 25 км и составляют десятки доли омметра. По результатам 3D инверсии минимальный уровень сопротивления составляет около 100 Ом·м. Восточная часть профиля, как это видно на картах кажущихся параметров и карт-срезов УЭС (рис 4, 6), проходит параллельно субширотным проводящим структурам, которые проявляются за счет бокового влияния на геоэлектрических разрезах в виде ложного горизонтального проводника.

**Заключение.** Качественный анализ МТ-данных показывает, что в Южном Приладожье мы имеем дело со сложным трехмерным геоэлектрическим строением земной коры, определяемым суперпозицией ряда тектонических структур, включая палеорифтовые разного простирания. Тектонические (и геоэлектрические) структуры, протягивающиеся в северо-западных румбах, соподчинены простиранию Ладожско-Ботнической зоны, а северо-восточные — отвечают изгибу Южно-Финляндского гранулитового пояса [Минц и др., 2010]. Если для построения геоэлектрической модели севера Ладожской аномальной зоны можно было использовать в качестве основного инструмента интерпретации двумерную инверсию, то в сложных условиях Южного При-

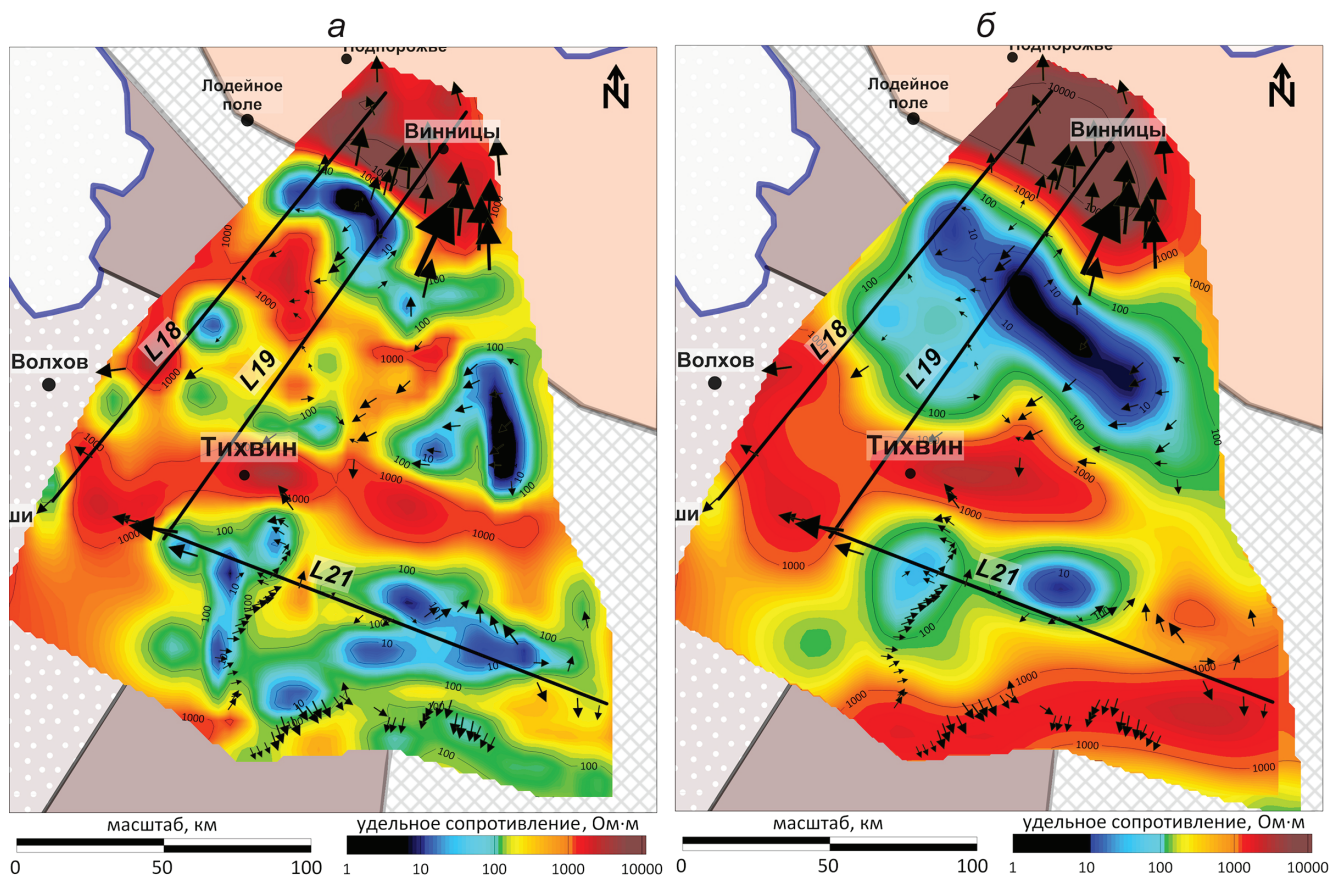


Рис. 6. Результаты 3D инверсии, удельное электрическое сопротивление на глубине 5 км (а) и 20 км (б)

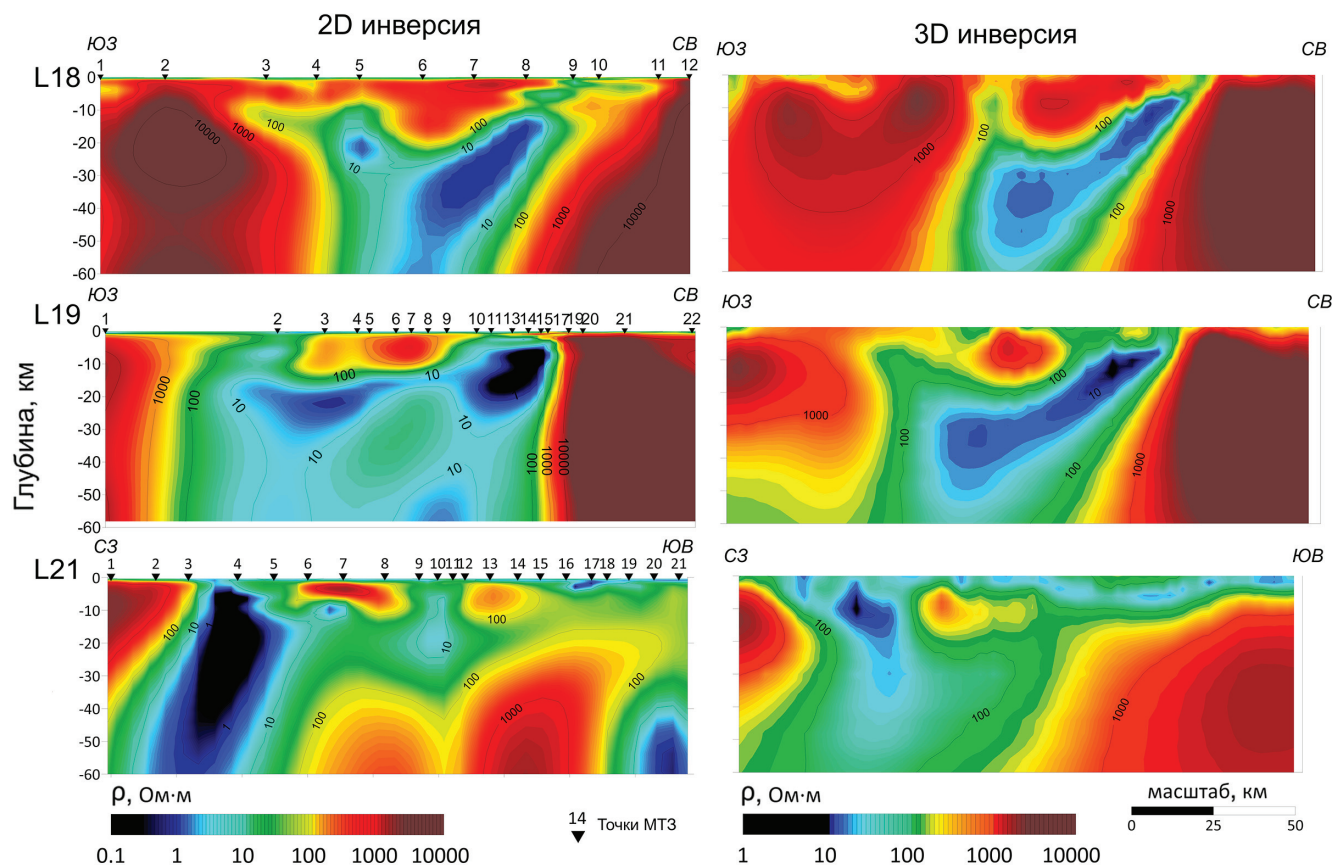


Рис. 7. Сравнение глубинных моделей УЭС по линиям профилей L18, L19, L21 (сверху вниз). Положение профилей показано на рис. 1



ладожья единственным возможным инструментом интерпретации МТ-данных остается трехмерная инверсия, учитывающая влияние всех аномалиеобразующих объектов. Сложное геологическое строение изучаемого региона отражается и в потенциальных геофизических полях в виде наложения аномалий разной ориентировки.

Применение аппарата современной 3D инверсии позволило нам получить принципиально новый результат — построить объемную модель структуры Ладожской аномалии коровой электропроводности в Южном Приладожье. В рамках 3D инверсии мы объединили данные магнитотеллурических зондирований, полученных в разные годы и с разной

аппаратурой, в частности, согласовали материалы рабочей группы ЛАДОГА и профиля 1-ЕВ.

Контрастная проводящая структура, выявленная в западной части профиля L21, имеет северо-восточное простирание и, возможно, маркирует северную границу широкого палеорифтового пояса, разделяющего Фенноскандию, с одной стороны, и Сарматия и Волго-Уралию — с другой.

Существование этой проводящей структуры было предсказано И.И. Рокитянским в работе [Рокитянский и др., 1982] по результатам одиночных магнитовариационных зондирований, выполненных в разных участках северо-востока Восточно-Европейской платформы в начале 1980-х гг.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексанова Е.Д., Куликов В.А., Пушкарёв П.Ю., Яковлев А.Г. Использование полей электрифицированных железных дорог при проведении электромагнитных зондирований // Изв. вузов. Геология и разведка. 2003. № 4. С. 60–64.
- Берзин Р.Г., Куликов В.А., Каплан С.А. Построение геоэлектрического разреза земной коры по данным МТЗ на участке Тихвин–Молоково профиля 1-ЕВ // Пятые геофизические чтения имени В.В. Федынского. М.: ГЕОС, 2002. 1 с.
- Жамалетдинов А.А., Колесников В.Е., Скороходов А.А. и др. Результаты электропрофилирования на постоянном токе в комплексе с АМТЗ по профилю, пересекающему Ладожскую аномалию // Тр. КарНЦ РАН. 2018. № 2. С. 91–110.
- Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданянц И.Л. и др. Строение коры и мантии по профилю Суоярви–Выборг по магнитотеллурическим данным // Вестн. СПбГУ. 1998. Сер. 4. Вып. 4. С. 25–34.
- Ковтун А.А., Варданянц И.Л., Успенский Н.И. Сопоставление сейсмической и геоэлектрической моделей Ладожско-Ботнической аномальной зоны // Вопросы геофизики. 2011. Вып. 44. С. 124–133.
- Куликов В.А., Ионичева А.П., Королькова А.В. и др. Анализ магнитотеллурических данных в южном Приладожье // Тр. IV Междунар. геолого-геофизической конф. и выставки «ГеоЕвразия–2021. Геологоразведка в современных реалиях» Т. I. Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2021. С. 331–334.
- Куликов В.А., Соколова Е.Ю., Десятов Д.О. и др. Новые данные МТЗ-ГМТЗ по профилю Кириши–Подпорожье 2018 г. // Тез. Междунар. геолого-геофизической конф. и выставки «ГеоЕвразия–2019. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии». М., 2019. С. 446–452.
- Куликов В.А., Соколова Е.Ю., Ионичева А.П. и др. Электропроводность фундамента Восточно-Европейской платформы в юго-восточном Приладожье по данным магнитотеллурических зондирований // Физика Земли. 2020. № 6. С. 66–85.
- Минц М.В., Соколова Е.Ю. Рабочая группа LADOGA. Объемная модель глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена по данным МОВ-ОГТ, МТЗ и плотностного моделирования // Тр. КарНЦ РАН. Сер. Геология докембрия. 2018. № 2. С. 34–61.
- Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С. и др. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и Татсейс. В 2-х т. М.: Геокарт; ГЕОС. 2010.
- Рокитянский И.И., Кулик С.Н., Логвинов И.М., Рокитянская Д.А. Аномалии геомагнитных вариаций на северо-западе европейской части СССР // Физика Земли. 1982. № 11. С. 101–106.
- Рокитянский И.И., Кулик С.Н., Рокитянская Д.А. Ладожская аномалия электропроводности // Геофиз. журн. 1981. № 3. С. 97–99.
- Соколова Е.Ю., Голубцова Н.С., Ковтун А.А. и др. Результаты синхронных магнитотеллурических и магнитовариационных зондирований в районе Ладожской аномалии электропроводности // Геофизика. 2016. № 1. С. 48–61.
- Соколова Е.Ю., Минц М.В., Голубцова Н.С. и др. Глубинные модели Ладожской аномалии электропроводности по результатам синхронных МТ-МВ зондирований на профиле Выборг–Суоярви и в юго-восточном Приладожье // Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2019. С. 284–302.
- Фельдман И.С., Эрнчек Ю.М. Геоэлектрическая модель земной коры вдоль профиля I-ЕВ (Балтийский щит — Прикаспийская синеклиза) // Мат-лы Всеросс. школы-семинара по электромагнитным исследованиям Земли. Москва, 2009. М., 2009.
- Egbert G.D., Kelbert A. Computational recipes for electromagnetic inverse problems // Geophys. J. Int. 2012. Vol. 189. P. 167–251.
- Kelbert A., Meqbel N., Egbert G.D., Tandon K. ModEM: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data // Comput. Geosci. 2014. Vol. 66. P. 40–53.
- Kulikov V.A., Sokolova E.Y., Ionicheva A.P. et al. Electrical conductivity of the basement of east European platform in the southeastern Ladoga region from magnetotelluric data // Izvestiya. Physics of the Solid Earth. 2020. Vol. 56, N 6. P. 789–807.
- Stepanov K., Antashchuk K., Saraev A. Clarification of Pasha Rift Structure in Pasha-Ladoga Basin Based on AMT and Gravity Data // Geophysica. 2016. Vol. 51, N 1. P. 51–67.

Поступила в редакцию 28.04.2021

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021



УДК 550.34.06

А.Г. Гоев<sup>1</sup>, И.А. Санина<sup>2</sup>, Н.Л. Константиновская<sup>3</sup>, О.В. Овчинникова<sup>4</sup>

## ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ СЛАБОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ С ПОМОЩЬЮ НОВОЙ ШИРОКОПОЛОСНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ «АЛЕКСАНДРОВКА»

Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН,  
119334, Москва, Ленинский пр-кт, 38, корп. 1

Institute Sadovsky of Geosphere Dynamics RAS,  
119334, Moscow, Leninsky prospect, 38-1

Рассмотрены регистрационные возможности новой широкополосной сейсмической станции «Александровка». Установлено, что ее аппаратное обеспечение и условия установки позволяют проводить мониторинг центральной части Восточно-Европейской платформы с целью идентификации событий небольшой магнитуды и уточнения координат лоцируемых событий. Показано, что критерий распознавания генезиса событий, разработанный ранее для малоапертурной сейсмической группы «Михнево», может быть применен к записям одиночной сейсмической станции.

**Ключевые слова:** природная сейсмичность, малоапертурная группа, карьерные взрывы, распознавание событий.

The registration possibilities of the new broadband seismic station “Aleksandrovka” are considered. It has been established that its hardware and installation conditions make it possible to monitor the central part of the East European craton in order to identify events of small magnitude and to clarify the coordinates of located events. It is shown that the criterion for recognizing the genesis of events, developed earlier for the MSG “Mikhnevo”, can be applied to the records of a single seismic station.

**Keywords:** natural seismicity, small-aperture array, quarry blasts, event recognition.

**Введение.** Так как, на территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП) практически полностью отсутствует природная сейсмичность, ранее не ставилась задача создания и развития разветвленной сети сейсмических станций. С 2004 г. на базе ИДГ РАН в Подмоскowie была создана малоапертурная сейсмическая группа (MSG) «Михнево». Группа успешно решает задачи по регистрации событий на телесеизмических, региональных и техногенных (до 1000 км) расстояниях [Взрывы..., 2013]. Однако существует широкий круг задач геофизики и сейсмологии, для решения которых недостаточно одиночной сейсмостанции или малоапертурной группы (например, задач по определению скоростного строения той или иной тектонической структуры, различий в динамических параметрах сред и т.д.). В связи с этим ставится задача открытия новых сейсмических станций в различных тектонических структурах на ВЕП.

Центральная часть ВЕП — регион с большой антропогенной нагрузкой и развитым промышленным производством. На этой территории действуют десятки карьеров по добыче различных полезных

ископаемых, таких, как известняки, доломиты, железистые кварциты, граниты и т.д., предприятий, ведущих добычу руд с использованием шахтных и массовых взрывов. Зная общее потребление взрывчатых веществ (ВВ) в этой части России, которое составляет около 500 тыс. т/год, поток сейсмической энергии от взрывных работ оценивается величиной  $E_{вз}=4,2 \cdot 10^{13}$  Дж/год. В связи с этим в ряде случаев сейсмические сигналы от взрывных работ принимают за природные землетрясения, они оказываются помещенными в сейсмологические бюллетени и каталоги, искажая тем самым информацию о реальной природной сейсмичности [Адушкин и др., 2003].

**Аппаратурное оснащение и геологические условия.** Сейсмическая станция «Александровка» (ALX) установлена 01.10.2017 на полигоне геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и начала регистрацию сейсмических событий на территории национального парка «Угра», расположенного в Юхновском районе Калужской области (координаты станции  $54.89^0$  с. ш.,  $35.01^0$  в. д.). Станция укомплектована широкополосным датчиком Guralp 6TD с максимальным периодом регистрации

<sup>1</sup> Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, ст. науч. с., канд. физ.-мат. н.; e-mail: andr.goev@gmail.com

<sup>2</sup> Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, гл. науч. с., докт. физ.-мат. н.; e-mail: iasanina51@gmail.com

<sup>3</sup> Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, науч. с.; e-mail: konstnat@list.ru

<sup>4</sup> Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, вед. инженер; e-mail: olgaovtch@mail.ru



Рис. 1. Место установки сейсмической станции: *а* — немагнитный павильон, *б* — постаменты для установки оборудования

30 с и регистратором RefTek 130. Аппаратура установлена в геофизической немагнитной обсерватории на территории базы в удалении от жилых объектов (рис. 1). Однако место установки — не специально подготовленный сейсмический бункер или шахта, что может сказаться на шумовой составляющей сейсмических записей. Для определения приемлемости уровня естественных шумов на станции ALX был применен стандартный подход сопоставления уровня зарегистрированного сейсмического шума с данными мировой сети [Peterson, 1993]. Для этого по непрерывной сейсмограмме за первый месяц регистрации после удаления записей природных и техногенных событий выполнены оценки спектральной плотности шума. Затем эти оценки были сопоставлены с максимальными и минимальными значениями, описанными в работе [Peterson, 1993] (рис. 2). На основе полученных результатов можно сделать вывод о кондиционности условий установки станции ALX и возможности уверенной регистрации сейсмических колебаний в широком диапазоне частот.

С тектонической точки зрения станция расположена в переходной зоне от Московской синеклизы к Воронежской антеклизе (в Калужско-Бельской структурной зоне). Эти структуры входят в состав Восточно-Европейской платформы. Осадочный слой в районе расположения станции имеет мощность около 1000 м и представлен разновозрастными отложениями глин, песков, песчаников, аргиллитов и т. д. Фундамент сложен преимущественно кристаллическими сланцами и гнейсами протерозойского и архейского возраста. Александровский полигон расположен на оси Западно-Двинско-Калужского подвижного пояса [Геологический атлас., 2007], охватывающего территории Тульской, Калужской и существенную часть Смоленской области и находится в вытянутой зоне шириной около 20–30 км северо-западного простираения. Эта структура ограничена серией согласно лежащих глубинных разломов протяженностью 160–200 км (рис. 3) [Петров, 2003].

С точки зрения древних тектонических структур, слагающих ВЕП, станция ALX расположена

в Осницко-Микашевичском вулканическом поясе, сложенном преимущественно диоритами и габбро и рассматриваемом как активная северо-западная окраина мегаблока Сарматия [Claesson et al., 2001]. Эта геологическая структура состоит из нескольких архейских провинций с различным геологическим возрастом от 3,5 до 2,7 млрд лет [Bogdanova et al., 2016]. Очевидно, что полигон геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова «Александровка» расположен в важнейшем с геологической точки зрения месте, и анализ записей сейсмостанции ALX дает возможность уточнить не только параметры локальных сейсмических событий, но и дать оценку скоростной структуры древней платформенной области. Такие оценки позволяют сделать новые выводы об эволюции и геодинамике ВЕП.

**Методика обработки.** В течение месяца станция «Александровка» регистрирует более 80 событий различной природы: землетрясения на телесеизмических и региональных расстояниях, а также промышленные взрывы, производимые на карьерах в Курской, Тульской и Калужской областях. Составляется каталог, в котором отражаются координаты события, время в очаге, магнитуда, времена прихода волн *P* и *S*. Пример типичных волновых форм события, зарегистрированного станцией «Александровка», приведен на рис. 4. Отчетливо видны первые вступления волн *P* и *S*, что позволяет уверенно локализовать это событие.

Как упоминалось выше, основные регистрируемые события на ВЕП — промышленные взрывы на многочисленных карьерах по добыче разнообразных полезных ископаемых (известняки, доломиты, железистые кварциты и др.) Поэтому наибольший интерес представляют регистрация и идентификация карьерных взрывов, находящихся на различных эпицентральных расстояниях от станции «Александровка».

В качестве примера, на рис. 5 приведены записи промышленного взрыва на карьере Михайловского ГОКа, расположенного на расстоянии 290 км от станции наблюдения. Записи четкие, хорошо видны вступления волн *P* и *S*, а также поверхностной волны *Lg*, отношения сигнал/шум составляют более 3, что поз-

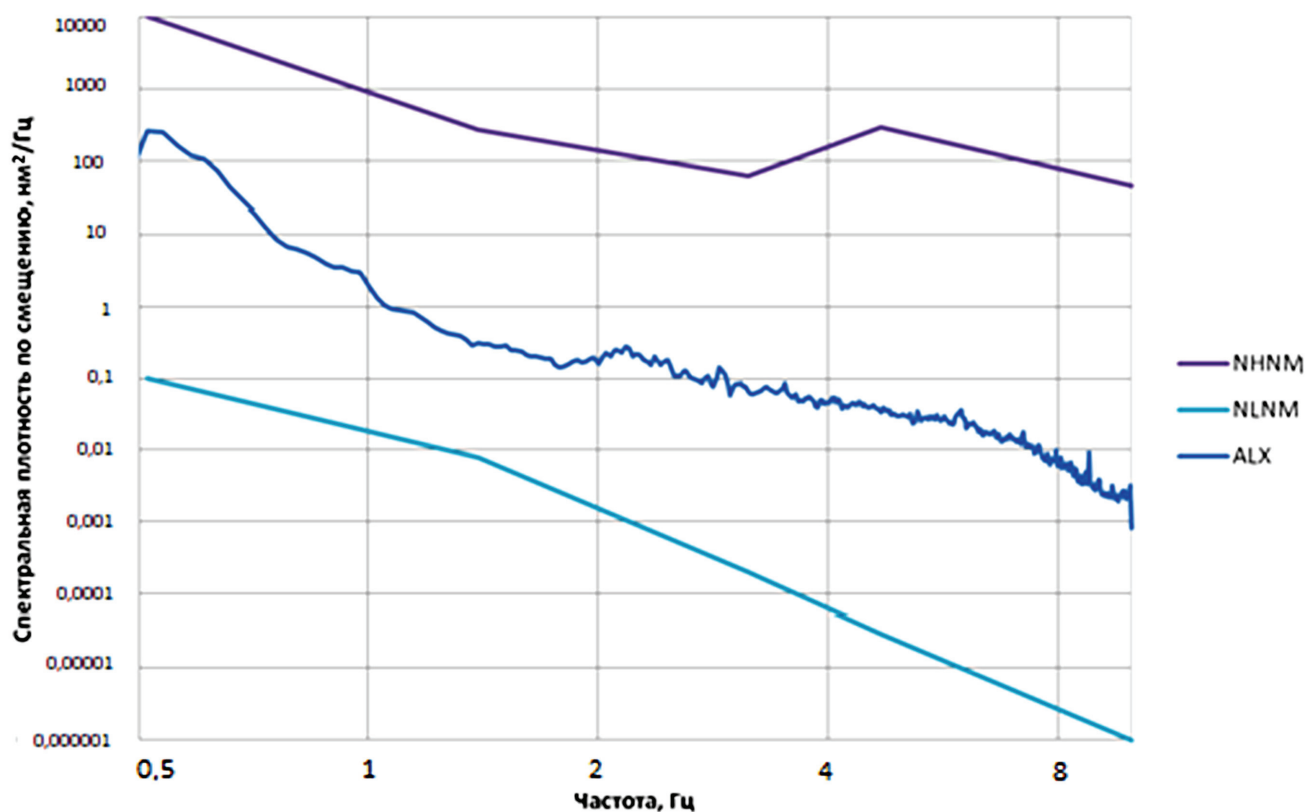


Рис. 2. Спектральная плотность сейсмического шума для станции ALX по данным, полученным за первый месяц регистрации. NLNM и NHNM — минимальные и максимальные допустимые значения сейсмического шума, по [Peterson, 1993]

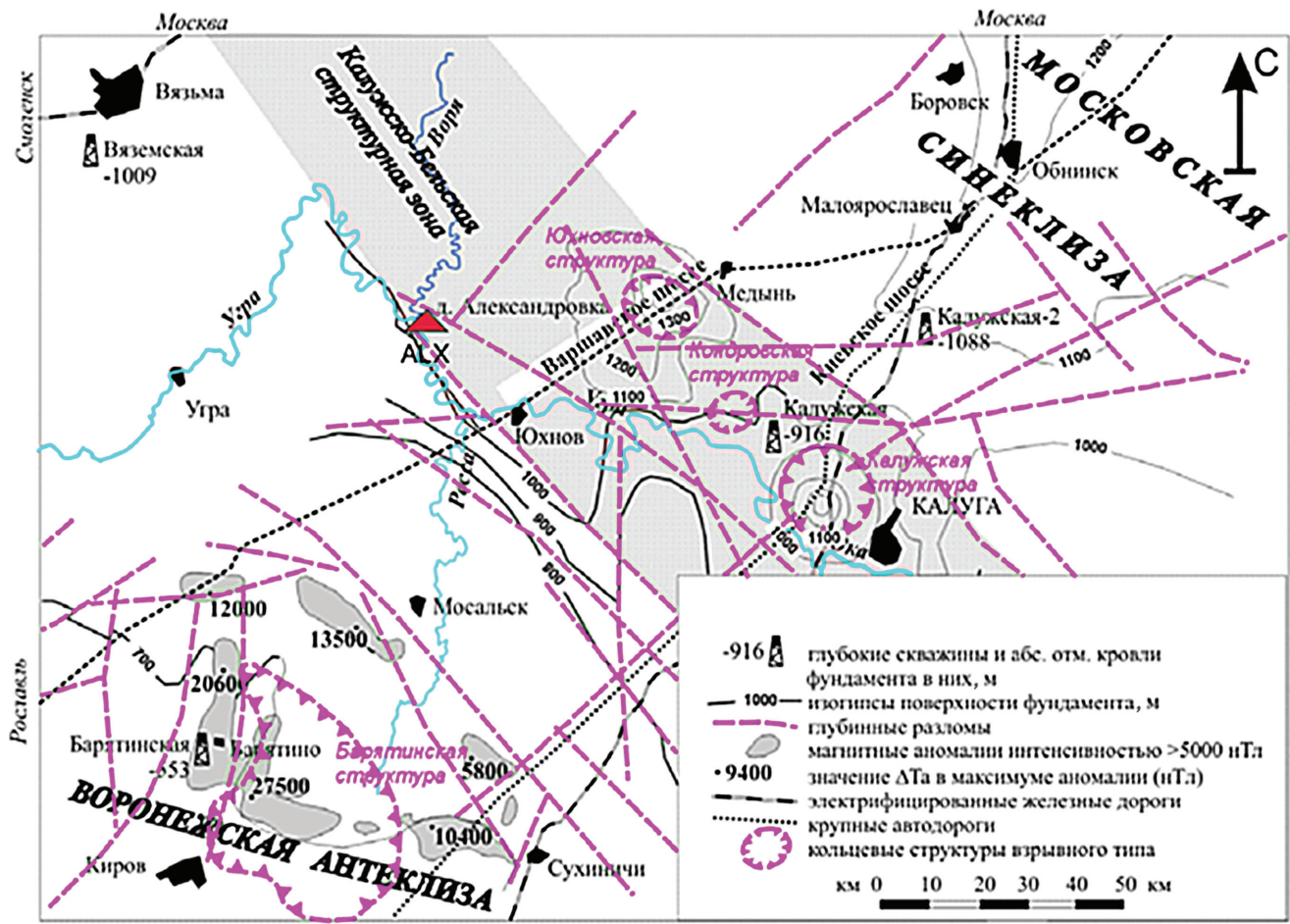


Рис. 3. Структурная карта поверхности кристаллического фундамента, по [Петров, 2003]. Красным треугольником отмечено положение станции «Александровка» (ALX)



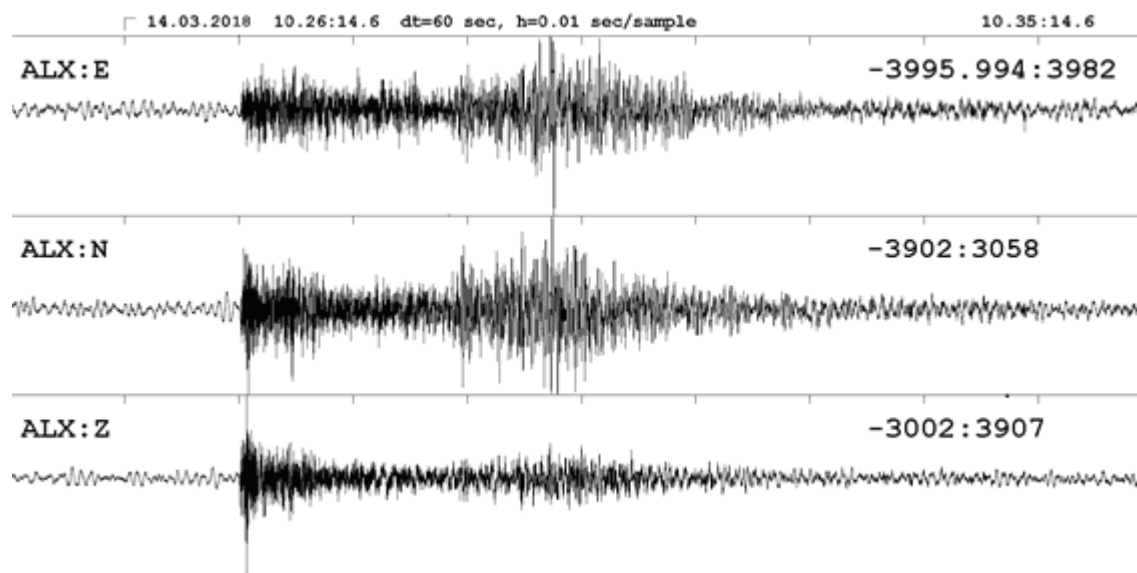


Рис. 4. Волновые формы землетрясения, произошедшего в Румынии 14.03.2018, зарегистрированные станцией «Александровка» (ALX):  $T_o$ =10:24:48 (GMT),  $R$ =1167 км,  $mb$ =4,6

воляет уверенно лоцировать это событие. На рис. 6 приведены записи волновых форм от взрыва на карьере Бронцы, расположенного на расстоянии 125 км от станции наблюдения. На рис. 6 хорошо видно, что на нефильтрованных записях найти первые вступления волн  $P$  и  $S$  невозможно. Требуется применять фильтрацию для идентификации события. Большое количество записей, полученных от промышленных взрывов, осложнены микросейсмическим шумом, что может сказаться на точности локации.

Проанализированы отношения сигнал/шум. Окно для шума составляло 20 с, для сигнала — 5 с. Результаты анализа приведены в табл. 1.

Как видно из данных табл. 1, наибольшее соотношение  $R$  характерно для взрывов на карьере Михайловского ГОКа, несмотря на его удаленность от места регистрации. Как показано в работе [Адушкин и др., 2013], взрывы производятся с большой мощностью заряда взрывчатого вещества (ВВ), около 500–1800 т.

Таблица 1

Отношения сигнал/шум, рассчитанные для промышленных взрывов, зарегистрированных на станции «Александровка».

| Дата       | Время в очаге (GMT) | Регион           | Амплитуда (в отсчетах) |      | Отношение сигнал/шум, $R$ |
|------------|---------------------|------------------|------------------------|------|---------------------------|
|            |                     |                  | сигнал                 | шум  |                           |
| 27.02.2018 | 08:59:52            | Михайловский ГОК | 3288                   | 708  | 4,64                      |
| 14.03.2018 | 09:25:55            |                  | 2554                   | 584  | 4,37                      |
| 03.04.2018 | 09:09:49            |                  | 2644                   | 818  | 3,23                      |
| 20.10.2017 | 10:56:49            | Машково          | 1100                   | 907  | 1,21                      |
| 24.10.2017 | 08:45:55            | Пятовский        | 1288                   | 778  | 1,63                      |
| 08.11.2017 | 09:10:38            |                  | 1963                   | 1912 | 1,03                      |
| 17.11.2017 | 10:18:55            | Машково          | 4797                   | 2527 | 1,90                      |
| 19.02.2018 | 10:28:57            | Бронцы           | 1133                   | 828  | 1,37                      |
| 05.12.2017 | 10:35:11            | Машково          | 2703                   | 1900 | 1,42                      |
| 13.12.2017 | 09:46:37            | Пятовский        | 1276                   | 970  | 1,32                      |

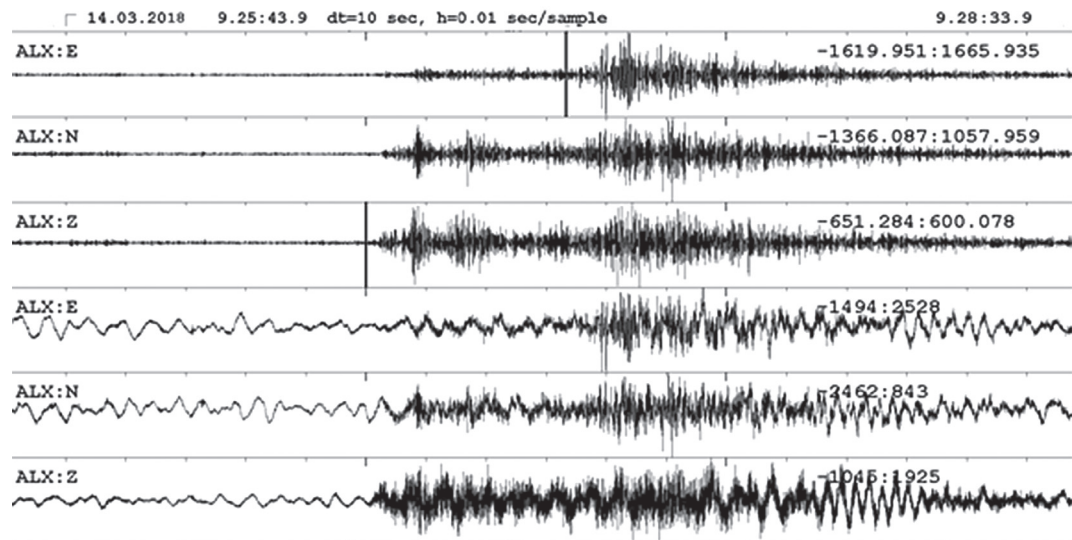


Рис. 5. Волновые формы от промышленного взрыва на карьере Михайловского ГОКа, расположенного в Курской области, зарегистрированные станцией «Александровка» (ALX) 14.03.2018,  $T_o$ =09:25:55 (GMT),  $R$ =290 км,  $m_l$ =2,8. Верхние три канала фильтрованы в диапазоне 1–10 Гц. Нижние три — нефильтрованная запись. Указаны первые вступления волн  $P$  и  $S$

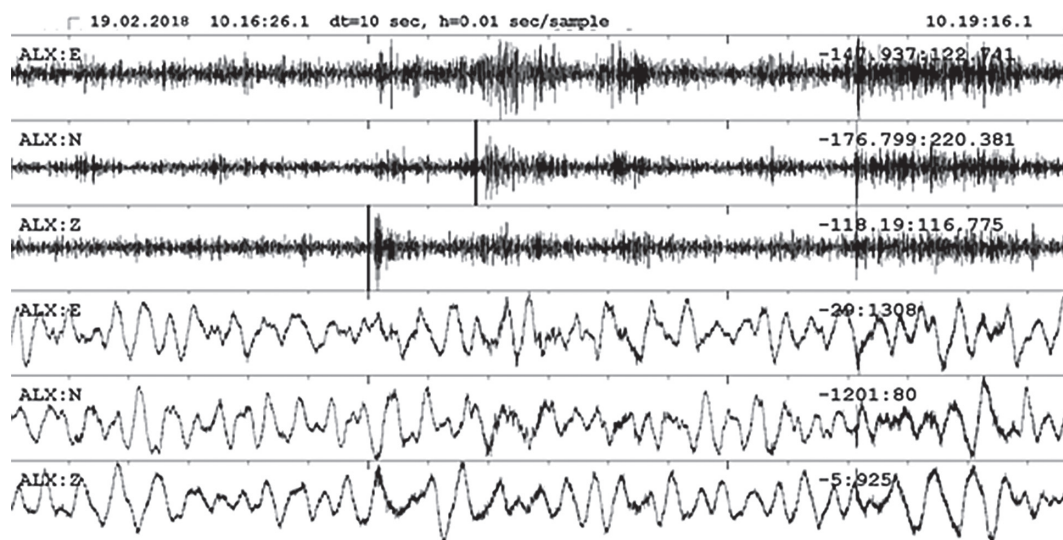


Рис. 6. Волновые формы от промышленного взрыва на карьере Бронцы, расположенного в Тульской области, зарегистрированные станцией «Александровка» (ALX) 19.02.2018:  $T_0=10:16:54$  (GMT),  $R=125$  км,  $m_l=1,5$ . Верхние три канала фильтрованы в диапазоне 1–10 Гц. Нижние три — нефильтрованная запись. Указаны первые вступления волн  $P$  и  $S$

По результатам анализа записи рассчитаны амплитудные спектры отрезков сейсмограмм, содержащих волны  $P$  и  $Lg$ , а также спектры участков записи сейсмического шума. Спектр рассчитывали с использованием быстрого преобразования Фурье со сглаживанием. Для расчета спектра  $P$ -волны взят 5-секундный временной интервал от начала вступления; для расчета спектра шума — 20-секундный временной интервал до вступления  $P$ -волны; для расчета спектра  $Lg$ -волны — теоретический временной интервал, который рассчитывался следующим образом  $\Delta/3,6 < t < \Delta/3,2$ , где  $\Delta$  — эпицентральный расстояние, км.

На рис. 7 приведен пример спектрального состава сигнала волн  $P$ ,  $Lg$  и шума. Видно, что спектральная амплитуда полезного сигнала намного превышает спектральную амплитуду шума.

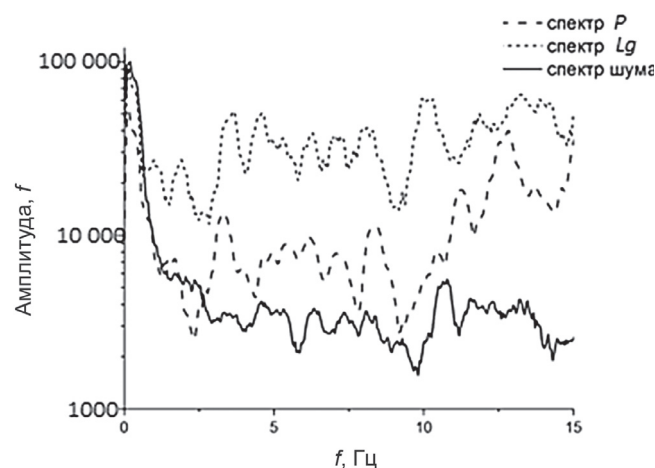


Рис. 7. Спектры волн  $P$ ,  $Lg$  и шума от промышленного взрыва на карьере Михайловского ГОКа, расположенного в Курской области (14.03.2018), которые зарегистрированы станцией «Александровка» (ALX):  $T_0=09:25:55$  (GMT),  $R=290$  км,  $m_l=2,8$

При анализе спектральный состав сигналов волн  $P$ ,  $Lg$  и шума, полученные от взрыва на карьере Бронцы (рис. 8), расположенного на расстоянии 125 км от станции наблюдения, видно, что спектры волн фактически сливаются. Одной из возможных причин низкого отношения сигнал/шум может быть то, что основная трасса сейсмического луча проходит ниже границы Мохо, разделяющей мантию и достаточно неоднородную земную кору (рис. 3).

**Применимость критерия для идентификации событий на станции «Александровка».** Ранее было показано, что хорошо известный критерий  $\lg(A_p(f)/A_{lg}(f))$  [Санина и др., 2020] имеет еще одну особенность, которая весьма полезна для идентификации событий. Установлено, что распределение логарифма отношений амплитудных спектров  $\lg(A_p(f)/A_{lg}(f))$  волн  $P$  и  $Lg$  относительно частоты колебаний имеет

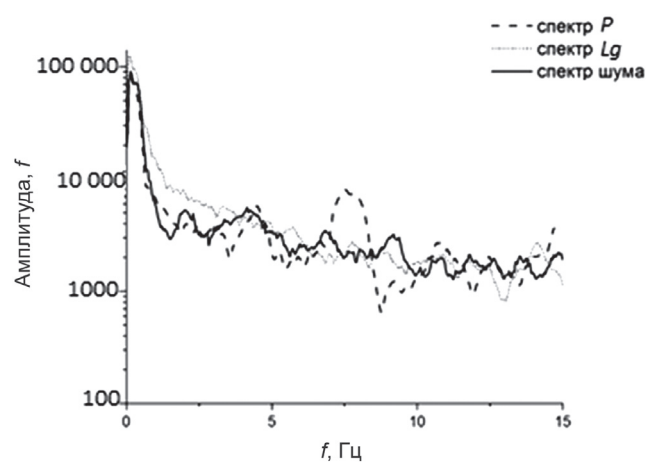


Рис. 8. Спектры волн  $P$ ,  $Lg$  и шума от промышленного взрыва на карьере Бронцы, расположенного в Тульской области (19.02.2018), зарегистрированные станцией «Александровка» (ALX):  $T_0=10:16:54$  (GMT),  $R=125$  км,  $m_l=1,5$

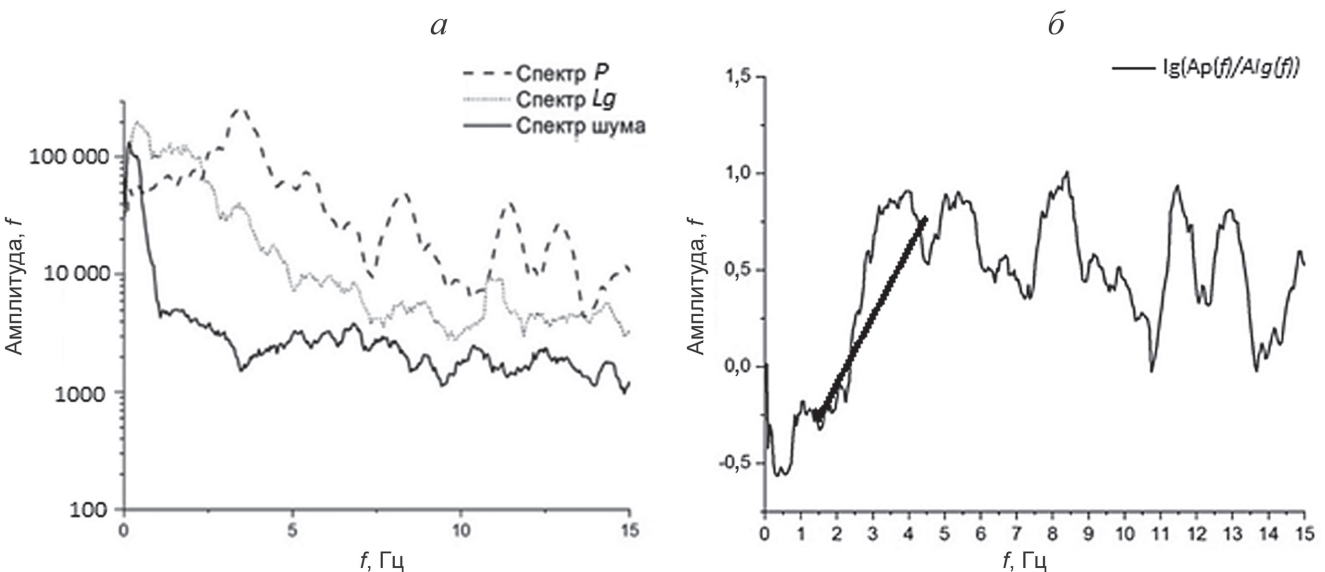


Рис. 9. Спектры волн  $P$ ,  $Lg$  и шума (а) и логарифм отношения амплитудных спектров  $\lg(A_p(f)/A_{lg}(f))$  (б) для землетрясения, произошедшего в Румынии 14.03.2018, которое зарегистрировано станцией «Александровка» (ALX):  $T_0$ =10:24:48 (GMT),  $R$ =1167 км,  $mb$ =4,6. Положительный тренд на участке 1,5–4,5 Гц показан жирной черной линией

определенный тренд, аппроксимирующий функцию возрастания или убывания, и этот тренд различен для взрывов и землетрясений. Этот критерий показал эффективность для наблюдений на группе МСГ «Михнево». [Санина и др., 2020].

В качестве примера рассмотрим его применимость для станции «Александровка» к записям зарегистрированных сейсмических событий. Пример — землетрясение в Румынии, произошедшего 14.03.2018. Результаты обработки приведены на рис. 9, можно заметить ярко выраженный положительный тренд на участке 2–5 Гц.

Рассмотрим применение этого критерия для идентификации промышленных взрывов, предполагая, что он должен быть отрицательным. На рис. 10 приведен логарифм отношения амплитудных спектров  $\lg(A_p(f)/A_{lg}(f))$  от взрыва на карьере

Михайловского ГОКа 14.03.2018, расположенного в Курской области. Выделяется отрицательный тренд на участке 2–5 Гц.

Однако далеко не на всех анализируемых записях карьерных взрывов удается выявить ожидаемый отрицательный тренд. Это хорошо видно на рис. 11, показывающем отношение амплитудных спектров  $\lg(A_p(f)/A_{lg}(f))$  от промышленного взрыва на карьере Бронцы.

Результаты использования этого критерия приведены в табл. 2.

Как видно из данных табл. 2, положительный коэффициент тренда сохраняется для землетрясений, однако предполагаемый отрицательный тренд для взрывов наблюдается не всегда. Неустойчивость знака тренда в значительной степени объясняется низким отношением сигнал/шум.

Таблица 2

Уравнения линейного тренда в частотном диапазоне 2–5 Гц для взрывов и землетрясений, зарегистрированных на станции «Александровка»

| Дата       | Время в очаге (GMT) | $R$ , км | Природа       | Регион           | $ml$ | Уравнение тренда      |
|------------|---------------------|----------|---------------|------------------|------|-----------------------|
| 14.03.2018 | 10:24:48            | 1167     | землетрясение | Румыния          | 4,6  | $y=0,27946x-0,41138$  |
| 08.10.2017 | 01:49:38            | 1167     |               |                  | 4,0  | $y=0,27825x-0,83671$  |
| 15.11.2017 | 19:48:00            | 1857     |               | Восточный Кавказ | 5,6  | $y=0,26146x-0,42378$  |
| 27.02.2018 | 08:59:52            | 290      | взрыв         | Михайловский ГОК | 2,7  | $y=0,0259x-0,76645$   |
| 14.03.2018 | 09:25:55            | 290      |               |                  | 2,8  | $y=-0,08012x-0,37029$ |
| 03.04.2018 | 09:09:49            | 290      |               |                  | 2,7  | $y=0,2295x-1,24371$   |
| 20.10.2017 | 10:56:49            | 183      |               | Машково          | 1,3  | $y=0,0634x-0,26488$   |
| 24.10.2017 | 08:45:55            | 71       | взрыв         | Пятовский        | 1,4  | $y=0,08221x-0,07016$  |
| 08.11.2017 | 09:10:38            | 72       |               |                  | 1,4  | $y=0,05795x-0,17126$  |
| 17.11.2017 | 10:18:55            | 188      |               | Машково          | 1,1  | $y=0,00713x+0,12482$  |
| 19.02.2018 | 10:16:54            | 125      |               | Бронцы           | 1,5  | $y=0,12298x-0,58084$  |
| 05.12.2017 | 10:35:11            | 187      |               | Машково          | 1,4  | $y=-0,02388x-0,06624$ |
| 13.12.2017 | 09:46:37            | 71       |               | Пятовский        | 1,4  | $y=0,09733x-0,42374$  |



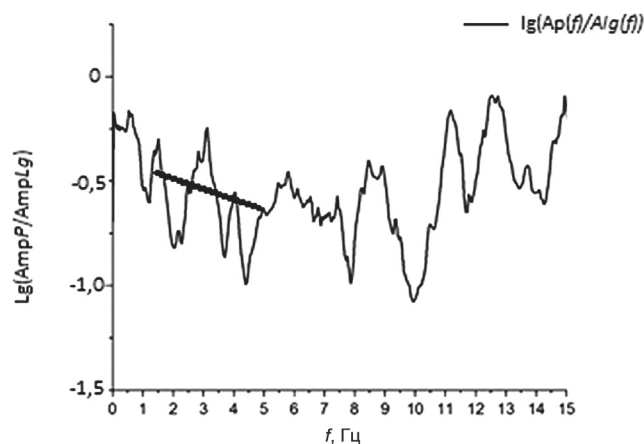


Рис. 10. Логарифм отношения амплитудных спектров  $\lg(Ap(f)/Alg(f))$  от промышленного взрыва на карьере Михайловского ГОКа, расположенного в Курской области (14.03.2018), зарегистрированные станцией «Александровка»:  $T_0=09:25:55$  (GMT),  $R=290$  км,  $m_l=2,8$ . Черной жирной линией показан отрицательный тренд на участке 1,5–5,5 Гц

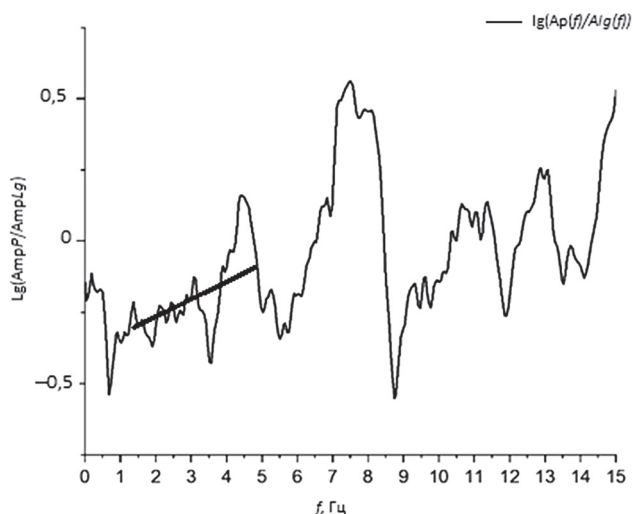


Рис. 11. Логарифм отношения амплитудных спектров  $\lg(Ap(f)/Alg(f))$  от промышленного взрыва на карьере Бронцы (19.02.2018), который расположен в Тульской области, зарегистрированные станцией «Александровка»:  $T_0=10:16:54$  (GMT),  $R=125$  км,  $m_l=1,5$ . Черной жирной линией показан положительный тренд на участке 1,5–5 Гц

### Результаты исследований и их обсуждение.

Один из возможных факторов, влияющих на то, что рассматриваемый критерий не всегда проявлен при анализе данных на станции «Александровка», — место ее установки. Несмотря на хорошие условия (специально подготовленный постамент, удаленность от жилых объектов), станция расположена на поверхности земли. В то же время на МСГ «Михнево» расчеты проводились для трехкомпонентного датчика BB(E, N, Z), расположенного в шахте на глубине 20 м.

В качестве примера рассмотрим записи карьерных взрывов, зарегистрированные малоапертурной группой «Михнево». Для сравнения регистрационных возможностей станции ALX, расположенной на поверхности земли, мы взяли записи трехкомпонентных датчиков, расположенных также на поверхности 3S(E, N, Z) в составе группы.

На рис. 12 продемонстрировано, насколько записи трехкомпонентных датчиков, входящих в группу

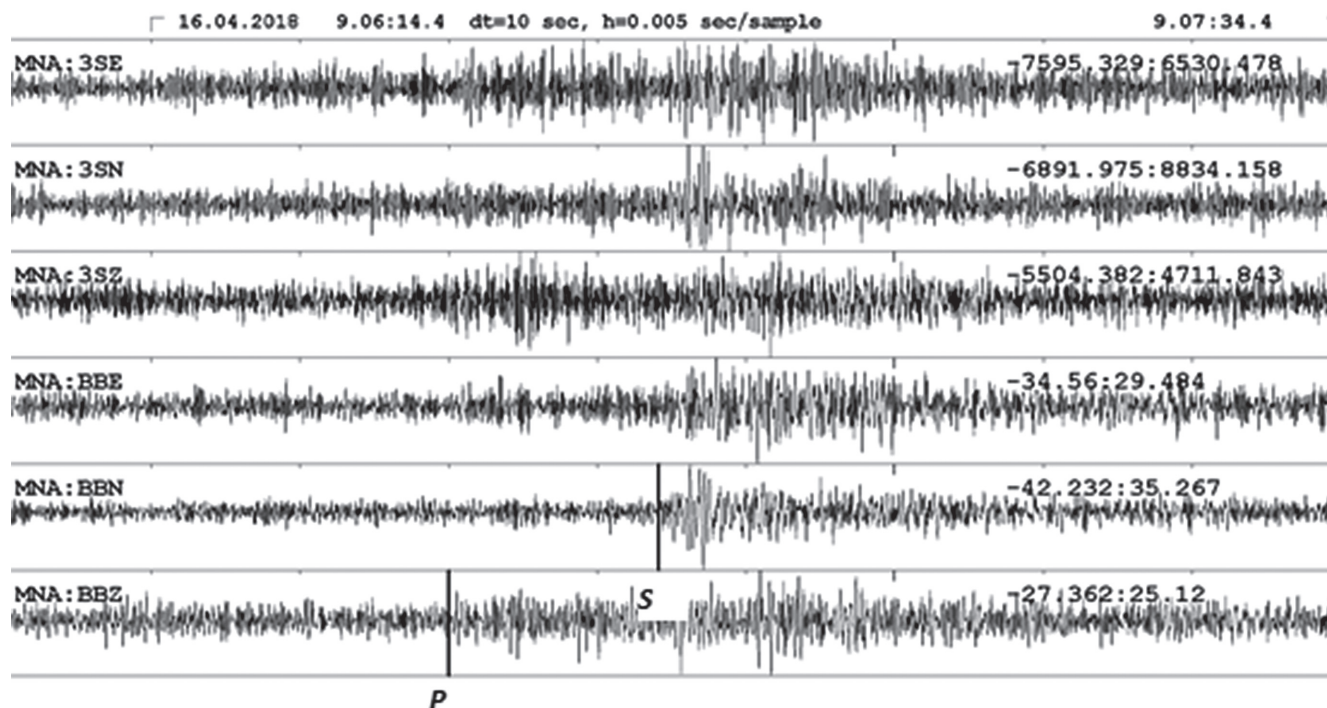


Рис. 12. Пример записи взрыва на карьере «Пятовский» (16.04.2018) в Калужской области, зарегистрированного группой «Михнево»:  $T_0=09:06:16$  (GMT),  $R=109$  км,  $m_l=1,3$ . Верхние три трассы — запись трехкомпонентным прибором, расположенным на поверхности земли, три нижние — запись прибором, расположенным в шахте. Отмечены вступления волн  $P$  и  $S$ , записи фильтрованы в диапазоне 1–10 Гц

«Михнево» на поверхности, отличаются по информативности от записей, полученных на центральном приборе ВВ(Е, N, Z).

Как хорошо видно на рис. 12, на записях трехкомпонентной станции 3S(Е, N, Z), расположенной на поверхности и входящей в малоапертурную группу «Михнево», с большим трудом, а иногда и просто невозможно, определить вступления волн  $P$  и  $S$ , и тем самым произвести локацию события. В то же время записи, полученные на станции ALX, при регистрации локальных событий по степени зашумленности аналогичны записям на МСГ «Михнево», а в некоторых случаях даже более информативны

и используются для уточнения локации некоторых событий [Санина и др., 2020].

**Заключение.** Несмотря на то что установка станции «Александровка» предполагала ее использование для исследования телесейсмических записей, ее регистрационные возможности позволяют проводить мониторинг части ВЕП с целью распознавания событий небольшой магнитуды и уточнения координат лоцируемых событий совместно с МСГ «Михнево».

**Финансирование.** Работа выполнена по теме НИР (AAAA-A19-11022090015-6).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адушкин В.В. Сейсмичность взрывных работ на территории европейской части России // Физика Земли. 2013. № 2. С. 110–130.

Взрывы и землетрясения на территории европейской части России / Под ред. В.В. Адушкина, А.А. Маловичко. М.: ГЕОС, 2013. С. 287–342.

Геологический атлас Калужской области / Сост. В.С. Бобров. Калуга, 2007. 70 с.

Петров В.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые Калужской области. Калуга: ИД «Эйдос», 2003. 440 с.

Санина И.А., Волосов С.Г., Гоев А.Г и др. Точность локации и эпицентров сейсмических событий по данным малоапертурной сейсмической группы «Михнево»: нужны ли дополнительные сейсмические станции? // Геофизические исследования. 2020. Т. 21, № 2. С. 48–60.

Санина И.А., Нестеркина М.А., Константиновская Н.Л., Габсатарова И.П. Распознавание природы сейсмических источников на Восточно-Европейской платформе, регистрируемых малоапертурной сейсмической группой «Михнево» на региональных расстояниях // Сейсмические приборы. 2020. Т. 56, № 2. С. 56–76.

Bogdanova S.V., Gorbatshev, R., Garetsky, R.G. EUROPE East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environ. Scie. Elsevier, 2016.

Claesson S., Bogdanova S.V., Bibikova E.V., Gorbatshev R. Isotopic evidence of Paleoproterozoic accretion in the basement of the East European Craton // Tectonophysics. 2001. Vol. 339, N 1–2. P. 1–18.

Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise. Open-File Report 93–322. U.S. Department of Interior, Geol. Surv. 1993. 91 p.

Поступила в редакцию 24.06.2021

Поступила после доработки 30.06.2021

Принята к публикации 13.12.2021

## АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ И МАТЕРИАЛОВ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ В 2021 ГОДУ

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | № | С.  |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|-----|
| Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Мануилова Е.А., Полещук А.В. Оценка влияния неотектонических движений на рельеф котловин Ладожского и Онежского озер .....                                                                                                                                   | 4 | 32  |
| Алферьева Я.О., Новикова А.С. Состав силикатного расплава флюоритсодержащих онгонитов при 700–800 °С, 100 МПа и разной фугитивности кислорода .....                                                                                                                                                   | 3 | 68  |
| Архипова Е.В., Брянцева Г.В., Жигалин А.Д. Взаимосвязь сильных землетрясений, вулканических извержений и тайфунов в районе Филиппинской плиты как результат взаимного влияния геосфер .....                                                                                                           | 4 | 14  |
| Барановская Е.И., Питьева К.Е., Оролбаева Л.Э. Условия формирования подземных вод артезианских бассейнов межгорного типа .....                                                                                                                                                                        | 4 | 109 |
| Баскакова Г.В., Кулюкина Н.А., Арзамасцева Т.А., Малышев Н.А., Альмендингер О.А., Никишин А.М. Палеогеоморфологический анализ олигоцен-неогеновых отложений в северо-западной части Черного моря .....                                                                                                | 4 | 38  |
| Богуславский М.А., Бурмистров А.А. Предварительные исследования для разработки методики прогнозирования и оценки продуктивного сульфидного оруденения норильского типа с использованием поляризационно-оптического и петрофизического методов (на примере Талнахского месторождения) .....            | 2 | 55  |
| Богуславский М.А., Сагалевич В.Д., Прокофьев В.Ю. Новые данные об условиях формирования золотой минерализации месторождения Голец Высочайший (Бодайбинский район, Россия) .....                                                                                                                       | 6 | 70  |
| Божко Н.А. К вопросу о количестве суперконтинентов протерозоя .....                                                                                                                                                                                                                                   | 5 | 13  |
| Брянцева Г.В., Демина Л.И., Промыслова М.Ю., Косевич Н.И. Новейшие структуры Северо-Восточного Таймыра .....                                                                                                                                                                                          | 4 | 60  |
| Булатов Т.Д., Козлова Е.В., Пронина Н.В., Коробова Н.И., Леушина Е.А., Воропаев А.В., Панченко И.В., Морозов Н.В., Спасенных М.Ю. Кероген I типа в породах баженовской свиты Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна .....                                                                       | 6 | 110 |
| Бурмистров А.А., Викентьев И.В., Ярцев Е.И. Использование методов структурно-петрофизического анализа для оценки метаморфогенных преобразований вмещающих пород и руд Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения (Южный Урал) .....                                                      | 6 | 77  |
| Видищева О.Н., Ахманов Г.Г., Соловьева М.А., Маццини А., Хлыстов О.М., Егошина Е.Д., Кудаев А.А., Корост Д.В., Полудеткина Е.Н., Морозов Н.В., Григорьев К.А. Особенности разгрузки углеводородных газов вдоль разлома Гидратный (озеро Байкал) .....                                                 | 3 | 3   |
| Вяткин С.В., Кriuлина Г.Ю., Гаранин В.К., Коногорова Д.В., Васильев Е.А., Самосоров Г.Г. Морфология и дефектно-примесный состав алмазов из трубки Заполярная .....                                                                                                                                    | 1 | 99  |
| Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Казуров М.Д., Копаевич Л.Ф., Яковишина Е.В., Бордунов С.И., Лыгина Е.А., Бадулина Н.В., Мигранов И.Р. Палеоклиматическая история Центрального и Восточного Тетиса в юрско-четвертичное время .....                                                        | 4 | 52  |
| Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Мигранов И.Р., Бадулина Н.В., Иванов А.В., Казуров М.Д. Литолого-геохимическая характеристика и палеоклиматические условия формирования верхнемеловых отложений эпиконтинентального бассейна Русской плиты в районе Ульяновско-Саратовского прогиба ..... | 2 | 20  |
| Габдуллин Р.Р., Пузик А.Ю., Меренкова С.И., Мигранов И.Р., Бадулина Н.В., Казуров М.Д. Литолого-геохимическая характеристика и палеоклиматические условия формирования турон-сантонских отложений эпиконтинентального бассейна Русской плиты в районе Воронежской антеклизы .....                     | 3 | 26  |
| Глухов А.Н., Прийменко В.В., Самсонов А.А. Возраст и тектоническая позиция эпитермального золотого оруденения Омонского массива (северо-восток Азии) .....                                                                                                                                            | 6 | 61  |
| Гнатюк И.И., Мотенко Р.Г. Оценка глубины сезонного оттаивания при изменении теплофизических характеристик насыпных грунтов .....                                                                                                                                                                      | 1 | 117 |
| Гоев А.Г., Санина И.А., Константиновская Н.Л., Овчинникова О.В. Возможности изучения слабой сейсмичности в центральной части Восточно-Европейской платформы с помощью новой широкополосной сейсмической станции «Александровка» .....                                                                 | 6 | 142 |
| Голованова О.В., Питьева К.Е. Водоносный комплекс неоплейстоцена в регионе разработки Астраханского газоконденсатного месторождения: специфика, структуры, модели формирования .....                                                                                                                  | 5 | 61  |
| Гордадзе Г.Н., Гируц М.В., Юсупова А.А., Козлова Е.В., Постникова О.В. К вопросу о нефтематеринских толщах (некоторые современные аспекты осадочно-миграционной теории нефтидогенеза) .....                                                                                                           | 3 | 59  |
| Гущина М.Ю. Литогеохимические особенности и условия образования позднеюрско-раннемеловых туфотерригенных пород в районе Усть-Бельских гор (северо-запад Корякского нагорья) .....                                                                                                                     | 6 | 30  |
| Дергачев А.Л. Минерально-сырьевые комплексы стран БРИКС – взаимные поставки и регулирование мирового рынка минерального сырья .....                                                                                                                                                                   | 4 | 3   |



|                                                                                                                                                                                                                                                                      | № | С.  |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|-----|
| Дзюбло А.Д., Сидоров В.В., Зонн М.С., Агаджанянц И.Г. Перспективы нефтегазоносности ордовикско-нижнефранского мегакомплекса шельфа Печорского моря .....                                                                                                             | 4 | 70  |
| Дроздова О.Ю., Карпухин М.М., Думцев С.В., Лапицкий С.А. Формы металлов в воде и донных отложениях р. Малая Сеньга (Владимирская область) .....                                                                                                                      | 2 | 97  |
| Жакипбаев Б.Е., Алферьева Я.О., Ксенофонов Д.А., Котельников А.Р. Экспериментальное изучение возможности использования опоки в качестве источника кремния при производстве стекла в Туркестанском районе Казахстана .....                                            | 3 | 50  |
| Заграновская Д.Е., Исаева С.И., Вилесов А.П., Шашель В.А., Захарова О.А., Беяков Е.О., Демин В.Ю., Кудин И.Л., Калмыков Г.А. Строение протяженных резервуаров отложений доманиковой формации и методы их петрофизической интерпретации .....                         | 6 | 120 |
| Закревский К.Е., Нассонова Н.В., Калмыков Г.А. Особенности литологического моделирования залежей углеводородов неокомских клиноформ в Западной Сибири .....                                                                                                          | 1 | 79  |
| Зорин Н.И., Яковлев А.Г. Гибридная приемная линия для измерения электрического поля в широкой полосе частот .....                                                                                                                                                    | 5 | 54  |
| Игнатьев Н.Н., Богомолов А.Х. Результаты использования механического каротажа для уточнения геологического строения Олонь-Шибирского каменноугольного месторождения .....                                                                                            | 4 | 82  |
| Казак Е.С., Корзун А.В., Ахманов Г.Г., Бакай Е.А. Геохимия поровых вод донных отложений в северо-восточной части Баренцева моря .....                                                                                                                                | 5 | 39  |
| Казак Е.С., Лебедева Е.Г., Харитонов Н.А., Челноков Г.А., Едовский Е.В. Фракционирование редкоземельных элементов и иттрия в водных средах: роль органотрофных бактерий .....                                                                                        | 3 | 99  |
| Калмыков А.Г., Гафурова Д.Р., Тихонова М.С., Видищева О.Н., Иванова Д.А., Манько И.Э., Корост Д.В., Бычков А.Ю., Калмыков Г.А. Влияние состава пород высокоуглеродистых формаций на процесс генерации нефти и газа (результаты лабораторного моделирования) .....    | 1 | 85  |
| Короновский Н.В., Захаров В.С., Наймарк А.А. Непредсказуемость сильных землетрясений: новое понимание проблемы и ее решение .....                                                                                                                                    | 3 | 17  |
| Котельников А.Е., Дьяконов В.В., Дергачев А.Л. Поиски перекрытого эндогенного оруденения по результатам палеовулканических реконструкций .....                                                                                                                       | 5 | 31  |
| Куликов В.А., Ионичева А.П., Королькова А.В., Пушкарёв П.Ю., Соколова Е.Ю., Яковлев А.Г. Трехмерная инверсия данных магнитотеллурических зондирований в Южном Приладожье .....                                                                                       | 6 | 133 |
| Куликов В.А., Ионичева А.П., Лубнина Н.В., Шустов Н.Л., Яковлев А.Г. Новые магнитотеллурические данные для зоны сочленения Фенноскандии и Сарматии .....                                                                                                             | 2 | 3   |
| Латыпова М.Р., Хотылев О.В., Балущкина Н.С., Калмыков А.Г., Калмыков Г.А., Копаевич Л.Ф., Карпова Е.В., Чуркина В.В. Обстановки осадконакопления абалакской свиты и вогулгинской толщи на территории Каменной вершины Красноленинского свода (Западная Сибирь) ..... | 6 | 49  |
| Липатникова О.А., Лубкова Т.Н. Формы нахождения микроэлементов в природных водах водоемов канала имени Москвы и Волго-Балтийской системы .....                                                                                                                       | 1 | 110 |
| Мануилова Е.А. Новейший структурный план Западно-Сибирской плиты .....                                                                                                                                                                                               | 1 | 23  |
| Мануилова Е.А. Взаимосвязь дислокаций фундамента и осадочного чехла с новейшим структурным планом Западно-Сибирской плиты .....                                                                                                                                      | 4 | 23  |
| Мануилова Е.А. Локализация месторождений нефти и газа в зависимости от типов новейших структур на территории Западно-Сибирской плиты .....                                                                                                                           | 6 | 10  |
| Марунова Д.А., Пронина Н.В., Калмыков А.Г., Иванова Д.А., Калмыков Г.А. Стадии преобразования органического вещества пород тутлеймской свиты в зависимости от его мацерального состава .....                                                                         | 6 | 86  |
| Маслов А.В., Шевченко В.П., Бычков А.Ю. Распределение редких и рассеянных элементов в сопочных илах грязевых вулканов в поисках следов воздействия ювенильного компонента .....                                                                                      | 3 | 89  |
| Наугольных С.В., Кирилишина Е.М., Исаев В.С. Новые данные о пермских растениях Печорского угольного бассейна (по материалам коллекции Музея земледования МГУ имени М.В. Ломоносова) в контексте коэволюции растений и насекомых .....                                | 2 | 46  |
| Никулин И.И., Самсонов А.А., Кузнецов М.В. Кольцевые структуры Норильского металлогенического района в нейросетевом кластерном анализе площадных геофизических данных .....                                                                                          | 6 | 34  |
| Панина Л.В., Зайцев В.А., Агибалов А.О., Мануилова Е.А., Бардышев Г.П. Основные черты новейшей геодинамики Северо-Западного и Центрального Кавказа .....                                                                                                             | 1 | 3   |
| Плюснин А.В., Копаевич Л.Ф. Секвенс-стратиграфия верхнего венда для северо-востока Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы (на основе изучения керна скважин и анализа данных ГИС) .....                                                                   | 2 | 11  |
| Рыжова Д.А., Коснырева М.В., Дубинин Е.П., Булычев А.А. Строение тектоносферы Мозамбикского и Мадагаскарского хребтов по геофизическим данным .....                                                                                                                  | 6 | 20  |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                 | № | С.  |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|-----|
| Сандалов Ф.Д., Щипалкина Н.В., Пеков И.В., Кошлякова Н.Н., Бритвин С.Н., Сидоров Е.Г. Кри-<br>тобалит и тридимит из отложений фумаролы Арсенатная (вулкан Толбачик, Камчатка, Россия) . . . . .                                                                                 | 2 | 87  |
| Свистунов В.В., Прокофьев В.Ю. Состав рудообразующего флюида и физико-химические параметры фор-<br>мирования промышленных руд Малмыжского Au-Cu-порфирового месторождения на примере участка Свобода<br>(Дальний Восток, Россия) . . . . .                                      | 1 | 50  |
| Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В., Семенов С.В., Корнеев С.И. Мончегорский интрузив: рекон-<br>струкция (состав исходной магмы, расплава, <i>P-T</i> состояние, мощность интрузива) . . . . .                                                                                 | 2 | 64  |
| Сенцов А.А., Агibalов А.О. Выделение зон возможных очагов землетрясений в Фенноскандии по данным<br>анализа сейсмичности и компьютерного геодинамического моделирования . . . . .                                                                                               | 1 | 15  |
| Сивков Д.В., Прокофьев В.Ю., Чикатуева В.Ю. Новые данные о условиях формирования золотой минерал-<br>изации месторождения Дрожное (Республика Саха (Якутия), Россия) по результатам исследования флюидных<br>включений . . . . .                                                | 1 | 42  |
| Сизов Н.Е., Поздняков С.П., Муромец Н.Н. Влияние плановой неоднородности проводимости на результа-<br>ты обработки отказов в изолированном неограниченном пласте . . . . .                                                                                                      | 3 | 113 |
| Симонов Д.А., Захаров В.С., Гильманова Г.З., Диденко А.Н. Новейшая тектоника северного Сихотэ-<br>Алия и сопредельных территорий и ее отражение в характеристиках самоподобия гидросети . . . . .                                                                               | 5 | 19  |
| Сначёв В.И., Сначёв А.В., Пужаков Б.А., Романовская М.А. Физико-химические и геодинамические<br>условия формирования сарсангинского комплекса пограничной зоны Южного и Среднего Урала . . . . .                                                                                | 4 | 88  |
| Спиридонов Э.М. Голотип высококита метаморфогенно-гидротермальный высококит (Pd,Ni)S из месторождения<br>Норильск-1 . . . . .                                                                                                                                                   | 2 | 79  |
| Спиридонов Э.М., Путинцева Е.В. Интрузив послеостроводужных фаялитовых плагиигранитов горы Кабель<br>в киммеридях Горного Крыма . . . . .                                                                                                                                       | 4 | 98  |
| Тевелев А.В., Соболев И.Д., Борисенко А.А., Правикова Н.В., Казанский А.Ю., Коптев Е.В.,<br>Кошелева И.А., Жак Ю. Начальный этап раннекаменноугольного рифтинга на Южном Урале: первые резуль-<br>таты U-Pb датирования циркона из гранитоидов неплюевского комплекса . . . . . | 6 | 40  |
| Тихонова М.С., Калмыков А.Г., Иванова Д.А., Видищева О.В., Калмыков Г.А., Борисов Р.Б. Мо-<br>дель распределения углеводородных соединений в пустотном пространстве баженовского горизонта . . . . .                                                                            | 6 | 98  |
| Трофимов В.Т. Теоретические основания геоэкологии как междисциплинарной науки, построенные на базе кон-<br>цепции экологических функций биотических сфер Земли . . . . .                                                                                                        | 5 | 3   |
| Трофимов В.Т. О ряде позиций теоретических оснований нового содержания геоэкологии . . . . .                                                                                                                                                                                    | 6 | 3   |
| Фаттоев У.Б., Брушков А.В., Кошурников А.В., Гунар А.Ю. Морозное пучение и пучинистость грунтов<br>на трассе проектируемой железной дороги Москва–Казань . . . . .                                                                                                              | 2 | 104 |
| Хотылев А.О., Козлова Е.В., Белохин В.С., Майоров А.А., Исакова Т.Г., Пронина Н.В., Калмы-<br>ков Г.А., Хотылев О.В. Битумы как причина возникновения зон низкого электрического сопротивления в<br>породах фундамента Западно-Сибирской плиты . . . . .                        | 3 | 35  |
| Цветкова П.А., Федулов В.В., Сауткин Р.С. Новые подходы к разработке тонкослоистых недонасыщенных<br>коллекторов (викуловская свита на Красноленинском своде Фроловской нефтегазовой области) . . . . .                                                                         | 1 | 71  |
| Щекина Т.И., Русак А.А., Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Хвостиков В.А., Котельников<br>А.Р., Бычков А.Ю., Зиновьева Н.Т. Поведение лития в ликвидусной части высокофтористой гранитной<br>системы при давлении от 10 до 50 МПа . . . . .                                     | 3 | 76  |
| Эдер В.Г., Балущкина Н.С., Замирайлова А.Г., Фомин А.Н. Литолого-геохимические свидетельства ката-<br>генетических преобразований черных сланцев на примере баженовской свиты Западной Сибири . . . . .                                                                         | 1 | 58  |
| Яковишина Е.В., Копаевич Л.Ф., Никишин А.М., Фрейман С.И., Устинова М.В. Строение и условия<br>формирования кампанских отложений Северо-Западного Кавказа (разрез Галицыно) . . . . .                                                                                           | 1 | 31  |

#### Краткие сообщения

|                                                                                                                                    |   |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|-----|
| Савенко А.В., Бычков А.Ю., Полтавская С.В., Савенко В.С. Фтор в водах грязевых вулканов Керченско-<br>Таманского региона . . . . . | 1 | 124 |
| Савенко А.В., Савенко В.С. Условия образования селлаита в соляных отложениях . . . . .                                             | 5 | 71  |
| Шумкин Е.А. Оценка взаимосвязи консистенции глинистых грунтов и кинематических параметров упругих волн . . . . .                   | 1 | 129 |

#### УЧРЕДИТЕЛИ:

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;  
геологический факультет МГУ

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

**Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ** — **главный редактор**, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН  
**Н.Н. ЕРЕМИН** — **зам. главного редактора**, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН  
**А.В. БОБРОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**Р.Р. ГАБДУЛЛИН** — **ответственный секретарь**, кандидат геолого-минералогических наук, доцент  
**И.М. АРТЕМЬЕВА** — профессор Университета Копенгагена, Дания  
**А.Б. БЕЛОНОЖКО** — профессор Университета Стокгольма, Швеция  
**М.В. БОРИСОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.В. БРУШКОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.А. БУЛЫЧЕВ** — доктор физико-математических наук, профессор  
**М.Л. ВЛАДОВ** — доктор физико-математических наук, профессор  
**Т.В. ГЕРЯ** — профессор Швейцарского Федерального технологического университета (ETH Zurich)  
**М.С. ЖДАНОВ** — профессор Университета Солт-Лейк-Сити, США  
**Н.В. КОРОНОВСКИЙ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**Д.Г. КОЩУГ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.В. ЛОПАТИН** — доктор биологических наук, профессор  
**А.М. НИКИШИН** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.Р. ОГАНОВ** — профессор Университета Стони-Брук, США  
**А.Л. ПЕРЧУК** — доктор геолого-минералогических наук  
**Ю.В. РОСТОВЦЕВА** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**С.П. ПОЗДНЯКОВ** — доктор геолого-минералогических наук  
**В.И. СТАРОСТИН** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**А.В. СТУПАКОВА** — доктор геолого-минералогических наук, доцент  
**В.Т. ТРОФИМОВ** — доктор геолого-минералогических наук, профессор  
**И.В. ШПУРОВ** — доктор технических наук

Редактор **А.Е. ЛЮСТИХ**

#### Адрес редакции:

*e-mail:* vmu\_red@mail.ru

*Журнал зарегистрирован в Министерстве печати и информации РФ.*

*Свидетельство о регистрации № 1552 от 14 февраля 1991 г.*

Подписано в печать 28.09.2020. Формат 60×90<sup>1/8</sup>.

Бумага офсетная. Гарнитура Таймс.

Усл. печ. л. 15,7. Уч.-изд. л. 19,0. Тираж экз.

Изд. № 11726. Заказ

---

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15

(ул. Академика Хохлова, 11)

Тел.: (495) 939-32-91; *e-mail:* secretary@msupublishing.ru



**ISSN 0201-7385**  
**ISSN 0579-9406**

**ИНДЕКС 70995 (каталог «Роспечать»)**  
**ИНДЕКС 34114 (каталог «Пресса России»)**

---