

Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 4

ГЕОЛОГИЯ

ТОМ 63 • № 4 • 2024 • ИЮЛЬ-АВГУСТ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Трофимов В.Т., Королев В.А. К разработке номологических основ экологической геологии	3
Тевелев А.В., Мосейчук В.М., Володина Е.А., Дёмина Н.В., Коротаева Н.Н. Вендинский магматизм Уралейского блока (Центрально-Уральская мегазона Среднего Урала)	11
Глухова С.А., Суханова Т.В., Пинигин О.В., Харитонова Н.А. Гидрогеологические условия Мещерской впадины и их связь с новейшей тектонической структурой региона	25
Редькин А.С., Корзун А.В., Шарунов Н.В. Использование результатов трассерных исследований для адаптации гидродинамических моделей нефтяных месторождений	35
Мирахмедов Т.Д., Абдуллаева М.А., Самарцев В.Н. Прогноз загрязнения подземных вод методом численного моделирования (на примере Кибрайского участка Чирчикского месторождения)	45
Сорокоумова Я.В., Растворгувев А.В., Курбонов М.Д. Оценка продольной дисперсивности при калибрации моделей тепломассопереноса в грунтовых водах на территории Байкальского целлюлозно-бумажного комбината	52
Каюкова Е.П., Жданов С.В., Филимонова Е.А. Особенности химического состава подземных вод Ижорского месторождения (Ленинградская область)	61
Харитонова Н.А., Соколовская М.А., Барановская Е.И., Челноков Г.А., Карабцов А.А., Чернощеков Л.Н., Брагин И.В. Микроэлементы в термальных водах северного Тянь-Шаня: распределение и механизмы накопления	70
Сыромятников К.В., Левитан М.А., Габдуллин Р.Р. Детализация позднеплиоцен-четвертичной истории осадконакопления и диагенеза в восточной части Норвежско-Гренландского бассейна на основе методов математической статистики	87
Алёшина К.Ф., Никишин А.М., Родина Е.А., Вержбицкий В.Е., Татаринов В.Ю. Структура фундамента прилаптевоморской части Евразийского бассейна по геолого-геофизическим данным	102
Габдуллин Р.Р., Сыромятников К.В., Бадулина Н.В., Меренкова С.И., Иванов А.В., Мигранов И.Р. Высокоточная циклическая корреляция как основа детальных палеоклиматических реконструкций для плиоцен-четвертичных разрезов Евразии	116
Дроздова О.Ю., Карпухин М.М., Лапицкий С.А. Формы нахождения кадмия в речных водах при различных его содержаниях (результаты модельного эксперимента)	125

C O N T E N T S

<i>Trofimov V.T., Korolev V.A.</i> To the development of nomological foundations of ecological geology	3
<i>Tevelev A.V., Moseychuk V.M., Volodina E.A., Demina N.V., Korotaeva N.N.</i> Vendian magmatism of the Ufalei block (Central Urals megazone of the Middle Urals)	11
<i>Glukhova S.A., Sukhanova T.V., Pinigin O.V., Kharitonova N.A.</i> Hydrogeological conditions of the Meshchera depression and their connection with the latest tectonic structure of the region	25
<i>Redkin A.S., Korzun A.V., Sharunov N.V.</i> Application of tracer studies results for adaptation of hydrodynamic models of oil fields	35
<i>Mirahmedov T.D., Abdullaeva M.A., Samartsev V.N.</i> Groundwater contamination forecast using numerical modeling (on example of Qibray site of Chirchiq watershed)	45
<i>Sorokoumova Ya.V., Rastorguev A.V., Kurbonov M.D.</i> Longitudinal dispersivity estimation according to heat and mass groundwater transport model calibration for Baikalsk paper and mill site	52
<i>Kayukova E.P., Zhdanov S.V., Filimonova E.A.</i> Chemical composition features of the Izhora groundwater field (Leningrad Region)	61
<i>Kharitonova N.A., Sokolovskaya M.A., Baranovskaya E.I., Chelnokov G.A., Karabtsov A.A., Chernoshchekov L.N., Bragin I.V.</i> Trace elements in thermal waters of the northern Tien Shan: distribution and fate	70
<i>Syromyatnikov K.V., Levitan M.A., Gabdullin R.R.</i> Detailed Late Pliocene-Quaternary sedimentation history and diagenesis processes in the eastern part of the Norwegian-Greenland Basin based on mathematical statistical methods	87
<i>Aleshina K.F., Nikishin A.M., Rodina E.A., Verzhbitsky V.E., Tatarinov V.Yu.</i> Structure of the basement of the near-Laptev part of the Eurasian basin according to geological and geophysical data	102
<i>Gabdullin R.R., Syromyatnikov K.V., Badulina N.V., Merenkova S.I., Ivanov A.V., Migranov I.R.</i> High-precision cyclic correlation as a basis for detailed paleoclimatic reconstructions for the Pliocene-Quaternary sections of Eurasia	116
<i>Drozdova O.Yu., Karpukhin M.M., Lapitskiy S.A.</i> Speciation of cadmium in river waters at different contents (model experiment results)	125

УДК 55; 504; 574

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-3-10

К РАЗРАБОТКЕ НОМОЛОГИЧЕСКИХ ОСНОВ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Виктор Титович Трофимов¹✉, Владимир Александрович Королев²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; trofimov@rector.msu.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; va-korolev@bk.ru

Аннотация. Номологическая база любой науки, состоящая из собственных законов и закономерностей, составляет ее научную основу. Номология (от греч. *nomos* — закон и *logos* — слово, учение) — раздел методологии науки, изучающий методы формулирования закономерностей, законов и создания на их основе научных теорий данной науки. В области экологической геологии номологические основы пока разработаны недостаточно, что объясняется малым возрастом этой науки и нерешенностью многих методологических вопросов ее структуры, проблематики и др. Цель настоящей статьи — проанализировать сложившееся к настоящему времени состояние номологических основ экологической геологии и дополнить их новыми положениями.

Ключевые слова: номология, экологическая геология, законы экологической геологии, закономерности, методология науки

Для цитирования: Трофимов В.Т., Королев В.А. К разработке номологических основ экологической геологии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 4. С. 3–10.

TO THE DEVELOPMENT OF NOMOLOGICAL FOUNDATIONS OF ECOLOGICAL GEOLOGY

Viktor T. Trofimov¹✉, Vladimir A. Korolev²

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; trofimov@rector.msu.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; korolev@bk.ru

Abstract. The nomological basis of any science, consisting of its own laws and regularities, constitutes its scientific basis. Nomology (from the Greek *nomos* — law and *logos* — word, doctrine) is a section of the methodology of science that studies methods for formulating patterns, laws and creating scientific theories of a given science on their basis. In the field of environmental geology, the nomological foundations have not yet been sufficiently developed, which is explained by the small age of this science and the unresolvedness of many methodological issues of its structure, problems, etc. The purpose of this article is to analyze the current state of the nomological foundations of environmental geology and supplement them with new provisions.

Keywords: nomology, environmental geology, laws of environmental geology, patterns, methodology of science

For citation: Trofimov V.T., Korolev V.A. To the development of nomological foundations of ecological geology. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 4: 3–10. (In Russ.).

Введение. Экологическая геология — одно из самых молодых научных направлений современной геологии, исследующее верхние горизонты литосфера как одну из основных абиотических компонент экосистем высшего уровня организации (от биогеоценоза до экосферы). При эколого-геологических исследованиях верхние горизонты литосферы изучаются как эколого-геологические системы, главное отличие которых заключается в наличии абиотического и живого компонентов, то есть с новых, присущих только экологической геологии позиций, их связи с оценкой влияния геологических факторов, прежде всего вещественных и энергетических, на биоту, включая человека и социум.

Эколого-геологические системы и их эколого-геологические условия относятся к числу открытых систем. По структуре они представляют собой сложные, многофакторные динамические образования, изменяющиеся под влиянием природных

и техногенных процессов, причем изменяющиеся очень быстро даже в физической временной системе, а с точки зрения геологического времени — практически мгновенно.

Теоретико-методологические основы экологической геологии как нового направления геологической науки были сформулированы в монографиях [Теория..., 1997; Экологические..., 2000]. Основополагающим в этом новом направлении геологии является учение об экологических функциях литосферы. Под ними понимается все многообразие функций, определяющих и отражающих роль и значение литосферы, включая подземные воды, нефть, газы, геохимические и геофизические поля, и протекающие в ней геологические процессы в жизнеобеспечении биоты, и главным образом человеческого сообщества. Выделены четыре экологические функции литосферы — ресурсная, геодинамическая, геохимическая и геофизическая.

Исходя из этих положений содержание экологической геологии определяется так: *экологическая геология — новое направление геологических наук, изучающее экологические функции литосферы, закономерности их формирования и пространственно-временного изменения под влиянием природных и техногенных причин в связи с жизнедеятельностью биоты, и прежде всего человека.*

Любая наука, помимо предмета и объекта своих исследований, характеризуется проблематикой и задачами, решаемыми на основе собственной методологии. Важнейшей частью методологии является номологическая основа науки, состоящая из собственных аксиом, положений, законов и закономерностей. Номология (от греч. *potos* — закон и *logos* — слово, учение) — раздел методологии науки, изучающий методы формулирования закономерностей, законов и создания на их основе научных теорий данной науки. В области экологической геологии номологические основы пока разработаны недостаточно, что объясняется малым возрастом этой науки и нерешенностью многих методологических вопросов ее структуры и проблематики.

В связи с этим цель настоящей статьи — проанализировать сложившееся к настоящему времени состояние номологических основ экологической геологии и дополнить их новыми положениями.

Современное состояние номологической базы экологической геологии. Законы экологической геологии — доказуемые научные утверждения, описывающие наиболее существенные связи между различными компонентами эколого-геологических систем, понятиями, закономерностями, явлениями, процессами, предложенные в качестве объяснения эколого-геологических фактов и согласующиеся с опытными данными (практикой) экологической геологии.

«Собственными» элементами логической структуры экологической геологии и ее основными законами является ряд положений, отражающих современные обобщенные знания о закономерностях экологических функций литосферы. Среди них можно выделить по В.Т. Трофимову и Д.Г. Зилингу [Трофимов, Зилинг, 1999], общие законы экологической геологии и частные, действующие в отдельных ее разделах. Законы и закономерности экологической геологии подчиняются действию общих экологических законов, детальный анализ которых был проведен Н.Ф. Реймерсом [Реймерс, 1994]. Среди последних выделяются следующие два **закона соответствия** [Трофимов, Королев, 2012].

1. Основной экологический закон состоит в том, что *характер развития общества и состояние природной среды находятся во взаимном соответствии, они влияют друг на друга.*

2. *Состояние любых организмов в природе находится в соответствии с взаимодействующими с ними компонентами окружающей среды.*

В настоящее время в экологической геологии обоснованы три закона наиболее общего характера [Трофимов, Зилинг, 1999].

Первый закон экологической геологии состоит в том, что *эколого-геологические свойства и функции литосферы и ее компонентов, их пространственно-временные изменения определяются историей их геологического развития во взаимодействии с внешними природными средами и техносферой.*

Методологическое значение этого закона состоит в том, что он определяет условия изменения экологических функций литосферы и ее компонентов, указывает на источники этих изменений.

Второй закон экологической геологии также имеет общий характер и состоит в том, что *динамика экологических функций литосферы и ее компонентов обусловлена их природными свойствами, видом и интенсивностью взаимодействия с внешними, в том числе техногенными средами.*

Методологическое значение второго закона состоит в том, что он определяет условия динамики экологических функций литосферы и ее компонентов.

Третий закон экологической геологии состоит в том, что *экологические качества литосферы определяются природными факторами и техногенезом, что обуславливает необходимость поиска их оптимального сочетания и разумного компромисса между природой и человеком.*

Методологическое значение третьего закона состоит в том, что он определяет особенности современного качества литосферы в условиях влияния природных и техногенных факторов.

Таким образом, именно эти три закона формируют методологический стержень, объединяющий научные основания других наук, и составляют собственную часть логической основы экологической геологии в целом.

Кроме закономерностей и законов геологических наук номологическая база экологической геологии должна включать в себя теории и законы медицинских и ряда других естественных наук, в первую очередь биологии, географии и почвоведения. Эти науки позволяют изучать смежные (внешние) по отношению к литосфере геосферные оболочки Земли, знания о которых необходимы при решении эколого-геологических задач. Однако все эти законы, используемые экологической геологией, не являются ее собственными законами.

Основные законы научных разделов экологической геологии еще далеки от оптимальных формулировок и постепенно совершенствуются. Так, например, до сих пор остаются недостаточно разработанными собственные законы об основных экологических функциях литосферы. Ниже приводятся формулировки таких законов, характеризующих некоторые наиболее общие закономерности экологических функций литосферы: ресурсной, геохимической, геодинамической и геофизической.

Законы об экологических функциях литосферы. *Законы о ресурсной экологической функции литосферы* — собственные законы экологической геологии, характеризующие ресурсную экологическую функцию литосферы. Напомним, что *ресурсная экологическая функция литосферы* — взаимосвязь, определяющая роль минеральных, органических, органоминеральных ресурсов литосферы, а также ее геологического пространства для жизни и деятельности биоты как в качестве биоценоза, так и человеческого сообщества как социоstructuredы [Базовые..., 2012].

Они основываются на ряде следующих **аксиом**.

1. Для формирования и нормального функционирования экосистем необходимы ресурсы питательных веществ, включая водные и почвенные ресурсы, а также энергетические ресурсы, ресурсы геологического пространства, а для социальных экосистем — и минерально-сырьевые ресурсы полезных ископаемых.

2. Ресурсная экологическая функция литосферы является определяющей для экосистем, т.к. обуславливает возможность ее существования и развития.

3. Любые экологические оценки экосистем без анализа ресурсной составляющей будут неполными и чреваты негативными последствиями [Трофимов, Зилинг, 2002].

4. Ресурсная экологическая функция литосферы наиболее тесно связана с социально-экономическими проблемами человеческого сообщества [Трофимов, Зилинг, 2002].

5. Минерально-сырьевые ресурсы литосферы делятся на возобновляемые и невозобновляемые.

6. Некоторые виды техногенеза (включая загрязнение грунтов и подземных вод) снижают ресурсы геологического пространства, а также невозобновляемые минерально-сырьевые ресурсы.

На базе этих аксиом выводятся законы о ресурсной экологической функции литосферы. Эти законы определяют некоторые закономерности влияния литосферы на различные ресурсы экосистем. Таких законов несколько.

Закон о биоразнообразии ресурсов экосистем состоит в том, что *биоразнообразие природной экосистемы прямо пропорционально зависит от разнообразия и количества в литотопе, как литогенной основе экосистемы, ресурсов питательных веществ, ресурсов геологического пространства и энергетических ресурсов.*

Методологическое значение этого закона определяется тем, что он позволяет оценивать биоразнообразие экосистемы на основе анализа различных ресурсов ее литотопа. Доказательство данного закона следует из общефилософского закона перехода количественных изменений в качественные: с увеличением количества и разнообразия ресурсов питательных веществ, геологического пространства и энергетических ресурсов биоразнообразие экосистемы в целом также возрастает и переходит в новое качество.

Законы о геохимической экологической функции литосферы — собственные законы экологической геологии, характеризующие геохимическую экологическую функцию литосферы. Напомним, что *геохимическая экологическая функция литосферы* — взаимосвязь, отражающая способность геохимических полей (неоднородностей) литосферы природного и техногенного происхождения влиять на состояние биоты в целом и человеческое сообщество в частности [Базовые..., 2012].

Эти законы определяют общие черты влияния геохимии литосферы на особенности экосистем. Отметим для формулировок таких законов в отношении геохимической экологической функции литосферы важность четкого понимания одного из положений, сформулированных В.И. Вернадским: «...всё время на земной поверхности шли те же процессы выветривания, т.е. в общем наблюдался тот же средний химический состав живого вещества и земной коры, какой мы и ныне наблюдаем» [Вернадский, 1994, с. 326]. По сути, это тезис о постоянстве химизма живого вещества и его первостепенной роли в биохимических процессах на Земле на всем протяжении ее геологической истории.

Одним из важнейших на наш взгляд законом о геохимической экологической функции литосферы является **закон о геохимическом круговороте веществ в экосистеме**, который свидетельствует о том, что *гомеостаз и функционирование экосистемы определяется особенностями геохимического круговорота веществ в литотопе и связанных с ним почвами, микробными, растительными и животными сообществами*.

Доказательством данного закона служит наличие в природе глобальных круговых процессов различных веществ и химических элементов (воды, углерода, азота, фосфора и т.д.), обеспечивающих функционирование биосферы Земли. Механизм и природа этих глобальных круговых процессов объясняется, в том числе, законами термодинамики [Реймерс, 1994; Королев, 2020а]. В пределах локальных экосистем формируются «малые круговые процессы», существенная роль в которых принадлежит литотопам.

Закон о геохимических аномалиях экосистем состоит в том, что *наличие в литосфере (литотопе) геохимической аномалии веществ обуславливает появление соответствующей аномалии в почвах и, как следствие, — аномалий в биотических компонентах: микробных, растительных и животных сообществах, а также в человеческом обществе, проявляющиеся в виде эндемических заболеваний.*

Доказательством данного закона служат многочисленные факты одновременного выявления эндемических заболеваний и локальных геобиогеохимических аномалий, обусловленных локальными природными аномалиями в почвах и подпочвенных грунтах. Эндемические заболевания растений, животных и человека связаны с резкой недостаточ-

ностью или избыточностью содержания какого-либо химического элемента в среде — чаще всего в литотопе и эдафотопе. На техногенно освоенных территориях не менее широко распространены и техногенные геохимические аномалии, связанные с различными видами химического загрязнения почв и подпочвенных грунтов, которые в свою очередь вызывают аномалии в биотических компонентах экосистем. В этом случае аномалии биоты чаще всего выражаются в ее угнетении вплоть до полной гибели популяций организмов. В целом же необходимо иметь ввиду, что геохимические аномалии могут оказывать на экосистемы как отрицательное, так и положительное влияние.

Законы об экологической геодинамической функции литосферы — собственные законы экологической геологии, характеризующие геодинамическую экологическую функцию литосферы. Напомним, что *геодинамическая экологическая функция литосферы* — взаимосвязь, отражающая способность литосферы влиять на состояние биоты, безопасность и комфортность проживания человека через природные и антропогенные геологические процессы [Базовые..., 2012].

Эти законы также базируются на ряде **аксиом**, в том числе следующих.

1. Любой геодинамический процесс имеет экологические последствия.

2. Геологические и инженерно-геологические процессы влияют на состояние и функционирование экосистем прямым или косвенным способом (через опосредованное влияние на ресурсную, геохимическую и геофизическую функции).

3. Геодинамические процессы в литосфере могут оказывать как отрицательное, так и положительное влияние на экосистему.

Среди **законов об экологической геодинамической функции литосферы** предложено несколько формулировок. Так, например, в рамках экологической геодинамики предложена в качестве одного из законов или критериальных положений позиция о том, что *изменение эколого-геологического состояния литосферы и ее компонентов определяется как природными свойствами, так и видом и интенсивностью взаимодействия с внешними, в том числе техногенной, средами* [Трофимов, Зилинг, 1999].

Другой **закон экологической геодинамики** был сформулирован В.А. Королевым [Королев, 2006] применительно к эколого-геологическим системам: *динамика геологических и инженерно-геологических процессов определяет скорость и характер сукцессий в эколого-геологических системах*. Однако он может быть расширен на геодинамические функции литосферы: *геодинамические процессы литосферы определяют скорость и характер сукцессий в экосистемах*.

Доказательством этого закона служат данные о ходе сукцессий на территориях, пораженных теми или иными опасными экзогенными геологическими процессами: если скорость геологического про-

цесса мала, то экосистема успевает адаптироваться к новым меняющимся условиям, если же скорость геологического процесса велика, то экосистема разрушается и лишь потом постепенно восстанавливается, проходя через ряд последовательных стадий — сукцессий. Циклические, повторяющиеся на одном и том же месте геологические процессы могут вообще приостановить сукцессии и процесс восстановления экосистемы. Примером тому могут служить склоны массивов, сложенных дисперсными грунтами, на которых развивается плоскостная эрозия. На таких склонах отсутствуют почвы, и растительность.

Законы о геофизической экологической функции литосферы — собственные законы экологической геологии, характеризующие геофизическую экологическую функцию литосферы. Напомним, что *геофизическая экологическая функция литосферы* — взаимосвязь, отражающая способность природных и техногенных геофизических полей влиять на состояние биоты и здоровье человека [Базовые..., 2012].

Эти законы определяют влияние геофизических полей литосферы (теплового, гравитационного, радиоактивного и др.) на экосистемы. Они также основываются на ряде **аксиом**.

1. Геофизические поля в литосфере могут быть природными и техногенными.

2. Основными геофизическими полями литосферы являются гравитационное, геомагнитное, сейсмическое, температурное, электрическое и электромагнитное, радиационное поле.

3. Для всех геофизических полей литосферы характерны аномалии — природные или техногенные.

4. Геофизические поля в литосфере взаимодействуют друг с другом, накладываются и вызывают синергетические эффекты.

5. Экосистемы биосферы адаптированы к естественным геофизическим полям литосферы, но не адаптированы к техногенным полям.

На базе этих аксиом могут быть сформулированы некоторые законы о геофизической экологической функции литосферы.

Закон об аномалиях геофизических полей литосферы позволяет судить об их влиянии на экосистемы и состоит в том, что *наличие в литосфере (литотопе) аномалий геофизических полей вызывает трансформацию экосистем и формирование в них аномалий биокосных и биотических компонентов*.

Доказательством данного закона служат многочисленные факты в аномалиях почв и растительных сообществ, а также сообществ животных и микроорганизмов, обусловленных локальными (местными) аномалиями теплового поля, что особенно ярко проявляется в криолитозоне, а также на территориях геотермальных полей. При этом необходимо иметь ввиду, что геофизические аномалии могут оказывать как отрицательное, так и положительное влияние на биоту в зависимости от интенсивности аномалий, их природы и т.п.

Дальнейшее развитие номологических основ экологической геологии — разработка законов об эколого-геологических системах. Наряду с законами об экологических функциях литосферы не менее важными являются собственные **законы об эколого-геологических системах** (ЭГС), как компонентах экосистем. Процесс обоснования новых научных положений, аксиом, закономерностей и собственных законов экологической геологии продолжается. В основе разработки номологической базы экологической геологии и законов об эколого-геологических системах лежат также некоторые **аксиомы**, характеризующие особенности эколого-геологических систем. Главными из них являются следующие.

1. Все ЭГС состоят из абиотических (включая биокосные) и биотических компонентов.

2. ЭГС могут быть природными, техногенно-измененными и техногенными (искусственными).

3. Всякая ЭГС меняется под влиянием внешних и внутренних факторов.

4. Литотопы природных ЭГС, как многокомпонентных систем, состоят из следующих абиотических компонентов: массивов грунтов того или иного генезиса, состава и строения, подземных вод (гидротопа), рельефа, а также полей геодинамических, геохимических и геофизических процессов, находящихся во взаимосвязи и взаимодействии.

5. Во всякой ЭГС осуществляется взаимное влияние живого и неживого.

6. Взаимное влияние живого и неживого в ЭГС может быть как прямым, так и косвенным.

7. Существование и устойчивость ЭГС поддерживается гомеостазом ее компонентов: чем их больше, тем выше устойчивость.

8. Устойчивость природных ЭГС определяется наименее устойчивым (слабым) компонентом.

9. Развитие ЭГС, ее полнота и совершенство зависит от «проницаемости» грунтового массива (литотопа) для биоты и ее «проникающей способности». Проницаемость грунтовых массивов для биоты возрастает в ряду «монолитные скальные» < «скальные трещиноватые» < «скальные выветрелые и пористые» < «глинистые литифицированные» < «суглинистые» ≈ «крупнообломочные» < «супесчаные» < «песчаные», а проникающая способность биоты возрастает с уменьшением размера организмов.

10. Биоразнообразие природных ЭГС зависит от видового разнообразия ее абиотических и биотических компонентов, количества пищевых цепей и видов взаимодействий.

11. Любому процессу в ЭГС предшествует определенная причина.

12. Компоненты ЭГС, не имеющие между собой ничего общего, не могут быть познаваемы один через другой и наоборот.

За время, прошедшее с момента формулирования первых законов экологической геологии, накопились новые научно обоснованные теоретические положения, которые существенно расширяют ее

номологические основы. В их числе — новые закономерности и законы, описывающие и предсказывающие изменение эколого-геологических систем (ЭГС) и их абиотических и биотических компонентов. Рассмотрим некоторые из них.

Закон о доминирующей роли литотопа в природных ЭГС: литотоп природных ЭГС оказывает определяющее влияние на формирование особенностей биокосных (почв) и биотических компонентов, особенно микробо- и фитоценозов.

Доказательство данного закона следует из накопленных к настоящему времени многочисленных фактов о формировании почв, состав которых полностью определяется их подпочвенным субстратом, а также о приуроченности микробных и растительных сообществ к определенным типам массивов грунтов, от скальных до дисперсных, в том числе и при отсутствии почв. Кроме того, это доказывается наличием большого числа выявленных **облигатных видов** микробов-литофилов, мхов и лишайников-эпилитов и растений литофитов (петрофитов, хасмофитов, гляреофитов, псаммофитов, пелитофитов, кальцефитов и др.), приуроченных лишь к определенным субстратам — массивам различных типов грунтов.

На наш взгляд это один из важнейших законов об эколого-геологических системах, поскольку именно он устанавливает важнейшие причинно-следственные связи в ЭГС, от которых зависят все прочие особенности этих систем. Более того, данный закон имеет важное значение и для анализа рассмотренных выше экологических функций литосферы, поскольку указывает не только на потенциальную возможность влияния грунтов на биокосные и биотические компоненты ЭГС, но и раскрывает механизм реализации экологических функций литосферы. Следует также отметить, что именно игнорирование данного закона привело к неверной современной трактовке структуры биогеоценоза по В.Н. Сукачеву, в которой не нашлось места подпочвенным грунтам.

Закон целостности эколого-геологической системы: целостность эколого-геологической системы обусловлена взаимодействием между всеми ее абиотическими (литотоп, эдафотоп) и биотическими (микробоценоз, фитоценоз, зооценоз) компонентами и их взаимным влиянием друг на друга, обеспечивающим их единство и общность.

Доказательство этого закона следует из общепhilософского закона единства и борьбы противоположностей: абиотические и биотические компоненты ЭГС, несмотря на их разную природу, создают определенное единство в рамках данной ЭГС.

Значение этого закона состоит в том, что он предопределяет рассмотрение любой ЭГС как **целостной системы**, которой присущи все системные атрибуты, рассматриваемые в системном анализе [Королев, 2020б].

При этом, выделяя ЭГС как часть экосистемы, необходимо подчеркнуть ведущую роль литотопа,

Систематика природных эколого-геологических систем по иерархическим уровням организации (по В.А. Королеву [Королев, 2020а] с изменениями авторов)

Иерархические типы ЭГС	Уровень иерархии	Критерии выделения ЭГС					
		Абиотические и биокосные		Биотические			
		Литотоп	Рельеф	Эдафотоп	Микробоценоз	Фитоценоз	Зооценоз
Биогеосфера	V. Глобальный	Глобальный рельеф Земли	Глобальный почвенный покров	Глобальный микробоценоз	Глобальный фитоценоз	Глобальный зооценоз	
Надрегиональная ЭГС	Г. Надрегиональный	Литосфера Земли	Рельеф континентов и океанов	Надрегиональный эдафотоп (сочетание отделов и стволов почв)	Сочетание макромикробоценозов	Группы, классы и тип растительных формаций	Биофилотические царства
МакроЭГС	МакроЭГС	Макроформа рельефа, сочетание мезоформ	Макроформа рельефа, сочетание мезоформ	Региональный эдафотоп (сочетание типов почв)	Комплекс мезомикробоценозов (макромикробоценоз)	Комплекс фитоценозов (макрофитоценоз — растительные формации)	Комплексы зооценозов (макрозооценоз, биофилотические области)
МезоЭГС	II. Локальный	Массив II-го порядка (сложная грунтовая толща)	Гетерогенная мезоформа рельефа	Локальный эдафотоп (почва одного типа)	Сочетание мономикробоценозов (мезомикробоценоз)	Сочетание фитоценозов (мезофитоценоз — группы ассоциаций)	Сочетания зооценозов (мезозооценоз)
МоноЭГС	I. Элементарный	Массив I-го порядка (однородная грунтовая толща)	Элементарная форма рельефа	Элементарный эдафотоп (почва одного подтипа)	Однородный микробоценоз (мономикробоценоз)	Однородный фитоценоз (монофитоценоз растительная ассоциация)	Однородный зооценоз (монозооценоз)

поскольку именно литотоп определяет и обеспечивает целевую функцию эколого-геологической системы: литотоп является обязательным компонентом всякой эколого-геологической системы.

Закон иерархии эколого-геологических систем: с увеличением ранга организации (иерархичности) эколого-геологическая система приобретает новые, эмерджентные особенности, обусловленные проявлением синергизма и масштабного эффекта во всех ее абиотических и биотических компонентах.

Доказательство данного закона следует из общеподходового закона перехода количественных изменений в качественные: с увеличением ранга организации ЭГС осуществляется скачкообразный переход постепенно накапливаемых изменений в компонентах ЭГС в новое состояние — новое качество.

Значение этого закона для экологической геологии состоит в том, что все ЭГС должны рассматриваться как иерархические объекты, взаимосвязанные друг с другом на разных масштабных уровнях. Задача ученых — выявить механизм и особенности этой взаимосвязи.

Поскольку ЭГС сама является частью экосистемы, а та в свою очередь является компонентом биосферы, то их соотношение можно иллюстрировать с помощью логической схемы, представленной на рис. 1.

На основе закона иерархии эколого-геологических систем нами была предложена следующая иерархия природных ЭГС (таблица).

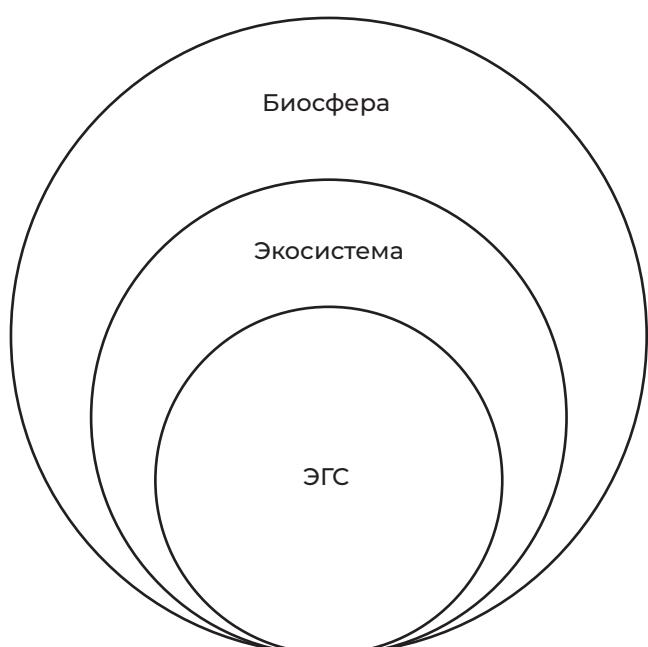


Рис. 1. Соотношение эколого-геологической системы (ЭГС) с окружающими системами

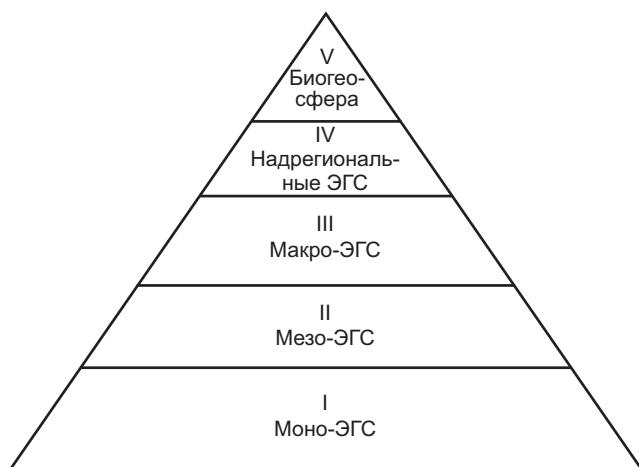


Рис. 2. Пирамида эколого-геологических систем различного иерархического уровня организации

В этой классификации учтена иерархия всех компонентов ЭГС, как абиотических, биокосных, так и биотических. При этом важно подчеркнуть, что подобная классификация может служить основой для картографирования ЭГС разного масштаба. Также отметим, что в представленной классификации, в отличие от предыдущего варианта [Королев, 2020б], учтены, кроме того, и микробоценозы как составляющие ЭГС. Необходимо также подчеркнуть, что для макро-ЭГС, а также ЭГС надрегионального уровня должны учитываться и климатические условия их существования. Именно в системах этих уровней будет проявляться климатическая зональность, как широтная, так и высотная.

Иерархия организации природных эколого-геологических систем наглядно может быть представлена и в виде логической пирамиды понятий разного уровня (рис. 2). Здесь в основании пирамиды лежат моногенетарные ЭГС элементарного уровня организации, отличительной особенностью которых является однородность всех их компонентов — литотопа, рельефа, эдафотопа, микробо-, фито- и зооценозов. Их литогенной основой являются массивы I-го порядка, или однородные грунтовые толщи. Это самые многочисленные типы ЭГС.

Их закономерное сочетание образует ЭГС более высокого, второго иерархического уровня — мезо-ЭГС, представляющие собой локальные гетерогенные образования, отличительной особенностью которых является наличие в них специфических комплексов или сочетаний элементарных ЭГС. Для них литогенной основой служат массивы II-го порядка или сложные грунтовые толщи.

Более высокий, третий или региональный иерархический уровень организации ЭГС образован комплексами или сочетанием мезо-ЭГС. Их отличительной особенностью является то, что они выявляются при региональных оценках ЭГС того или иного масштаба, а литогенной основой для них служат массивы III-го порядка.

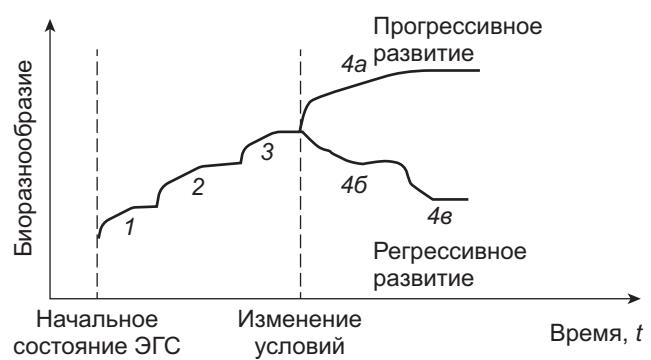


Рис. 3. Изменение биоразнообразия в ЭГС во времени при смене условий: 1–4 — смена сукцессий и сообществ животных

И, наконец, в вершине пирамиды находится биогеосфера Земли в целом, рассматриваемая как глобальная эколого-геологическая система. Ее литогенной основой является вся литосфера Земли, а выявляется она по сочетанию надрегиональных ЭГС.

Закон развития (эволюции) эколого-геологических систем: эволюция эколого-геологических систем осуществляется за счет процессов конкуренции (борьбы) ее биотических компонентов за существование (за жизненное пространство), проявляющееся в смене сукцессий и сообществ животных с достижением состояния гомеостаза (неустойчивого равновесия), которое нарушается (отрицается) при изменении внешних условий (природных или техногенных), запуская вновь механизм формирования нового состояния гомеостаза, которое может быть или прогрессивным или регрессивным.

Доказательство этого закона следует из общефилософских законов отрицания отрицания, а также закона единства и борьбы противоположностей. Проиллюстрировать действие этого закона можно при анализе эволюции биоразнообразия эколого-геологической системы (рис. 3).

В естественных условиях биоразнообразие данной ЭГС, оцениваемое каким-либо количественным показателем, меняется по сравнению с начальным состоянием в соответствии со сменами сукцессий, проходящих ряд последовательных стадий (рис. 2). Изменение внешних условий в какой-либо момент времени (t) приводит к смене механизмов развития сукцессий, которые после этого могут иметь либо прогрессивный характер, наследующий предыдущие циклы сукцессий, либо регрессивный, приводящий к регрессивным сукцессиям и обусловливающим регрессивное изменение биоразнообразия (рис. 3).

Закон изменения (консервативности) абиотических и биотических компонентов ЭГС: в цепи взаимосвязи абиотических и биотических компонентов эколого-геологической системы «литотоп \leftrightarrow эдафотоп \leftrightarrow микробоценоз \leftrightarrow фитоценоз \leftrightarrow зооценоз» консервативность (устойчивость и сменяемость) компонентов уменьшается слева-направо и наоборот.

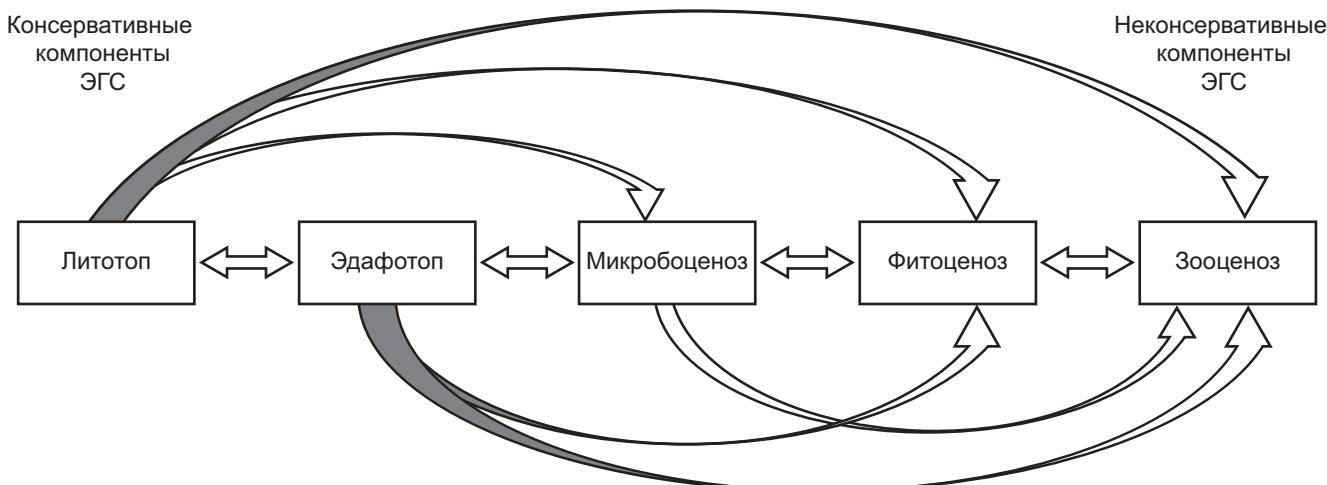


Рис. 4. Схема консервативности взаимодействия компонентов эколого-геологической системы

Доказательство этого закона основывается на **аксиоме** о том, что *все ЭГС состоят из консервативных (или медленно меняющихся во времени) компонентов и неконсервативных (быстро меняющихся) компонентов*, при этом данное свойство ЭГС обусловлено особенностями их состава, строения и свойств.

На основе этой аксиомы можно сформулировать следующую **теорему**: *изменение какого-либо компонента указанного ряда в приведенной схеме ЭГС вызывает в первую очередь изменение соседнего компонента справа, и только потом — слева* (см. рис. 4). Кроме того, деградация или полное уничтожение какого-либо компонента этого ряда вызывает деградацию или уничтожение компонентов ЭГС, стоящих правее, но не вызывает прямое уничтожение компонентов, стоящих левее данного.

Как видно из изложенного, законы динамики, развития или эволюции ЭГС являются одними из самых актуальных для экологической геологии и совершенствования ее номологической основы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Базовые понятия инженерной геологии и экологической геологии: 280 основных терминов / Колл. авторов: Трофимов В.Т., Королев В.А., Харькина М.А. и др. / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: ОАО «Геомаркетинг», 2012. 320 с.

Вернадский В.И. [Очерк первый] Биосфера в Космосе // Живое вещество и биосфера / Отв. ред. А.Л. Яншин. М.: Наука, 1994. 672 с.

Королев В.А. Влияние динамики геологических процессов на эколого-геологические системы // Проблемы инженерной геодинамики и экологической геодинамики: Труды международной конф. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. С. 129–130.

Королев В.А. Экологическая геокибернетика: Теория управления эколого-геологическими системами. М.: ООО «Сам Полиграфист», 2020а. 440 с.

Королев В.А. Методология научных исследований в инженерной геологии: Уч. пособие. М.: ООО Самполиграфист, 2020б. 353 с.

Реймерс Н.Ф. Экология (теории, законы, правила, принципы и гипотезы). М.: Журнал «Россия Молодая», 1994. 367 с.

Заключение. Выполненный анализ современного состояния номологической базы экологической геологии, а также разработанные теоретические положения и номологические высказывания позволяют сделать следующие выводы.

1. Современная экологическая геология обладает собственной номологической базой, представляющей ее теоретико-методологическую основу, которая постоянно развивается и совершенствуется.

2. Наряду с общими законами экологической геологии выделяется ряд аксиом и собственных частных законов экологической геологии как в области оценки экологических функций литосферы, так и в области оценки особенностей эколого-геологических систем.

3. Несмотря на имеющиеся достижения в разработке номологических основ экологической геологии, вопросы их дальнейшего совершенствования и разработки собственных законов экологической геологии остаются актуальными.

Теория и методология экологической геологии / Под ред. В.Т. Трофимова // В.Т. Трофимов, Т.И. Аверкина, Б.В. Виноградов, Г.А. Голодковская и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 368 с.

Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Инженерная геология и экологическая геология: теоретико-методические основы и взаимоотношения. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 120 с.

Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология: Учебник. М.: Геоинформмарк, 2002. 415 с.

Трофимов В.Т., Королев В.А. Законы экологической геологии // Базовые понятия инженерной геологии и экологической геологии: 280 основных терминов / Колл. авторов: Трофимов В.Т., Королев В.А., Харькина М.А. и др. / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: ОАО «Геомаркетинг», 2012. С. 205–206.

Экологические функции литосферы / В.Т. Трофимов, Д.Г. Зилинг, Т.А. Барабошкина и др. М.: Изд-во МГТУ, 2000. 432 с.

УДК 550.38

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-11-24

ВЕНДСКИЙ МАГМАТИЗМ УФАЛЕЙСКОГО БЛОКА (ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКАЯ МЕГАЗОНА СРЕДНЕГО УРАЛА)

**Александр Вениаминович Тевелев¹, Валерий Михайлович Мосейчук²,
Екатерина Алексеевна Володина³, Наталья Валерьевна Дёмина⁴,
Наталья Николаевна Коротаева⁵**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ООО НТПП «Геопоиск», Челябинск, Россия; atevelev@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/Al_Tevelev-1970/

² ООО НТПП «Геопоиск», Челябинск, Россия; geopoisk2004@mail.ru, <https://istina.msu.ru/workers/1246649/>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ООО НТПП «Геопоиск», Челябинск, Россия; ekaterina.volodina2015@yandex.ru, <https://istina.msu.ru/profile/VolodinaEA/>

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; demina.nava@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nn_korotaeva@yandex.ru, <https://istina.msu.ru/workers/8469617/>

Аннотация. Представлены первые изотопные данные о возрасте метагаббро-метатрондемитового комплекса. Впервые выделенный в таком составе (метагаббро, амфиболиты и метатрондемитовые гранофельсы) кенчурский комплекс слагает мелкие массивы в центральной части Уфалейского блока, который является частью Центрально-Уральской мегазоны. Дано полное и разностороннее описание комплекса, рассмотрены геохимические, минералогические и изотопные данные пород кенчурского комплекса. На основании этих данных доказан контрастный состав и ранневендский возраст комплекса, который ранее считался позднерифейским.

Ключевые слова: венд, габброиды, гранофельсы, изотопный возраст, Уфалейский блок, Урал

Для цитирования: Тевелев А.В., Мосейчук В.М., Володина Е.А., Дёмина Н.В., Коротаева Н.Н. Вендский магматизм Уфалейского блока (Центрально-Уральская мегазона Среднего Урала) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 4. С. 11–24.

VENDIAN MAGMATISM OF THE UFALEI BLOCK (CENTRAL URALS MEGAZONE OF THE MIDDLE URALS)

**Alexander V. Tevelev¹, Valery M. Moseychuk², Ekaterina A. Volodina³,
Natalya V. Demina⁴, Natalya N. Korotaeva⁵**

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; “Geopoisk” Ltd., Chelyabinsk, Russia; atevelev@yandex.ru, https://istina.msu.ru/profile/Al_Tevelev-1970/

² “Geopoisk” Ltd., Chelyabinsk, Russia; geopoisk2004@mail.ru, <https://istina.msu.ru/workers/1246649/>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; “Geopoisk” Ltd., Chelyabinsk, Russia; ekaterina.volodina2015@yandex.ru, <https://istina.msu.ru/profile/VolodinaEA/>

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; demina.nava@gmail.com

⁵ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nn_korotaeva@yandex.ru, <https://istina.msu.ru/workers/8469617/>

Abstract. The first isotopic data on the age of the metagabbro-metatradjemite complex are presented. For the first time identified in this composition (metagabbro, amphibolites and metatradjemite granofelses), the Kenchur complex composes small massifs in the central part of the Ufaley block, which is part of the Central Ural zone. The geochemical, mineralogical and isotopic data of the rocks of the Kenchur complex are considered. Based on these data, the contrasting composition and Early Vendian age of the complex, which was previously considered Late Riphean, was proven.

Keywords: vendian, gabbroids, granofelses, isotope age, Ufaley block, Urals

For citation: Tevelev A.V., Moseychuk V.M., Volodina E.A., Demina N.V., Korotaeva N.N. Vendian magmatism of the Ufalei block (Central Urals megazone of the Middle Urals). *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 4: 11–24. (In Russ.).

Введение. Кенчурский комплекс выделен Г.А. Глушковой и др. в 1979 году при проведении региональных работ по изучению типов железорудных месторождений Центрально-Уральской мегазоны в качестве комплекса метагабброидов позднерифейского возраста [Гаврилова и др., 2007]. Центрально-Уральская мегазона занимает особое

положение в общей структуре Урала, она разделяет его палеоконтинентальную и палеоокеаническую части, представляя самые восточные выходы фундамента Восточно-Европейской платформы с деформированным чехлом. С востока Центрально-Уральская мегазона ограничена Главным уральским разломом, по которому на нее надвинуты острово-

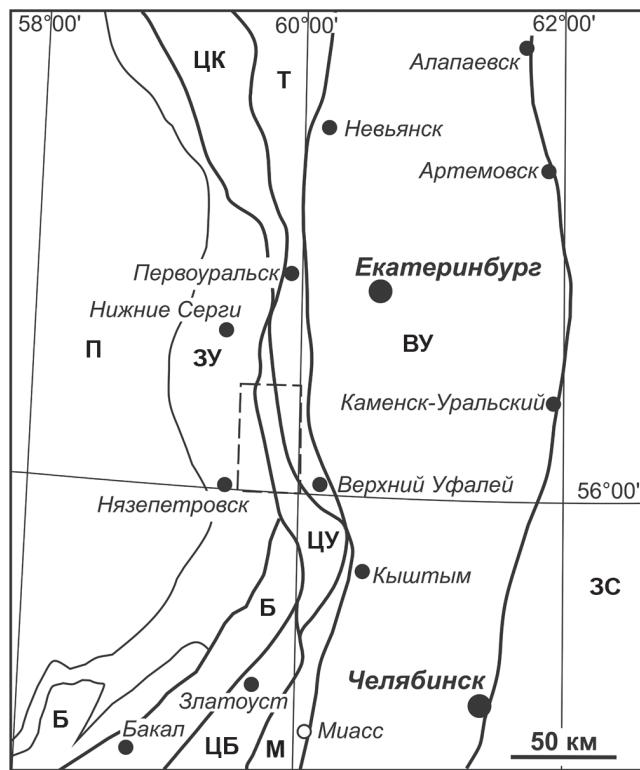


Рис. 1. Схема расположения структурных элементов Урала в районе Миасского синтаксиса. П — Предуральский краевой прогиб; ЗУ — Западно-Уральская зона дислокаций; Б — Башкирская мегазона; Ц — Центрально-Уральская мегазона; ЦК — Кваркушский блок, ЦУ — Уфалейский блок, ЦБ — Башкирский блок; Т — Тагильская мегазона; М — Магнитогорская мегазона; ВУ — Восточно-Уральская мегазона; ЗС — Западная Сибирь. Штриховой четырехугольник — район работ

дужные вулканиты Тагильской и Магнитогорской мегазон (рис. 1).

Уфалейский блок Центрально-Уральской мегазоны расположен в самой пережатой части Уральского складчатого пояса — в пределах Миасского синтаксиса и представляется наиболее деформированной частью мегазоны. Он сложен метаморфическими породами раннепротерозойской слюдяно-горской и верхнерифейской указарской свит (рис. 2). Слюдяно-горская свита слагает восточную часть Уфалейского блока (Восточно-Уфалейскую подзону) и представлена амфиболитами, чередующимися с маломощными телами амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов с прослоями слюдяно-кварцевых сланцев и кварцитов. Указарская свита слагает западную часть Уфалейского блока (Западно-Уфалейскую подзону) и представлена осадочно-вулканогенной толщей с вулканитами контрастного состава, метаморфизованной в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Возраст этих свит принят условно, исходя из структурного положения и степени метаморфизма.

Среди метаморфитов Уфалейского блока присутствуют тела метагаббро и гранитоидов. Последние, как правило, превращены в гнейсо-граниты (умереннощелочные разности относены к битим-

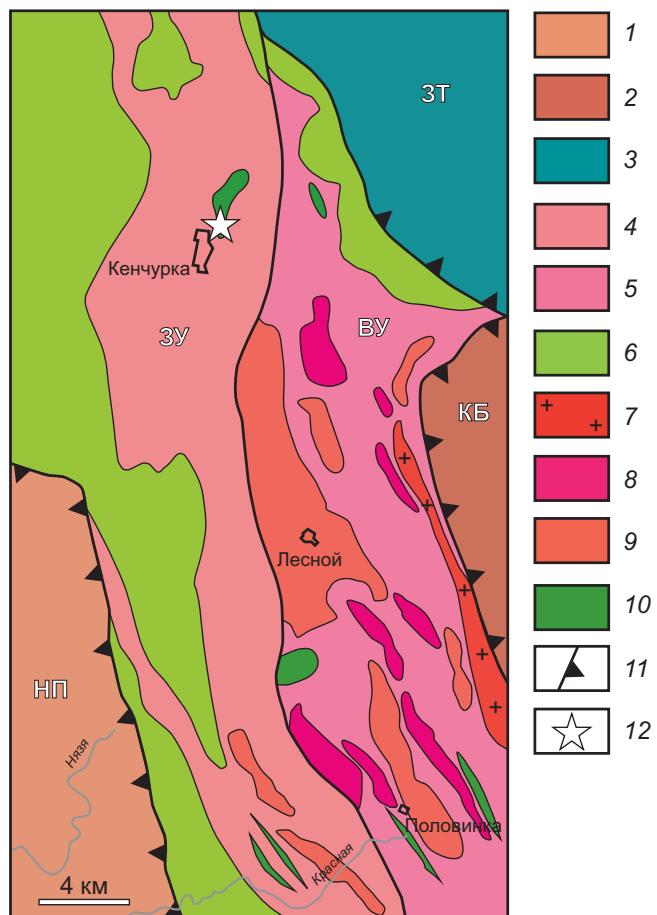


Рис. 2. Схематическая геологическая карта средней части Уфалейского блока и его обрамления. 1 — Нязепетровский альлюхтон (НП); 2 — Куртинский блок (КБ); 3 — Западно-Тагильская зона (ЗТ); 4 — указарская свита Западно-Уфалейской подзоны (ЗУ); 5 — слюдяно-горская свита Восточно-Уфалейской подзоны (ВУ), 6 — ордовикский чехол Уфалейской зоны (кошинская и малыгинская свиты), 7 — граниты уфалейкинского комплекса (средний карбон), 8 — гнейсо-лейкограниты чусовского комплекса (ранний ордовик), 9 — умереннощелочные гнейсо-граниты битимского комплекса (ранний кембрий), 10 — метагаббро-метатрондемитовый кенчурский комплекс, 11 — крупные надвиги, 12 — место взятия изотопных проб

скому комплексу раннего кембия, а лейкогранитовые — к чусовскому комплексу раннего ордова). Общая проблема магматизма в пределах блока заключается в том, что возраст практических всех магматических комплексов до последнего времени не был обоснован изотопными данными и принимался условно рифейским, исходя из интенсивного метаморфизма пород — как габброидов, так и гранитоидов.

Методика. Полевые исследования. Все описанные объекты были изучены и опробованы при проведении региональных геологических работ в 2020–2023 гг.

Изучение, описание и фотографирование или-фов проводилось с помощью микроскопа Olympus BX53Р, приобретенного по «Программе развития МГУ».

Определение пордообразующих элементов проводилось методом мокрой химии в лаборатории ИМ УрО РАН (г. Миасс) по стандартным методикам:

1 — № 138-Х «Определение пордообразующих элементов в горных породах и рудах ускоренными фотометрическим титриметрическим методами»;

2 — № 50-Х «Определение оксида железа (II) в силикатных горных породах, силикатных и сульфидных минералах титриметрическим бихроматным методом»;

3 — № 172-С «Определение кремния, титана, алюминия, железа, кальция, магния, марганца в горных породах, рудном и нерудном минеральном сырье, объектах окружающей среды пламенным атомно-абсорбционным методом»;

4 — № 502-С «Определение калия и натрия в горных породах атомно-эмиссионным методом»;

5 — № 118-Х «Определение потери при прокаливании (ППП) в бокситах, в некоторых силикатных и карбонатных породах гравиметрическим методом»;

6 — № 120-Х «Определение гигроскопической и связной воды в горных породах гравиметрическим методом»;

7 — № 197-Х «Определение массовой доли фосфора в горных породах и рудах фотометрическим методом в виде восстановленного фосфоро-молибденового комплекса».

Элементный геохимический анализ горных пород проводился в лаборатории ИМ УрО РАН (г. Миасс). Пробы горных пород разлагали в микроволновой системе (SpeedWave 3, Berghof, Германия). Для анализа 0,07 г измельченного материала пробы разлагали с использованием смеси растворов концентрированных кислот в автоклавах (HF + HNO₃ + HCl). Программа микроволнового вскрытия выполнялась в течение 15 минут при 145 °C и 20 минут при 200 °C, время удержания 15 минут с последующим процессом охлаждения в течение 10 минут. После упаривания остаток разбавляли и процесс повторяли несколько раз. Кислотные экстракты фильтровали через мембранные фильтры из ацетата целлюлозы с размером пор 0,45 мм и анализировали на 45 элементов с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS: Agilent Technologies 7700x, Япония).

Многоэлементные стандартные растворы (Agilent) обычно анализировались как средства контроля качества. Качество аналитических процедур оценивалось с помощью соответствующих внешних стандартов, включая материал российских стандартов СГД-2а (габбро эссеитовое) и СКД-1 (кварцевый диорит), у которых есть сертифицированные/рекомендуемые значения. Относительное стандартное отклонение (RSD) было ниже 8%. Воспроизводимость при анализе стандартных образцов составляла 91–112%.

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на вторично-ионном микрозонде SIMS SHRIMP-II (Secondary Ion Mass-Spectrometry by Sensitive High-

Resolution Ion Micro Probe) в Центре изотопных исследований 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 наполовину своей толщины и отполированы. На препарат наносилось токопроводящее золотое покрытие в установке катодно-вакуумного распыления в течение одной минуты при силе тока 20 мА. В дальнейшем зерна цирконов документировались 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 варьировался с целью достижения максимального контраста CL изображения и минимизации коррозии поверхности шайбы в результате локального разогрева.

Измерения U-Pb отношений проводились по адаптированной в ЦИИ методике [Schuth, et al., 2012], описанной в работе [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, размер кратера пробоотбора — 20 × 25 мкм при глубине до 2 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с помощью программы SQUID [Ludwig, 2001]. U-Pb отношения нормализовались 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 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в 1062 Ma [Wiedenbeck, et al., 1995] использовался как концентрационный стандарт. Растворная однominутная очистка прямоугольного (50 × 65 мкм) участка минерала перед датированием позволяла минимизировать поверхностное загрязнение. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1%, погрешности вычисленных возрастов, в том числе конкордантных, приводятся на уровне 2%. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX [Ludwig, 2003]. Коррекция на нерадиогенный свинец проводилась по измеренному ^{204}Pb и современному изотопному составу свинца в модели Стейси-Крамерса [Stacey, Kramers, 1975].

Микрозондовый анализ. Аналитические данные (микрозондовый анализ прозрачно-полированных шлифов) были получены в Лаборатории локальных методов исследования вещества (кафедра петрологии и вулканологии, геологический факультет МГУ) при помощи электронно-зондового микроанализатора Superprobe JEOL JXA-8230, приобретенного за счет средств «Программы развития Московского университета» (аналитик Н.Н. Коротаева).

Рис. 3. Амфибол-альбит-кварцевые метатродьемиты. Слева — обломок зональной жилы, справа — образец



Краткая геологическая характеристика. Массивы кенчурского комплекса в Уфалейском блоке распространены среди пород указарской свиты верхнего рифея. Они представлены мелкими телами габбро и дайками габбро-долеритов, метаморфизованных вместе с породами свиты. Метагаббро слагают небольшие силлы и дайки среди зеленых сланцев, простирание их субмеридиональное и северо-западное, мощность до 150–250 м. Массивы метагаббро сопровождаются апофизами и сателлитами мощностью 2–3 м и пересечены редкими субширотными дайками метадолеритов мощностью 0,5–1 м. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой (до амфиболитовой) фации. Нашиими работами состав комплекса дополнен метатрондьемитами, то есть ныне в составе комплекса выделяются две фазы внедрения: 1 — габбро, метагаббро, 2 — метатрондьемиты (гранофельсы).

Первая фаза комплекса представлена метагаббро, альбит-эпидотовыми апогаббровыми амфиболитами и разнообразными сланцами. Наиболее хорошо изучены тела метагаббро, которые вскрыты карьерами восточнее дер. Кенчурка и в верховьях р. Нязя у дороги Кенчурка — Пoldневая.

В карьере на северо-восточной окраине дер. Кенчурка вскрыты хлорит-эпидот-альбит-актинолитовые темно-зеленовато-серые гранолепидобластовые сланцы, круто падающие на восток (АзПд 85 \angle 70 — сланцеватость). Вероятно, также круто падает на восток и само тело метагаббро. Восточнее в карьере выходят амфибол-плагиоклаз-кварц-серцицит-хлоритовые сланцы с единичными зернами магнетита — полностью рассланцованные габбро. Структура гранонематолепидобластовая,

текстура сланцеватая. Севернее они переходят в слаборассланцованные, разгнейсовые и слабо метаморфизованные хлоритизированные габбро.

Карьер в 5 км восточнее дер. Кенчурка, южнее шоссе Пoldневая — Кенчурка имеет размер около 30 \times 8 м и вскрывает черные мелко-среднекристаллические габбро. В пределах карьера с востока на запад в габброидах увеличивается степень рассланцевания, а местами они превращены в амфиболиты. Однако в большей части карьера вскрыты мелкокристаллические метагаббро с текстурой от слабогнейсовидной до массивной. Плагиоклаз эпидотизирован, иногда образует линзы и полосы. В небольших объемах присутствуют габбро мелко-кристаллические, гнейсированные, с отчетливой директивной текстурой. Кристаллы амфибала образуют слабо выраженную линейность, а полевой шпат разлинован. В породах присутствует большое количество тонкозернистого титанита.

Вторая фаза кенчурского комплекса представлена метатрондьемитовыми гранофельсами. Эти породы вскрыты в карьере на северо-восточной окраине дер. Кенчурка. Среди сланцев залегают многочисленные жилы гранофельсов более или менее однородного состава, но с разной структурой мощностью от первых сантиметров до 40 см. Как правило, они представляют собой силлы, конформные сланцеватости. По большей части породы имеют нематогранобластовую структуру и линейную текстуру. Основная ткань породы имеет очень тонкозернистую структуру и состоит из мельчайших зерен кварца и альбита. В основную массу погружены черные игольчатые кристаллы амфибала размером до 1,5 см в длину (соотношение длины к толщине

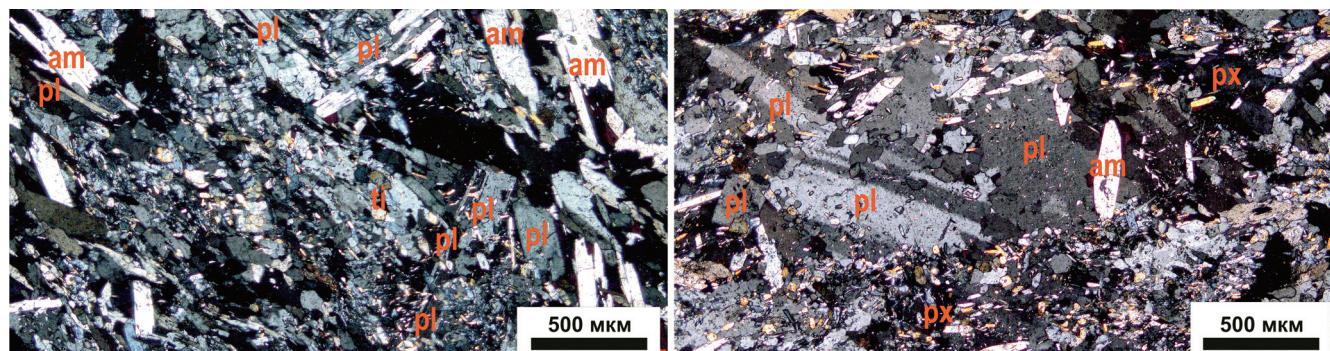


Рис. 4. Микрофото метагаббро. Николи скрещены (am — амфибол, pl — плагиоклаз, ti — титанит, px — пироксен)

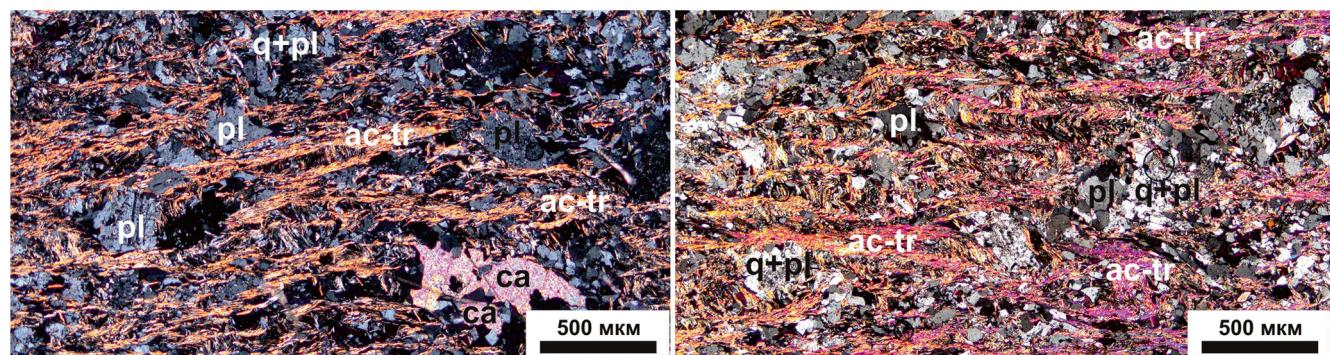


Рис. 5. Микрофото метагаббро с участками межзернового кливажа. Николи скрещены (pl — плагиоклаз, q — кварц, ac-tr — актинолит-тремолит, ca — кальцит)

от 30:1 до 50:1). Количество амфиболя варьирует очень сильно: от 20–15 до 0%. Мощные жилы имеют отчетливую зональность в распределении амфиболя: в приконтактовой зоне (вблизи сланцев) его много, а в центральной части — мало, вплоть до полного отсутствия (рис. 3).

Подавляющая часть кристаллов амфиболя ориентирована вдоль сланцеватости и образует линейность, конформную контактам жил; отдельные кристаллы ориентированы косо к общей линейности, но подчеркивают плоскостную текстуру, параллельную контактам жил. При интенсивном рассланцевании в породах появляются полосы хлоритизированного темноцветного минерала, ориентированные по трещиноватости.

Краткая петрографическая характеристика пород кенчурского комплекса. Метагаббро, как правило, представляют собой темно-зеленую мелкокристаллическую породу. Состав: плагиоклаз — 40% (белый ксеноморфный до 1,5 мм), пироксен — 50% (черный короткопризматический до 1 мм), амфибол — 10% (черный игольчатый до 3 мм в длину). По плагиоклазу развивается фисташковый эпидот, по пироксену — темно-зеленый хлорит. Текстура гнейсовидная, сланцеватая. Особенностью этих метагаббро является присутствие значительного количества игольчатого амфибола.

В слабо измененных разностях габбро кенчурского комплекса пироксен изменен нацело, а плагиоклаз — слабо. Плагиоклаз имеет размер до 1 мм

и отчетливое двойникование. Вторичный амфибол беспорядочно наложен на структуру породы (рис. 4).

В интенсивно катализированных габбро появляется межзерновой волнистый кливаж (кливаж плойчатости), выраженный тонкими полосами слюдистых агрегатов, разделяющих микролитоны, сложенные обломками зерен плагиоклаза и нацело измененного темноцветного минерала (рис. 5). Местами в породе присутствует вторичная карбонатизация.

Однако чаще всего габбро превращены в сланцы смешанного состава. Среди сланцев выделяются две главные разновидности, незначительно отличающиеся друг от друга.

1. **Хлорит-эпидот-альбит-актинолитовые сланцы.** Структура породы лепидогранонематобластовая, текстура сланцеватая. Породообразующие минералы: tremolit-актинолит — 45%, альбит — 35, эпидот — 10, хлорит — 8, биотит — 1, апатит — 1%. Тремолит-актинолит представлен игольчатыми кристаллами длиной до 0,1 мм, плеохроирующими в светло-зеленых тонах, имеющими высокие интерференционные окраски и косое погасание. Для альбита характерны бесцветные зерна размером до 0,5 мм неправильной формы или линзовидные, очень редко полисинтетически сдвойниковые. Эпидот распределен в породе неравномерно, образует линзовидные скопления, ориентированные согласно сланцеватости. Он представлен мелкими (менее 0,02 мм) бесцветными зернами неправиль-

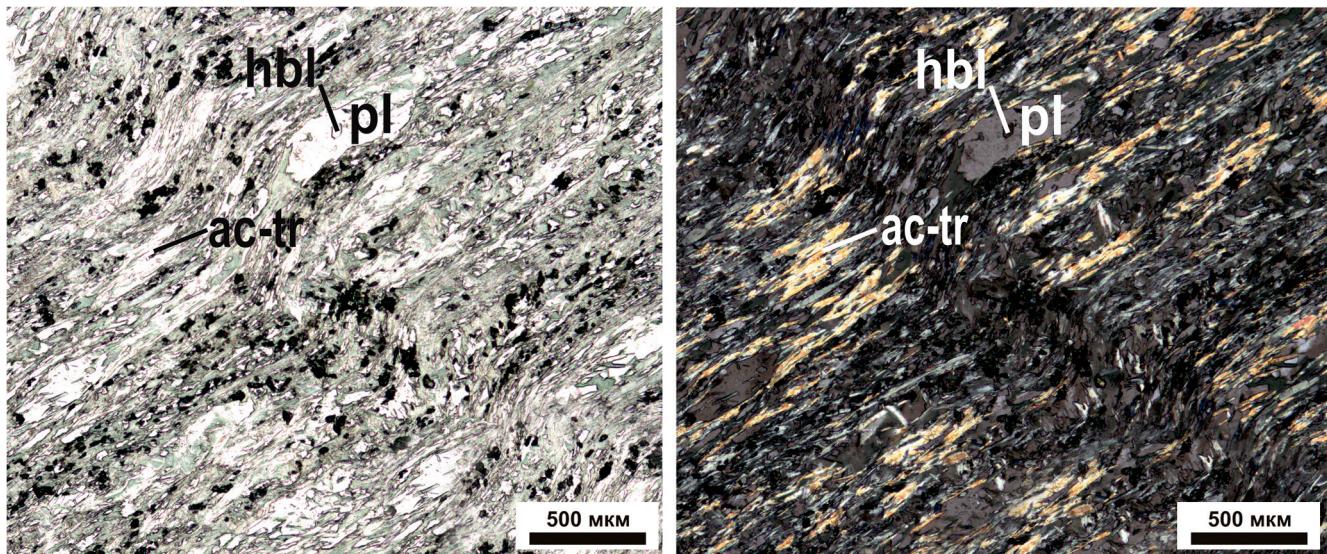


Рис. 6. Микрофото хлорит-эпидот-альбит-актинолитового сланца с левосторонним кинкбандом. Слева — николи параллельны, справа — николи скрещены (hbl — роговая обманка, pl — плауоклаз, ac-tr — актинолит-тремолит)

ной формы с очень высоким рельефом и высокими, сарафанными интерференционными окрасками. Чешуйчатые кристаллы хлорита имеют размер 0,1–0,3 мм. Они плеохроируют в светло-зеленых тонах и имеют очень низкие серые и бурые интерференционные окраски. Редкие пластинки биотита размером 0,1–0,2 мм плеохроируют от светло-желтого до зеленовато-бурового. Зерна апатита бесцветные, имеют неправильную форму и размер до 0,4 мм (рис. 6). Местами в породе имеются отчетливые кинкбанды.

2. Хлорит-актинолит-альбитовые сланцы. Порода нематолепидогранобластовая, сланцеватая. Породообразующие минералы: альбит — 35%, тромолит-актинолит — 25, хлорит — 25, эпидот — 3, биотит — 2%. Вторичные минералы: карбонат — 10%.

Альбит представлен бесцветными ксеноморфными зернами размером 0,1–0,4 мм, очень редко с полисинтетическим двойникование. Кристаллы тромолита-актинолита игольчатые, до 0,8 мм в длину. Они плеохроируют в светло-зеленых тонах. Хлорит чешуйчатый, плеохроирует от светло-зеленого до зеленого, в скрещенных николях серо-зеленый, табачный, размер кристаллов — от 0,1 до 0,4 мм. Эпидот представлен бесцветными зернами размером до 0,1 мм. Пластинчатые кристаллы биотита имеют размер 0,2–0,4 мм. Они плеохроируют от светло-коричневого до зеленовато-бурового. Карбонат бесцветный, образует вытянутые ксеноморфные включения размером 0,2–2,0 мм, ориентированные по сланцеватости (рис. 7).

3. Гранофельс амфибол-кварц-альбитовый с эпидотом и апатитом. Порода порфиробластовая нематогранобластовая с линейной текстурой. Порфиробласти занимают примерно 10% объема и представлены игольчатыми кристаллами амфиболя. Кристаллы имеют ромбовидное поперечное сечение, в котором прослеживается средняя спайность в двух направлениях под углом 51–58°. Амфиболы

плеохроируют от светло-желтого до сине-зеленого. Внутри они содержат включения кварца размером до 0,1 мм (рис. 8).

Основная масса состоит преимущественно из альбита (52%) и кварца (35%) с редкими включениями эпидота (2%) и апатита (1%). Кварц — бесцветный, ксеноморфный, размером до 0,2 мм. Альбит представлен бесцветными ксеноморфными зернами до 0,2 мм, имеет серые интерференционные окраски и отрицательный рельеф. Очень редко альбит полисинтетически сдвойникован. Эпидот в породе представлен очень мелкими (до 0,015 мм) бесцветными зернами с сарафанными интерференционными окрасками. Зерна апатита — бесцветные, ксеноморфные, имеют размер от 0,05 до 0,2 мм. Редкая вкрапленность рудного минерала представлена пиритом. На микрофото шлифов, сделанных вдоль линейности, часто видны разрывы порфиробластов амфиболя, ориентированные строго поперек кристаллов. Они сформированы, видимо, за счет вязкого течения при рассланцевании (микробудинажа). Края отрывов неровные, зазубренные.

Геохимическая характеристика пород кенчурского комплекса. Геохимическая характеристика пород кенчурского комплекса базируется на 16 силикатных анализах и 12 анализах рассеянных элементов (ICP MS). Кенчурский комплекс представляет собой контрастную серию. На TAS-диаграмме фигуративные точки габброидов располагаются преимущественно в полях габбро и габброродиоритов (рис. 9). Фигуративные точки апогаббровых амфиболов и апогаббровых хлорит-актинолит-альбитовых сланцев смещены в область низкощелочных пород. Три фигуративные точки метатрондемитовых гранофельсов находятся в поле лейкогранитов, одна — в поле низкощелочных лейкогранитов.

Метагабброиды кенчурского комплекса относятся к известково-щелочной серии (рис. 10),

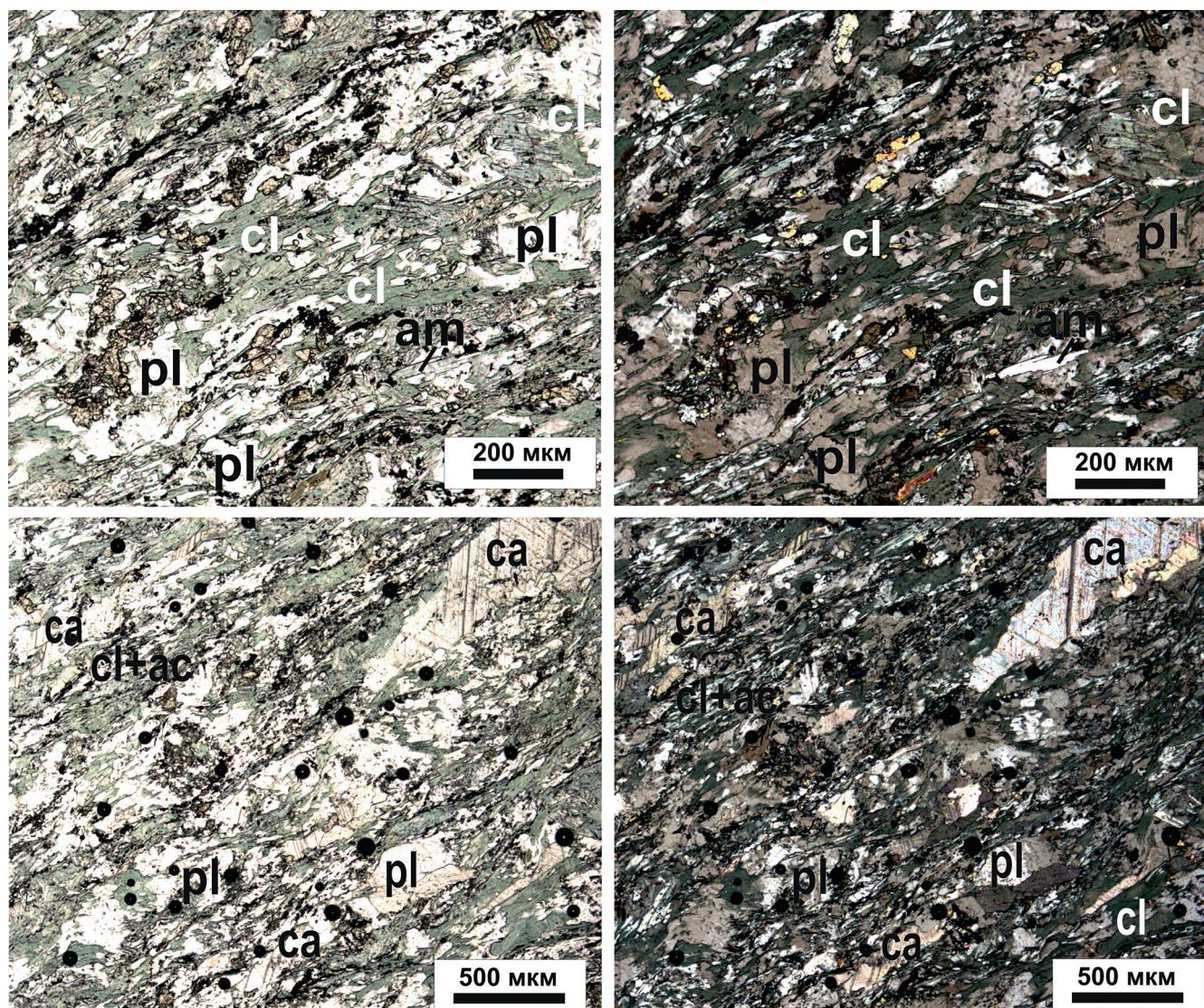


Рис. 7. Микрофото хлорит-актинолит-альбитового сланца с эпидотом, биотитом, апатитом и вторичным карбонатом. Слева — николи параллельны, справа — николи скрещены

существенно натриевой (рис. 11). Две фигуративные точки, отвечающие наиболее измененным разностям, попадают в поле толеитовых пород. Отсутствие тренда в распределении калия и натрия обязано метаморфизму пород.

Распределение РЗЭ в породах кенчурского комплекса соответствует контрастному характеру комплекса (рис. 12). Нормированные значения содержания РЗЭ в габброидах имеют довольно ровный пологий отрицательный наклон. Распределение РЗЭ в гранофельсах обладает отчетливым тетрадным эффектом. Первая тетрада (La–Nd) характеризуется крутым трендом примерно на полпорядка. Во второй тетраде (Sm–Gd) — глубокий европиевый минимум со средним отношением $Eu/Eu^* = 0,49$. В третьей (Gd–Ho) и четвертой (Er–Lu) тетрадах тренд практически горизонтальный с незначительным минимумом Dy. Такое распределение предполагает коровий источник вещества с существенным фракционированием плагиоклаза.

Распределение рассеянных элементов в породах кенчурского комплекса, главным образом, противоположно для основных и кислых разностей (рис. 13).

Для распределения рассеянных элементов в габброидах характерны разноуровенные максимумы Pb, сочетающиеся с небольшим Nb-минимумом, что определяется, скорее всего, разной степенью влияния коровой составляющей. Так, на диаграмме (Th/Ta)–(La/Nb) фигуративные точки габброидов располагаются вблизи фигуративной точки состава нижней земной коры, а фигуративные точки метатрондемитов — вблизи точки состава верхней коры (рис. 14). Природа глубокого Zr–Hf минимума не очень понятна, похоже, что источником магмы была истощенная мантия. Трондемиты формировались уже на уровне верхней коры, им соответствует максимум Th и Pb. Глубокий Sr-минимум подтверждает существенное фракционирование плагиоклаза.

Несмотря на контрастность состава пород кенчурского комплекса, они принадлежат к единой

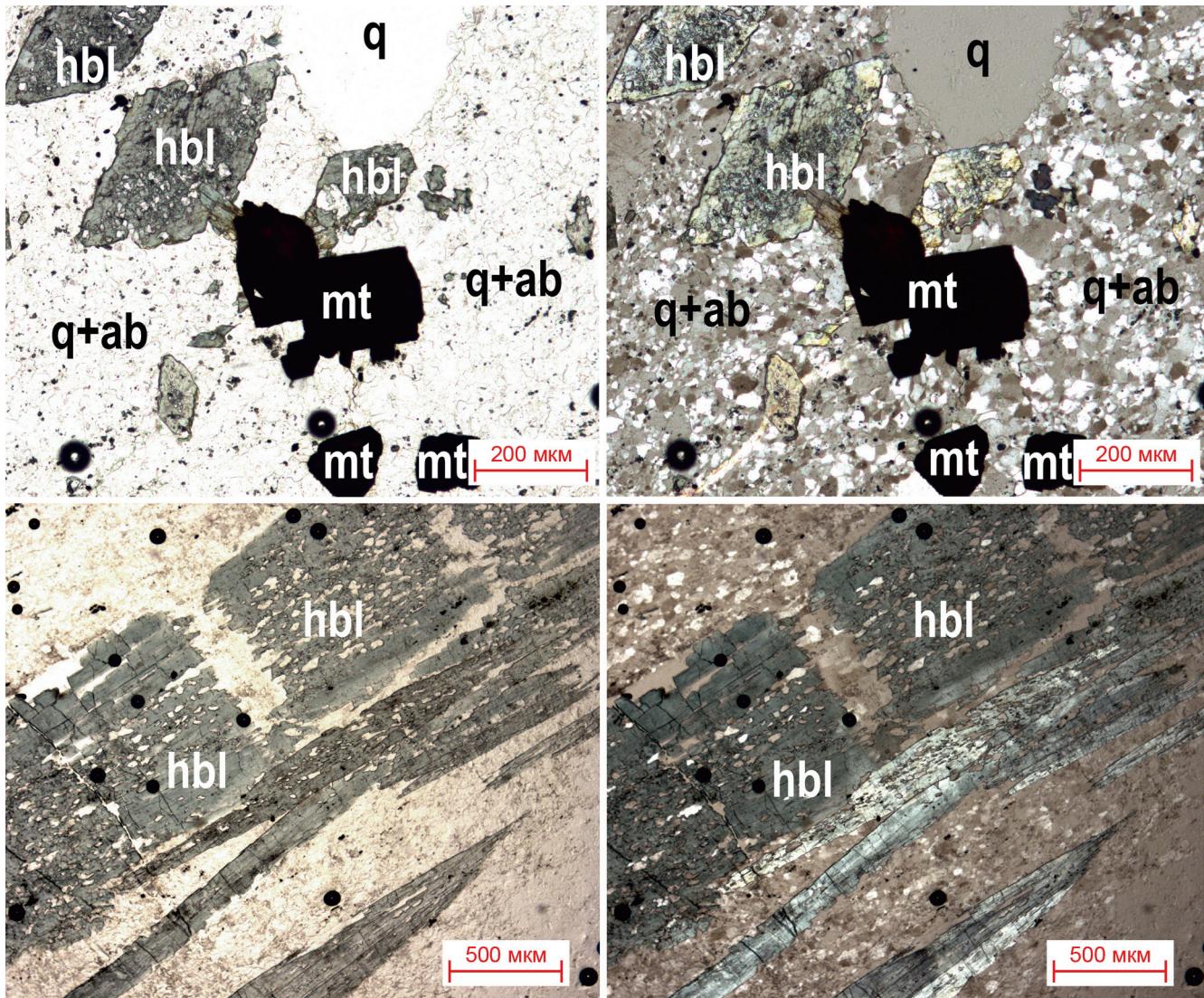


Рис. 8. Микрофото амфибол-кварц-альбитового гранофельса. Вверху фото шлифа, сделанного поперек линейности, внизу — шлифа, сделанного вдоль линейности. Слева — николи параллельны, справа — николи скрещены (hbl — роговая обманка, q — кварц, q+ab — кварц-альбитовый агрегат, mt — магнетит)

магматической серии. На диаграмме La/Yb-La фигуративные точки габброидов и метатрондемитов составляют единый тренд (рис. 15).

Минералогическая характеристика пород кенчурского комплекса. Для определения особенностей минералогии гранофельсов были проведены микрозондовые исследования. В результате получены данные по составу плагиоклазов (альбит), амфиболов (роговая обманка), кроме того, среди акцессорных минералов были выявлены апатит, титанит, циркон, эпидот, из рудных — магнетит (рис. 16).

Состав амфибола соответствует ферри-магнезиальной роговой обманке с пониженным содержанием алюминия. Она обладает слабо выраженной зональностью: содержание Mg уменьшается от центра кристаллов к краям, а содержание Fe и Al растет. Зональность циркона выражается в том, что содержание гафния в центральных частях кристаллов примерно в полтора раза выше, чем в краевых зонах.

Апатит относится к фтористым, концентрация фтора в апатите около 3%, хлора нет ни в одной пробе.

Изотопная характеристика. Для определения изотопного возраста метатрондемитов из двух проб 14125-3 и 14125-4 ($56^{\circ}15'56,1''$ с.ш., $59^{\circ}48'10,5''$ в.д.) было выделено около 100 зерен циркона, из которых было проанализировано 33 зерна (табл. 1, 2; рис. 17). Размер кристаллов от 70 до 200 мкм, по большей части — около 100 мкм. Популяция цирконов очень однородная, они имеют четкие кристаллографические очертания и обладают ясной секториальной зональностью, а также грубой осцилляционной зональностью. В кристаллах часто присутствуют многочисленные включения и метамиктные зоны.

Из пробы 14125-3 проанализировано 13 зерен, а из пробы 14125-4 — 20 зерен (рис. 17). Из тридцати трех зерен для девяти дискордантность оказалась очень высокой (выше $|13|$), эти зерна из расчетов исключены.

Таблица 1

Результаты U-Pb изотопных исследований зерен циркона из метатрондьюмитов кенчурского комплекса (анализы 114125-3)

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, г/т			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст, млн лет				D, %	Изотопные отношения, ±% (1σ)						Rho		
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$							
10.1	0,00	315	324	25,5	1,06	582	±4	560	±54	-4	10,6	0,7	0,0588	2,5	0,77	2,6	0,094	0,7	0,3
8.1	0,00	302	279	24,6	0,95	582	±4	609	±50	±5	10,6	0,7	0,0602	2,3	0,78	2,4	0,095	0,7	0,3
3.1	0,00	414	460	33,7	1,15	582	±7	573	±38	-2	10,6	1,3	0,0592	1,8	0,77	2,2	0,095	1,3	0,6
6.1	0,00	396	455	32,2	1,19	583	±7	531	±43	-10	10,6	1,3	0,0580	1,9	0,76	2,3	0,095	1,3	0,5
4.1	0,00	240	280	19,5	1,21	583	±10	625	±58	±7	10,6	1,7	0,0606	2,7	0,79	3,2	0,095	1,7	0,5
9.1	0,00	289	303	23,7	1,08	588	±4	528	±54	-12	10,5	0,7	0,0580	2,4	0,76	2,6	0,095	0,7	0,3
5.1	0,00	307	222	25,2	0,75	589	±9	534	±57	-11	10,4	1,6	0,0581	2,6	0,77	3,1	0,096	1,6	0,5
1.1	0,00	329	308	27,1	0,97	591	±4	534	±47	-11	10,4	0,7	0,0581	2,1	0,77	2,3	0,096	0,7	0,3
2.1	0,00	123	91	10,2	0,76	592	±12	642	±104	±8	10,4	2,0	0,0611	4,8	0,81	5,3	0,096	2,0	0,4
7.1	0,00	438	442	36,8	1,04	601	±8	578	±37	-4	10,2	1,5	0,0593	1,7	0,80	2,2	0,098	1,5	0,7
13.1	0,00	158	174	13,3	1,14	602	±5	566	±98	-7	10,2	0,8	0,0590	4,5	0,80	4,6	0,098	0,8	0,2

Примечания. ^{206}Pb и $^{206}\text{Pb}^*$ — содержание обычного и радиогенного свинца соответственно; изотопные отношения и значения возраста скорректированы по измеренному ^{204}Pb ; D — дискордантность: $D = 100 \cdot [возраст (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/возраст (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$; Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

Таблица 2

Результаты U-Pb изотопных исследований зерен циркона из гранофельсов кенчурского комплекса (анализ 114125-3)

№ анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, г/т			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Возраст, млн лет				D, %	Изотопные отношения, ±% (1σ)						Rho		
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$							
6.1	0,00	418	549	32,5	1,36	559	±4	564	±47	+1	11,0	0,7	0,0589	2,2	0,74	2,3	0,091	0,7	0,3
13.1	0,00	91	75	7,18	0,86	569	±6	618	±167	+8	10,8	1,0	0,0604	7,7	0,77	7,8	0,092	1,0	0,1
18.1	0,00	408	447	33,1	1,13	582	±4	625	±40	+7	10,6	0,6	0,0606	1,8	0,79	2,0	0,094	0,6	0,3
12.1	0,00	145	136	11,8	0,97	584	±5	595	±88	+2	10,5	0,9	0,0598	4,1	0,78	4,2	0,095	0,9	0,2
8.1	0,00	317	210	25,9	0,69	586	±6	581	±49	-1	10,5	1,1	0,0594	2,3	0,78	2,5	0,095	1,1	0,4
14.1	0,00	199	171	16,2	0,89	586	±7	603	±75	+3	10,5	1,2	0,0600	3,5	0,79	3,7	0,095	1,2	0,3
19.1	0,00	858	1263	70,1	1,52	586	±5	591	±25	+1	10,5	0,8	0,0596	1,1	0,78	1,4	0,095	0,8	0,6
20.1	0,00	1149	1839	94	1,65	587	±7	546	±20	-8	10,5	1,2	0,0584	0,9	0,77	1,5	0,095	1,2	0,8
3.1	0,00	199	197	16,3	1,02	587	±4	548	±82	-7	10,5	0,8	0,0585	3,8	0,77	3,9	0,095	0,8	0,2
4.1	0,00	469	592	38,7	1,30	591	±7	561	±45	-6	10,4	1,2	0,0588	2,1	0,78	2,4	0,096	1,2	0,5
17.1	0,00	83	69	6,81	0,86	591	±7	593	±188	+0	10,4	1,2	0,0597	8,7	0,79	8,8	0,096	1,2	0,1
2.1	0,00	162	183	13,4	1,17	593	±4	579	±81	-3	10,4	0,8	0,0593	3,7	0,79	3,8	0,096	0,8	0,2
11.1	0,00	311	284	28,4	0,94	653	±7	629	±44	-4	9,4	1,2	0,0607	2,0	0,89	2,4	0,107	1,2	0,5

Примечания. $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ — содержание обычного и радиогенного свинца соответственно; изотопные отношения и значения возраста скорректированы по измеренному ^{204}Pb ; D — дискордантность: $D = 100 \cdot [возраст (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})/возраст (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1]$; Rho — коэффициент корреляции между ошибками определения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.

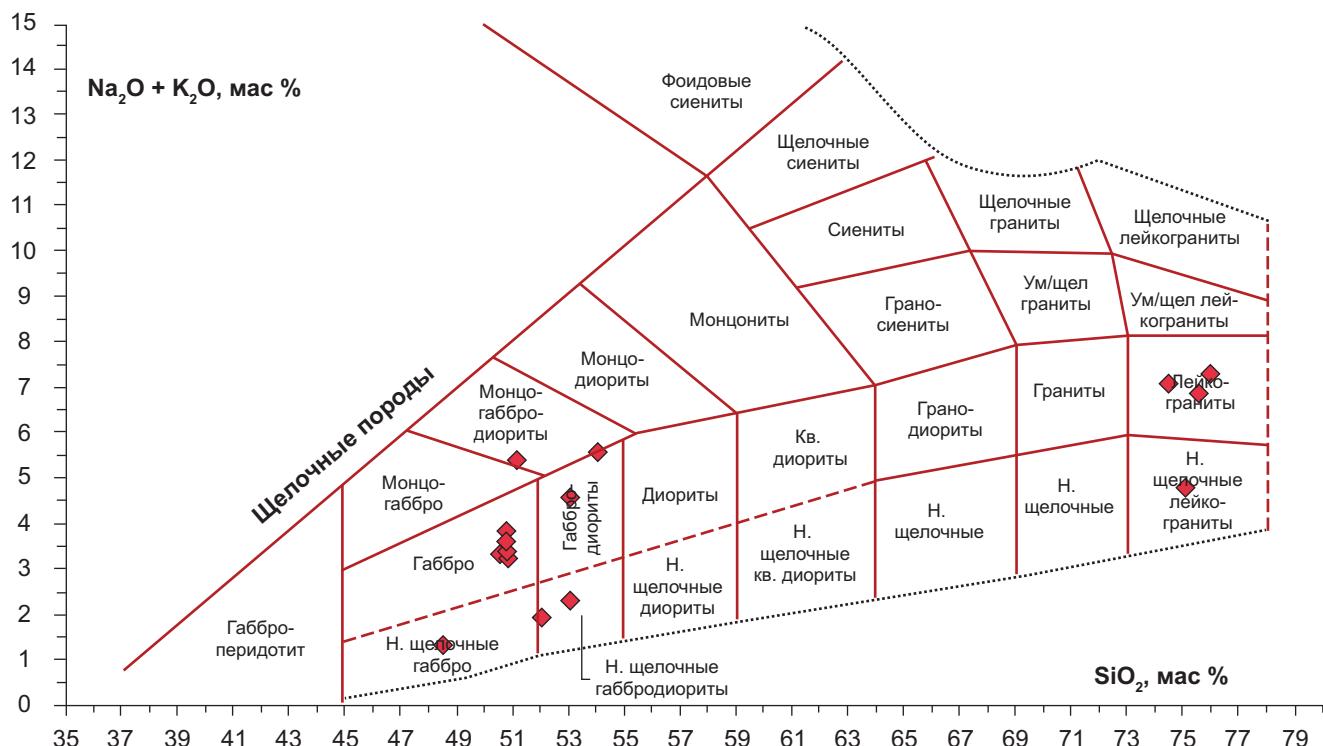


Рис. 9. Диаграмма TAS для пород кенчурского комплекса

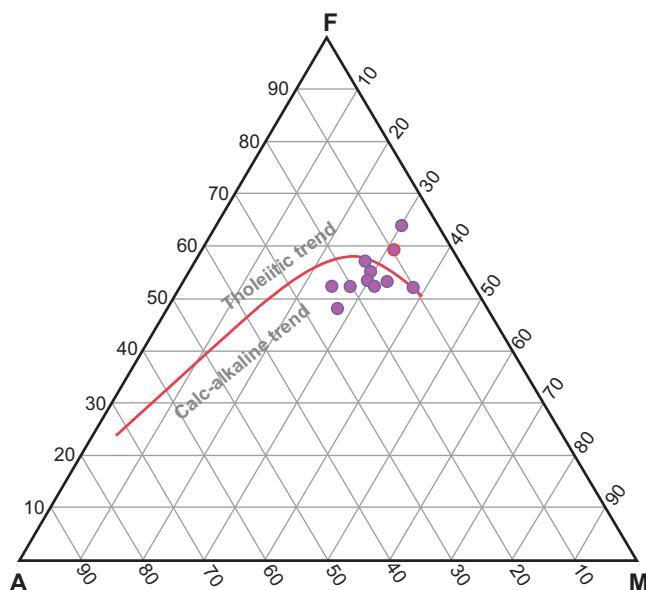


Рис. 10. Диаграмма AFM для габброидов кенчурского комплекса (линия раздела по Куно)

В пробе 14125-3 из расчета исключена точка 13.1 с наибольшим возрастом (602 млн лет) и рассчитан конкордантный возраст $586 \pm 3,4$ млн лет по 10 точкам при СКВО = 0,042 и вероятности конкордантности = 0,84 (рис. 18). В пробе 14125-4 из расчета исключены точки 6.1 и 15.1, которые имеют более молодой относительно других возраст, а также точка 11.1, имеющая возраст 653 ± 7 млн лет и относящаяся к зерну, резко отличающемуся от остальных (у него нет секториальной зональности и хорошо

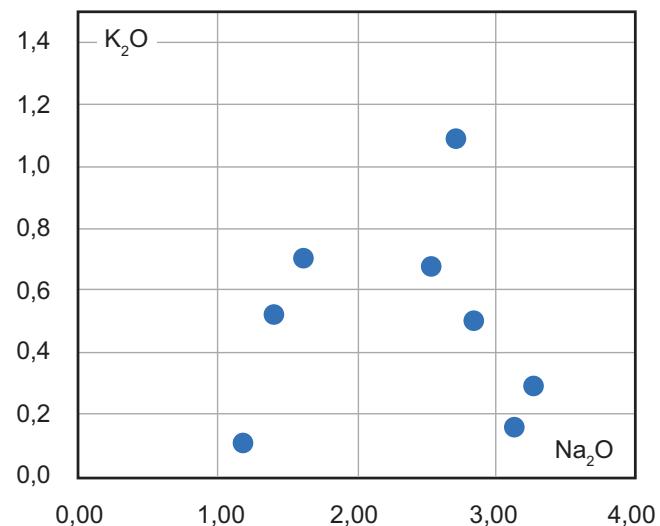


Рис. 11. Диаграмма K2O-Na2O для габброидов кенчурского комплекса

выражена осцилляционная). Это явно захваченное более древнее зерно, возможно относящееся к узарскому комплексу. Конкордантный возраст, рассчитанный по 10 точкам, составляет $585,0 \pm 3,2$ млн лет при СКВО = 0,00019 и вероятности = 0,96.

Рассчитанный для 20 точек интегральный конкордантный возраст составляет $585,8 \pm 2,3$ млн лет при СКВО = 0,023 и вероятности конкордантности = 0,88.

Таким образом, возраст метатрондемитов кенчурского комплекса с высокой степенью достоверности составляет 586 млн лет, что соответствует

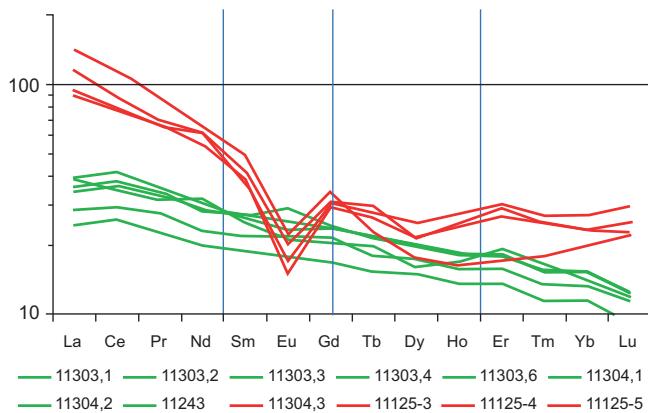


Рис. 12. Распределение РЗЭ в породах кенчурского комплекса (нормировано по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]). Красные линии — метатрондьемиты, зеленые линии — габбро

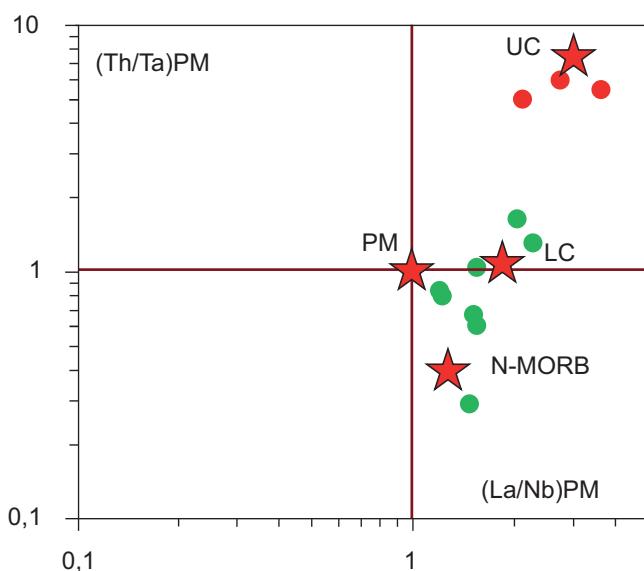


Рис. 14. Диаграмма (Th/Ta) — (La/Nb), нормированные по примитивной мантии (заимствовано в [Беликова, 2013]). Составы: PM, N-MORB, по [Sun, McDonough, 1989]; континентальная верхняя (UC) и нижняя (LC) кора, по [Rudnick, Gao, 2003]. Красные точки — метатрондьемиты, зеленые — габброиды

раннему венду. Этот возраст принят и для кенчурского комплекса в целом.

Обсуждение результатов. В пределах Уфалейского блока изотопные и геохимические исследования были сосредоточены, главным образом, на характеристике метаморфитов и гранитоидов. Так в работе [Краснобаев и др., 2010] описаны три пробы цирконов из амфиболитов, плагиоамфиболитов и гнейсо-гранитов. Изотопный возраст цирконов оказался раннеордовикским и раннекембрийским при удивительно плохой сохранности цирконов, практически лишенных кристаллографических граней. При этом никаким образом не определено, к каким комплексам относятся эти породы. Вендинские цирконы не обнаружены. Похожие результаты получены при проведении разнообразных работ по изучению магматитов Уфалейского блока [Ронкин и др., 2006, 2009; Шардакова, 2016; Шардакова, Червяковская, 2020], причем многие работы касались

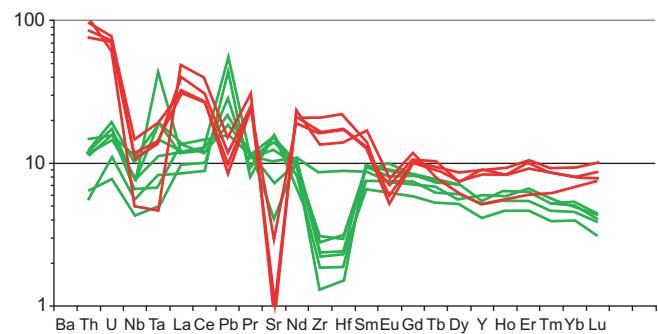


Рис. 13. Распределение рассеянных элементов в породах кенчурского комплекса (нормировано на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]). Красные линии — метатрондьемиты, зеленые линии — габбро

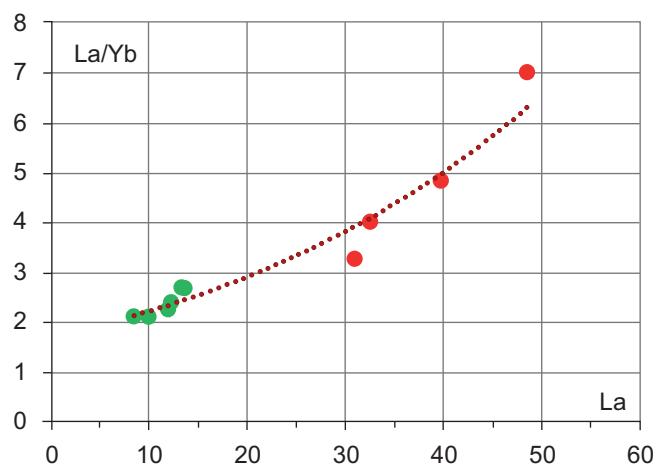


Рис. 15. Диаграмма La/Yb — La. Красные точки — метатрондьемиты, зеленые — габброиды

совсем молодых (каменноугольных) гранитов. По данным [Шардакова, Червяковская, 2020] частично к венду могут быть отнесены умереннощелочные гранитоиды битимского комплекса, однако в этом комплексе нет габброидов, а умереннощелочной состав не соответствует составу пород кенчурского комплекса.

Вендинские магматические комплексы известны и в других блоках Центрально-Уральской мегазоны — Кваркушском и Башкирском. В обобщающей работе Г.А. Петрова и др. [2005] описаны практически все докембрийские магматические комплексы Кваркушского блока. Наиболее близкий возраст к кенчурским метатрондьемитам имеют гранитоиды европейского комплекса (581 ± 3 млн лет по [Beckholmen, et al., 1999]), однако в этом комплексе нет габброидов, а состав гранитоидов существенно более щелочной. По мнению А.М. Зильбермана и др. [1980] вендинский возраст имеют метагаббро-метадолериты кваркушского комплекса, которые, кстати, по составу весьма близки к метагабброидам кенчурского комплекса. Однако возраст комплекса до настоящего времени не подтвержден изотопными данными. Кроме того, авторами описан вендинский дворецкий вулканический комплекс, представлен-

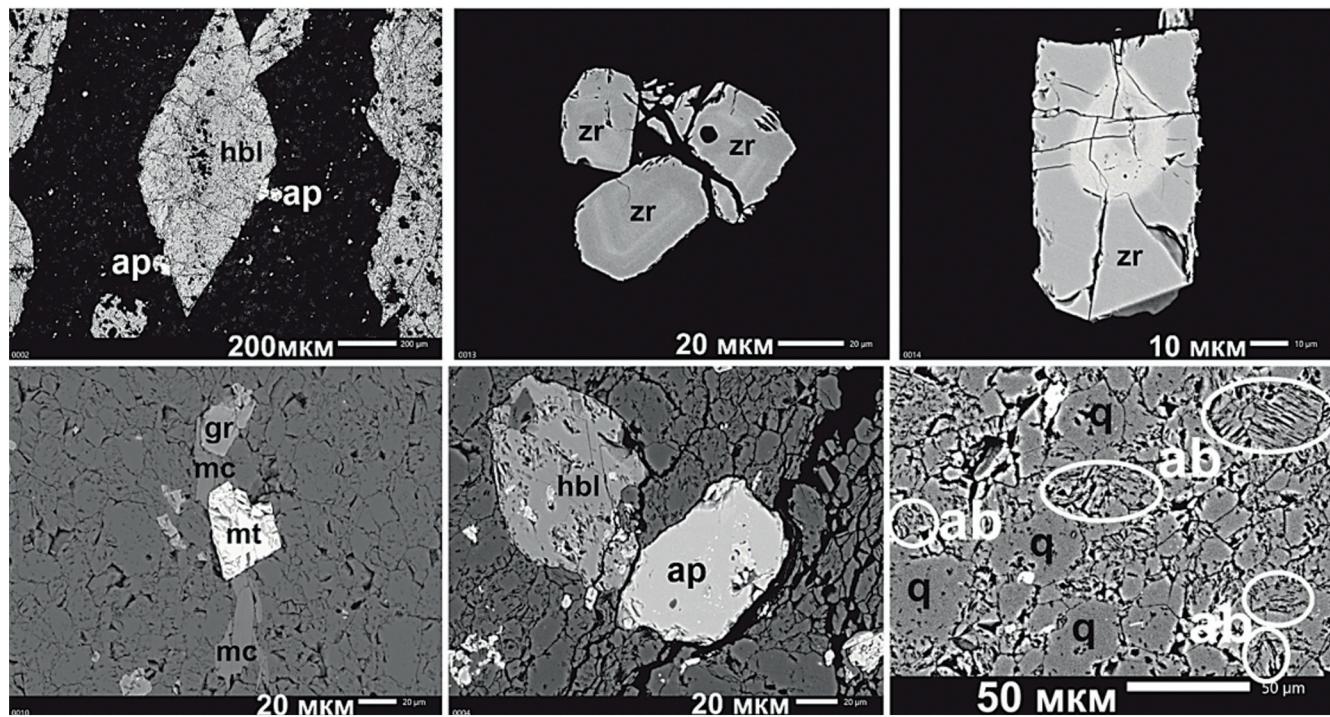


Рис. 16. Снимки минералов (электронный микроскоп). hbl — роговая обманка, ap — апатит, zr — циркон, mt — магнетит, mc — слюда, gr — гранат, q — кварц, ab — альбит (обведен белыми овалами)

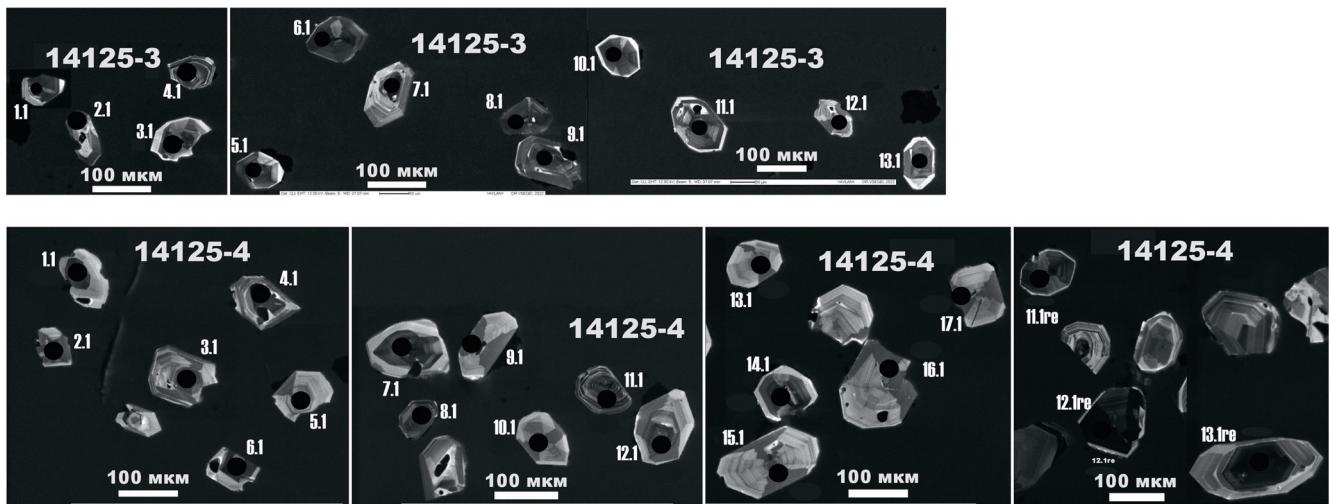


Рис. 17. Катодолюминесцентные снимки зерен циркона из метатрондьемитов. Пробы 14125-3 и 14125-4

ный трахибазальтами, щелочными пикритами, гиаломеланефелинитами, трахиандезитами, трахитами и карбонатитами. Sm–Nd и Rb–Sr методами по монофракциям клинопироксенов и валу пород для трахиандезитов получены датировки, соответственно, 569 ± 42 и 559 ± 16 млн лет [Карпухина и др., 2001]. По мнению авторов работы докембрийский магматизм Кваркушского блока связан с различными этапами формирования мантийного плюма с завершающим вендинским этапом. Кваркушский комплекс авторы относят к завершающему этапу развития плюма.

Совершенно другая картина характерна для венда Башкирского блока, точнее — для зоны Уралтау. На южном замыкании зоны Уралтау, в Эбетинской

антиформе описана вендинская лушниковская свита, для риолитовых туфов которой определен U–Pb изотопный возраст $591,5 \pm 3,5$ млн лет [Рязанцев, 2018], а также прорывающие ее вендинские гранитоиды с U–Pb изотопным возрастом 590 ± 4 и $577,8 \pm 8,6$ млн лет [Самыгин и др., 2010]. Эти исследователи трактуют геодинамическую природу этих магматитов как надсубдукционную.

В других работах декларируется рифтогенная геодинамическая обстановка в пределах Центрально-Уральской мегазоны, которая в позднем протерозое–венде представляла собой окраину Восточно-Европейской платформы [Пучков, 2010; 2015 и др.].

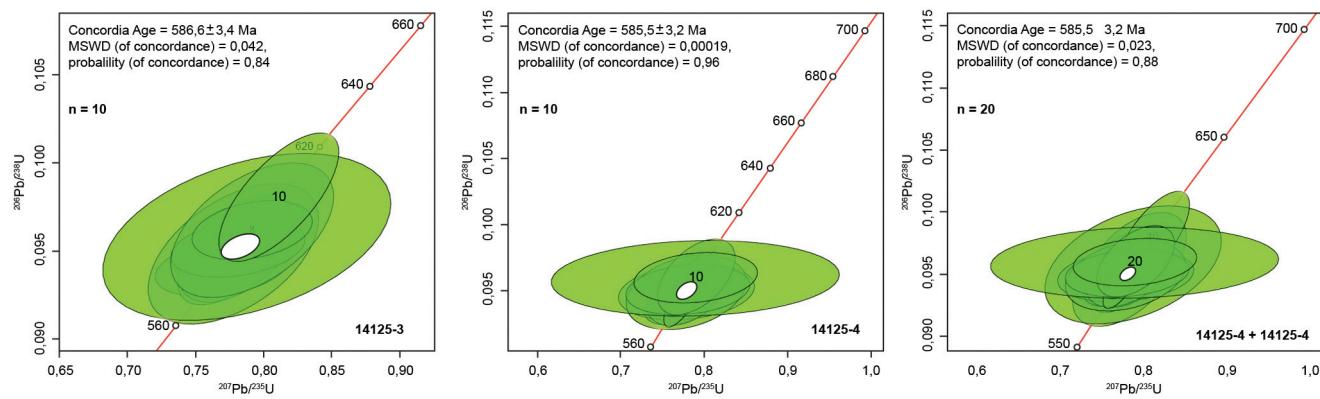


Рис. 18. U-Pb диаграмма с конкордией для проанализированных цирконов из метатрондемитов проб 14125-3 и 14125-4, а также интегральная диаграмма для обеих проб (эллипсы фигуративных точек соответствуют погрешности 2σ)

Выводы. Центрально-Уральская мегазона представляет собой «экстремированный докембрийский фундамент палеозойской континентальной окраины» (по [Пучков, 2000]), образуя цепь отдельных уникальных блоков, принципиально различающихся не только набором стратифицированных образований, но и характером вендинского магматизма, а следовательно, и геодинамическими обстановками формирования.

Кенчурский комплекс представляет собой низкощелочную габбро-трондемитовую ассоциацию, формировавшуюся из существенно различных ис-

точников — мантийного и корового. Метатрондемиты кенчурского комплекса являются в настоящее время единственными породами Уфалейского блока, для которых доказан ранневендинский изотопный возраст (586 ± 2 млн лет). Они формировались в обстановке рифтинга.

Благодарности. Авторы искренне благодарят А.В. Рязанцева за ценные замечания, способствовавшие улучшению статьи, и помочь в интерпретации изотопных данных. Спасибо также А.О. Хотылеву за советы по интерпретации геохимических данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беликова Г.И. Графическая идентификация в химической геодинамике по соотношениям петрогенных компонентов (применительно к базальтам) // Геологический сборник № 10. Информационные материалы / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПресс, 2013. С. 155–159.
- Гаврилова С.П., Градовский И.Ф., Карапулов В.Б. Позднепротерозойский магматизм Уфалейского антиклиниория // Известия вузов. Геология и разведка. 2007. № 1. С. 11–21.
- Зильберман А.М., Чернышова Е.М., Кичигин Ю.Н. Новые проявления щелочно-ультраосновного вулканизма на западном склоне Среднего Урала // Доордовикская история Урала. Ч. 3. Вулканизм. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 30–46.
- Карпухина Е.В., Первов В.А., Журавлев Д.З. Петрология щелочного вулканизма — индикатора поздневендинского рифтогенеза, западный склон Урала // Петрология. 2001. Т. 9, № 5. С. 480–503.
- Красноваев А.А., Русин А.И., Бушарина С.В. и др. Состав, цирконы и цирконовая геохронология метаморфитов уфалейского комплекса // ЕЖЕГОДНИК-2009. Тр. ИГГ УрО РАН. 2010. Вып. 157. С. 273–279.
- Петров Г.А. Кваркушско-Каменноморгский антиклиниорий — фрагмент позднепротерозойской рифтогененной континентальной окраины // ЕЖЕГОДНИК-2014. Тр. ИГГ УрО РАН. 2015. Вып. 162. С. 127–131.
- Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменноморгского антиклиниория (Средний Урал): новые данные геохимии и геодинамики // Литосфера. 2005. № 4. С. 42–69.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
- Ронкин Ю.Л., Шардакова Г.Ю., Маслов А.В. и др. Гранитоиды Уфалейского блока (Южный Урал): Sr-Nd изотопная систематика, геодинамическая позиция, генетические реконструкции // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2009. № 17 (2). С. 29–37.
- Ронкин Ю.Л., Шардакова Г.Ю., Шагалов Е.С. и др. Sr-Nd систематика гранитоидов Уфалейской зоны (Ю. Урал) // Ежегодник-2005. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2006. С. 318–322.
- Рязанцев А.В. Вендинский надсубдукционный магматизм на Южном Урале // Докл. АН. 2018. Т. 482, № 3. С. 311–314.
- Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А. Фрагменты вендинской конвергентной окраины на Южном Урале // Докл. АН. 2010. Т. 432, № 5. С. 644–649.
- Шардакова Г.Ю. Гранитоиды Уфалейского блока: геодинамические обстановки, возраст, источники, проблемы // Литосфера. 2016. № 4. С. 133–137.
- Шардакова Г.Ю., Червяковская М.В. Венд-кембрийские гранитоиды Уфалейского блока (Средний Урал): новые изотопные данные, состав субстрата, потенциальная рудоносность // Изв. Уральского гос. горного ун-та. 2020. № 2(58). С. 48–63.
- Beckholmen M., Petrov G., Larionov A. Rifted margins of Baltica in the Scandinavian Caledonides and the Uralides // EUG-10. Abstracts. Cambridge publ., 1999. P. 93.

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

Ludwig K.R. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Squid 1.02: A User Manual. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2001.

Ludwig K.R. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel: User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.00. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2003.

Rudnick R.L., Gao S. The Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry: 10 Vol. Set. Oxford: Elsevier Ltd., 2003. V. 3: The Crust / R.L. Rudnick (ed.). P. 1–64.

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 // International Journal of Geosciences. 2012. V. 3, No 2. P. 289–296.

Stacey S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planetary Science Letters. 1975. N 26. P. 207–221.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ. London, 1989. N 42.

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. V. 19. P. 1-23.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley // Reviews in Economic Geology. 1998. N 7. P. 1–35.

Статья поступила в редакцию 04.03.2024,
одобрена после рецензирования 21.03.2024,
принята к публикации 18.08.2024

УДК 551.24.01+556.3.01
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-25-34

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕЩЕРСКОЙ ВПАДИНЫ И ИХ СВЯЗЬ С НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРОЙ РЕГИОНА

**Светлана Алексеевна Глухова^{1✉}, Татьяна Владимировна Суханова²,
Олег Викторович Пинигин³, Наталья Александровна Харитонова⁴**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; koval.sa95@yandex.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tanikamgu@mail.ru

³ Индивидуальный предприниматель Пинигин Олег Викторович, Москва, Россия; 7178973@mail.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tchenat@mail.ru

Аннотация. В статье представлены результаты исследования геологического строения, новейшей тектоники и гидрогеологических условий центральной части Мещерской впадины, находящейся на границе Московской, Рязанской и Владимирской областей. Проведенная детальная характеристика новейшей структуры Клепиковского прогиба позволила выявить молодые растущие поднятия, влияющие на строение и морфологию прогиба. Определены причины интенсивной заболоченности территории и изменения ориентировки прогиба с меридиональной на широтную. Выполненные исследования доказали влияние новейшей тектоники прогиба на гидрогеологические условия территории. Установлено, что в пределах Клепиковского прогиба локализованы области питания и разгрузки подземных вод.

Ключевые слова: неотектоническая структура, разрывные нарушения, линеаменты, Мещерская впадина, Клепиковский прогиб, область разгрузки подземных вод

Для цитирования: Глухова С.А., Суханова Т.В., Пинигин О.В., Харитонова Н.А. Гидрогеологические условия Мещерской впадины и их связь с новейшей тектонической структурой региона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 4. С. 25–34.

HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF THE MESHCHERA DEPRESSION AND THEIR CONNECTION WITH THE LATEST TECTONIC STRUCTURE OF THE REGION

**Svetlana A. Glukhova^{1✉}, Tatyana V. Sukhanova², Oleg V. Pinigin³,
Natalya A. Kharitonova⁴**

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; koval.sa95@yandex.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tanikamgu@mail.ru

³ Individual entrepreneur Pinigin Oleg Viktorovich, Moscow, Russia; 7178973@mail.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tchenat@mail.ru

Abstract. The article presents the results of a study of the geological structure, recent tectonics and hydrogeological conditions of the central part of the Meshchera depression, located on the border of the Moscow, Ryazan and Vladimir regions. The detailed characterization of the newest structure of the Klepikovsky trough made it possible to identify young growing uplifts that influence the structure and morphology of the trough. The reasons for the intense swampliness of the territory and the change in the orientation of the trough from meridional to latitudinal are determined. The studies carried out proved the influence of the latest tectonics of the trough on the hydrogeological conditions of the territory. It has been established that areas of groundwater recharge and discharge can be localized within the Klepikovsky trough.

Keywords: neotectonic structure, faults, lineaments, Meshchera depression, Klepikovsky trough, area of groundwater discharge

For citation: Glukhova S.A., Sukhanova T.V., Pinigin O.V., Kharitonova N.A. Hydrogeological conditions of the Meshchera depression and their connection with the latest tectonic structure of the region. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 4: 25–34. (In Russ.).

Введение. Новейшая тектоническая структура влияет на гидрогеологические условия различных территорий, определяя развитие областей питания и разгрузки подземных вод, фильтрационные свойства водоносных отложений, а также является причиной деформаций толщ пород, что выражается в образовании или закрытии гидрогеологических

окон. На платформенных равнинах новейшие тектонические процессы часто не заметны, однако их развитие может привести к заболачиванию, возникновению оползней, активизации карста и другим опасным экзогенным процессам, а также к загрязнению подземных вод. Исследование связи новейшей тектоники и гидрогеологических условий

для западной части Московской области показали, что повышенная трещиноватость и проницаемость пород, а также формирование области питания подземных вод подольско-мячковского (каменно-угольного) водоносного комплекса, обусловлены развитием тектонической структуры Тростенской впадины [Глухова и др., 2023].

Похожая обстановка выявлена в районе Великих Мещерских озер, находящихся в Мещерской впадине в долине р. Пра. Территория характеризуется пониженным современным рельефом и интенсивной заболоченностью.

Целью данной работы является детальная геолого-гидрогеологическая характеристика центральной и восточной частей Мещерской впадины и оценка влияния новейшей тектоники региона на гидрогеологические условия данной территории.

Материалы и методы исследований. При изучении исследуемого района применялся комплекс геологических, структурно-геоморфологических, гидрогеологических методов, а также линеаментный и геодинамический анализы.

Геологическое строение района исследования установлено на основе данных геологических съемок, бурения, рассмотрения многочисленных геологических и гидрогеологических разрезов [Государственная..., 2015; Геологическая..., 1971]. Анализ складчатых и разрывных деформаций древних отложений в совокупности с изучением новейших структур и отложений позволил оценить степень их унаследованности.

Структурно-геоморфологический анализ заключался в выделении новейших поднятий, прогибов на топографических картах разных масштабов и космических снимках, их сопоставлении со структурами осадочного чехла и фундамента. Применение данного метода позволило детально охарактеризовать новейший Клепиковский прогиб. По геологическому строению и разным ландшафтным признакам были выделены молодые развивающиеся структуры, влияющие на гидрогеологические условия прогиба и окружающей территории.

Линеаментный анализ. Исследуемый район является «закрытым» из-за широкого развития покровных четвертичных отложений, поэтому о его тектонической структуре и процессах, влияющих на гидрогеологические условия, приходится судить по косвенным признакам, в частности, по линеаментам. Последние в большинстве случаев проявляют зоны трещиноватости пород, развитые на разных глубинах, разрывные нарушения в осадочном чехле и фундаменте. Большая часть линеаментов дешифрируется по эрозионной сети и другим ландшафтным особенностям (по прямолинейным очертаниям побережий озер, уступов склонов). Для дешифрирования была использована топографическая карта масштаба 1 : 500 000. С целью дополнительного выделения линеаментов, определения кинематического типа некоторых из них, особенно в пределах Клепиковского

прогиба, и современных геодинамических условий развития территории было выполнено построение цифровой модели рельефа масштаба 1 : 100 000.

Геодинамический анализ новейших структур, линеаментов и разрывных нарушений позволил оценить современные геодинамические условия, тенденции развития структур и их влияние на гидрогеологические условия.

Оценка влияния новейшей структуры Клепиковского прогиба на гидрогеологические условия выполнена на основании обобщения, систематизации и анализа фондовых и архивных материалов, включая материалы Государственной геологической и гидрогеологической съемок масштаба 1 : 200 000, а также гидрогеологических карт масштаба 1 : 500 000 и мельче, результатов геологоразведочных работ, проведенных с целью поисков, разведки и оценки запасов подземных вод, а также результатов мониторинга состояния подземных вод в районе исследования. Построение карт гидроизопривязки гжельско-ассельского и касимовского водоносных комплексов выполнено на основании материалов Государственной гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000. Данные по замерам уровня подземных вод, полученные при проведении съемочных работ, носят наиболее полный и широкомасштабный характер для района исследования, что позволяет использовать именно их для анализа закономерностей формирования пьезометрической поверхности на региональном уровне.

Результаты исследований и их обсуждение. Геологическое строение района исследования. Территория исследования находится в Центральной части Русской равнины в пределах Мещерской низменности (рис. 1). В геологическом строении принимают участие породы широкого возрастного диапазона: архей-нижнепротерозойские породы в составе кристаллического фундамента, и верхне-протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения, слагающие осадочный чехол. При этом палеозойские отложения наклонены на север, а мезозойские и кайнозойские — на юг.

Архей-нижнепротерозойские породы представлены преимущественно гнейсами и метаморфическими сланцами. В основании осадочного чехла располагаются верхнепротерозойские вендские песчаные отложения мощностью до 300 м, с несогласием перекрыты девонскими терригенными и карбонатными толщами общей мощностью 470 м, слагающими все отложения девона.

Отложения каменноугольной системы, относящиеся к турнейскому, визейскому, серпуховскому, московскому, касимовскому и гжельскому ярусам нижнего, среднего и верхнего отложений на исследуемой территории распространены повсеместно. Они несогласно залегают на верхнедевонских отложениях, смяты в пологие складки и имеют терригенно-карбонатный состав. Их мощность увеличивается с юга на север от 50 м до 400 м соответственно.

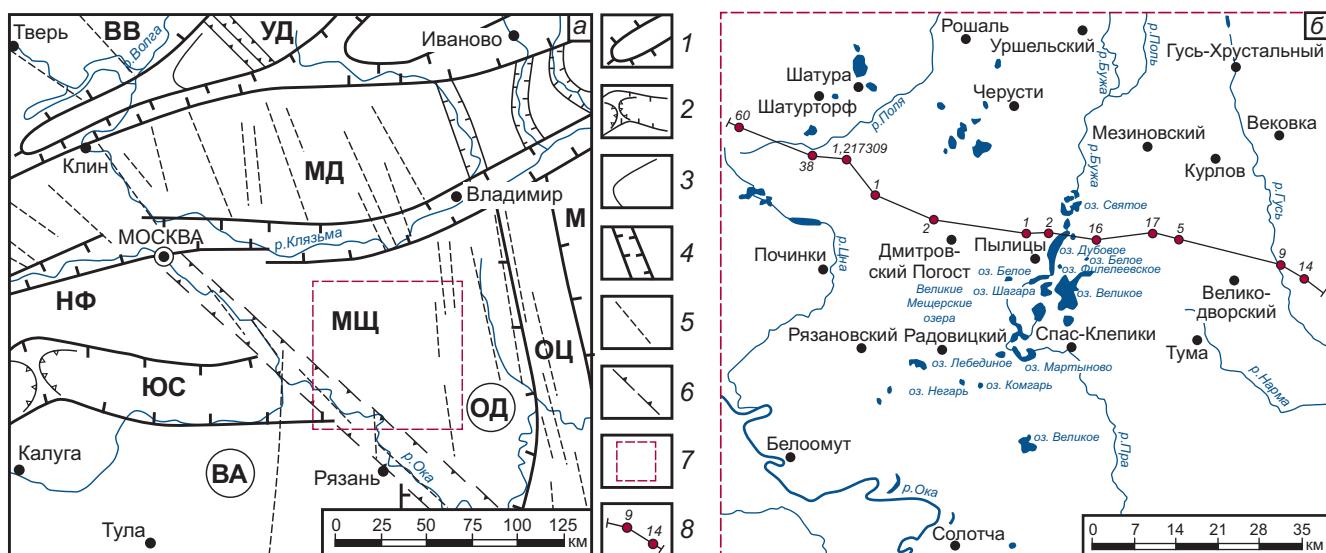


Рис. 1. Обзорная схема района исследования: *а* — положение района исследования в структурно-геоморфологическом плане Московско-Нижегородской части Русской плиты [Макаров и др., 1998]. Обобщенные контуры: 1 — зон эрозионно-тектонических поднятий, 2 — понижений; характерные контуры эрозионного рельефа: 3 — структурные линии развивающихся валообразных поднятий, 4 — антецедентные участки речных долин; контуры крупных тектонических структур: 5 — линеаменты, 6 — Московско-речко-Рязанская линеаментная зона; 7 — границы района исследования; 8 — линия гидрогеологического разреза со скважинами. Буквами обозначены: поднятия: УД — Угличско-Даниловское, МД — Московско-Дмитровское, НФ — Наро-Фоминское, Воронежской антеклизы (ВА); относительно опущенные зоны — ВВ — Верхневолжская, ЮС — Южно-Серпуховская, Окско-Донского прогиба (ОД) и в его составе МЩ — Мещерская и М — Муромская впадины, ОЦ — Окско-Цнинский вал. *б* — крупный план района исследования с основными водотоками

Пермская система представлена сульфатно-карбонатной толщей приуральского отдела и глинистыми и песчаными отложениями татарского, с общей мощностью до 90 м. Отложения развиты только на севере территории, где они с размывом залегают на породах верхнего карбона.

Мезозойские отложения широко развиты на территории исследования, с несогласием залегая на более древних толщах. Местами они образуют древние долины. Одна из них протягивается субмеридионально в центральной части территории, другая — параллельно ей на востоке. Юрская система представлена средним и верхним отделами, включающими батский и келловейский, кимериджский и волжский ярусы, сложенные песчаными и глинистыми отложениями.

Меловая система представлена нижним отделом, включающим валанжинский, готеривский, барремский, аптский и альбский ярусы. Общая мощность отложений, преимущественно терригенных, находится в диапазоне 50–70 м.

Кайнозойские отложения имеют неоген-четвертичный возраст. Мощность неогеновых песков — первые метры. Четвертичная система представлена всеми разделами. Преобладают водноледниковые, ледниковые, аллювиальные, озерные и болотные отложения. Водноледниковые гравийно-песчаные и ледниковые моренные суглинки относятся к трем оледенениям: нижненеоплейстоценовому — оксому, средненеоплейстоценовому — днепровскому (в составе московского на новых картах) и московскому. Аллювий представлен, главным образом, песками и суглинками, слагающими поймы и над-

пойменные террасы рек Оки, Пры, Гуся, Бужи, Поли и др. Озерные песчано-глинистые отложения образованы во время всех ледниковых эпох и межледниковых. В межледниковых разрезах отмечается присутствие большого количества озерного и болотного торфа. В западинах моренного рельефа и на террасах широко развиты голоценовые торфяники.

К четвертичным относятся имеющие незначительное распространение эоловые, почвенно-лессовые и делювиальные поздненеоплейстоцен-голоценовые отложения.

Тектоническое строение. Территория Мещерской впадины находится над Тумско-Шатурским и Чучковским выступами фундамента, разделяющими Московский и Пачелмский авлакогены. Средние отметки залегания поверхности фундамента в центральной части района — 1500 м, к авлакогенам она снижается до —3500 м.

По данным аэромагнитной съемки, выполненной ФГУ НПП «Аэрогеофизика» в 2001 г., рельеф кристаллического фундамента исследуемой территории нарушен разрывами преимущественно диагональных ориентировок. Наиболее протяженные из них имеют северо-западные ориентировки (рис. 2). На плитном этапе на изучаемой территории сформировался Рязано-Саратовский прогиб, заполненный осадочными отложениями палеозойско-мезозойского возраста.

Новейшая тектоническая структура. Новейшая Мещерская впадина является северной частью Окско-Донского субмеридионального прогиба [Макаров и др., 1998]. Границами ее являются прогибы Клязьминский — на севере, Рязанский — на

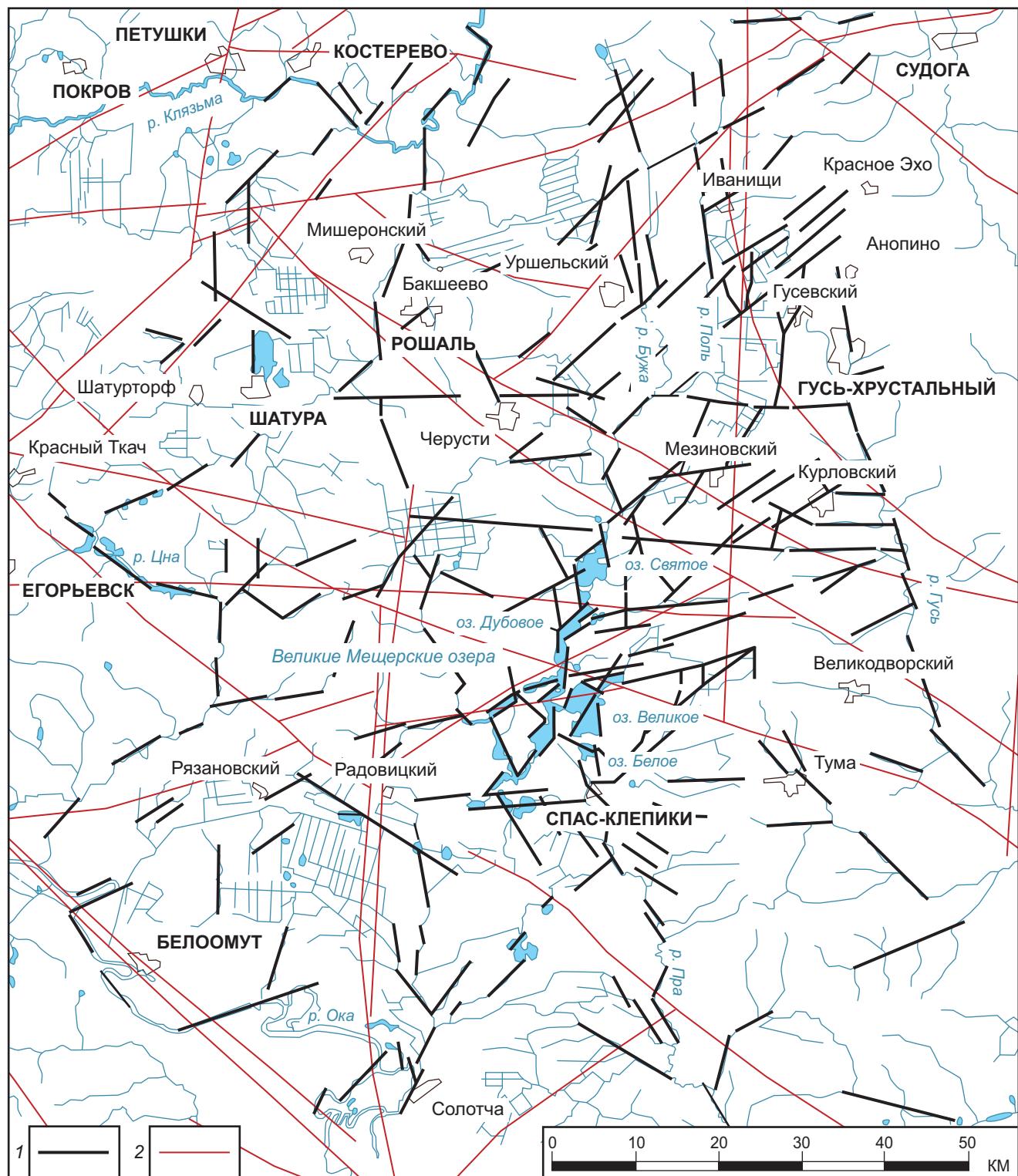


Рис. 2. Линеаменты района исследования (1) и разрывные нарушения в фундаменте (2)

юге. Окско-Цнинский вал ограничивает впадину на востоке (см. рис. 1).

Впадина дифференцирована на поднятия и прогибы более высокого порядка. Выделяются крупные поднятия: Егорьевское, Шатурское, Дмитровское, Курловское, Уршельское, Анопинское, менее крупные — Мишеронское, Солотчинское, Заокское и др.; прогибы — Клязьминский, Рязановский, Клепиковский, Цнинский, Туголесский, Гусевский, Колпин-

ский (рис. 3). Максимальные абсолютные отметки рельефа снижаются с северо-запада с 214–170 м к юго-востоку до 130–125 м, а в прогибах изменяются от 120 до 100 м. Поднятия сложены юрскими и меловыми отложениями, и маркируются останцами четвертичных ледниковых отложений. Прогибы выработаны в мезозойских отложениях, местами врезаны до каменноугольных (Туголесский). К ним приурочены речные долины, озерные водоемы

и болота. Мощность четвертичных отложений возрастает в прогибах и сокращается на поднятиях.

Линеаменты Мещерской впадины проявлены в основном руслами рек Оки, Клязьмы, Гуся, Цны, Пры, Бужи, Поли и границами озер (см. рис. 2). Преобладают диагональные, субмеридиональные и меридиональные простирации. Многие линеаменты одного простирания, надстраивая друг друга, или подставляя кулисно, образуют протяженные цепочки и зоны. Некоторые линеаменты ограничивают новейшие поднятия (Егорьевское и др.) и прогибы (Туголесский и др.), а менее крупные линеаменты осложняют их внутреннее строение. Часть линеаментов отражает разломы фундамента.

Ниже более детально рассмотрена новейшая структура центральной части Мещерской впадины, которую занимает Клепиковский прогиб (рис. 4). Прогиб имеет субмеридиональное простиранье и ограничен с запада Уршельским и с востока Курловским поднятиями с абсолютными отметками 140–136 м. К нему приурочены долины рек Бужи, Поли и Пры, а также озера, называемые Великими Мещерскими. Большая часть прогиба заболочена, широко развиты торфяники. В пределах прогиба в разных его частях выделяются локальные поднятия. Прогиб наследует древнюю пологую синклиналь, а также долину стока талых вод с выполняющими ее флювиогляциальными отложениями времени отступания средненеоплейстоценового московского оледенения и более молодыми поздненеоплейстоцен-голоценовыми аллювием и озерными осадками.

Внутреннее строение прогиба неоднородно. В северной субмеридиональной части он разделен узким поднятием на две ветви, соответствующих долинам рек Бужи и Поли. Восточная ветвь с долиной р. Поли более широкая (10–12 км). Абсолютные высотные отметки основания прогиба снижаются к югу от 130 до 120 м. Эта ветвь наследует зону трещиноватости, которая, возможно, отражает глубинный субмеридиональный разлом фундамента (см. рис. 4). Значительная раздробленность территории может обуславливать увеличение проницаемости отложений и, таким образом, приводить к образованию гидрогеологических окон.

В центральной части ниже впадения Поли в Бужу прогиб имеет север-северо-восточное простиранье. Абсолютные отметки основания прогиба снижаются к югу от 120 до 115 м. Он частично наследует древнюю юрскую долину. В сторону прогиба отмечается понижение поверхности мезозойских и палеозойских горизонтов. С севера и с юга эта часть прогиба ограничена широтными линеаментными зонами, предполагающими по строению рельефа право- и левосдвиговые деформации, соответственно. Ширина его увеличивается до 20 км при слиянии с Туголесским прогибом, здесь к нему приурочена долина р. Пра с цепочкой озер Святое, Дубовое, Великое, Ивановское, Белое. Озера, ограниченные диагональными линеаментами, образуют

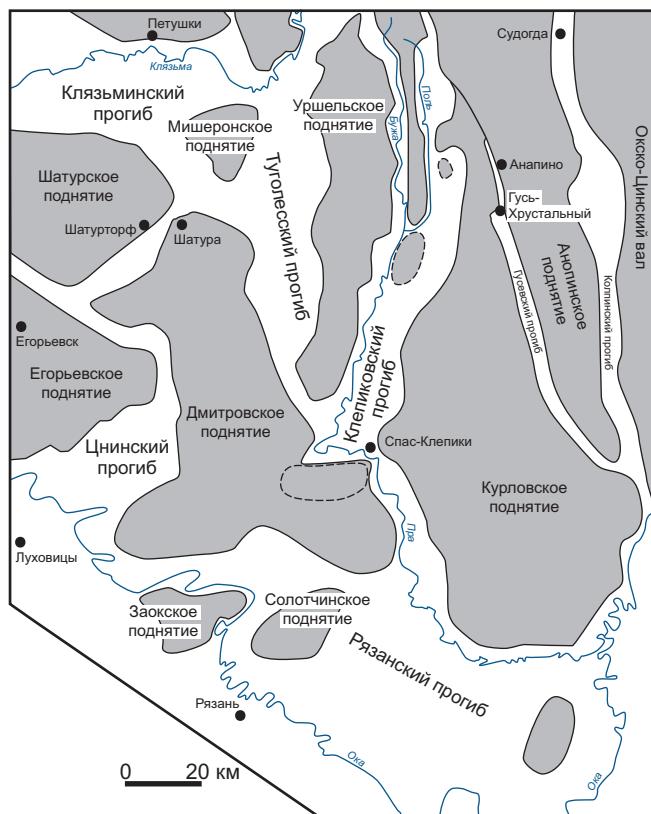


Рис. 3. Схема неотектонических структур Мещерской впадины

кулисный ряд север-северо-восточного простиранья, отвечающий обстановкам правого сдвига.

В районе пос. Спас-Клепики русло Пры резко меняет направление с меридионального на широтное. Здесь выделяется широтная линеаментная зона, с которой связаны повышенные трещиноватость и проницаемость пород. К ней приурочены озера (Святое, Шагора, Великое), образующие левосдвиговый кулисный ряд. Изменение направления русла может быть вызвано подпруживающим влиянием растущих, слабо выраженных в рельефе локальных поднятий в южной части Дмитровского поднятия и ведущих к заболачиванию территории. Превышения поднятий над поверхностью прогиба — от 3 до 5–7 м. Заболачиванию также может способствовать близкое залегание водоупора — донской морены.

Южнее пос. Спас-Клепики прогиб становится субмеридиональным, пересекается серией линеаментов, и в районе пос. Бельское, меняя ориентировку на широтную, вливается в обширный Рязановский прогиб, вновь наследуя древнюю юрскую долину, и протягивается до Окского-Цининского вала.

Полученная нами характеристика новейшей тектоники Клепиковского прогиба с низкими гипсометрическими отметками, интенсивной заболоченностью, многочисленными озерами свидетельствует о современном прогибании, что может быть вызвано условиями растяжения, ранее установленными для Мещерской впадины М.Л. Коппом [2004]. Установлена современная скорость опускания 4 мм/год [Лилиенберг, 1987]. Дополнительным подтвержде-

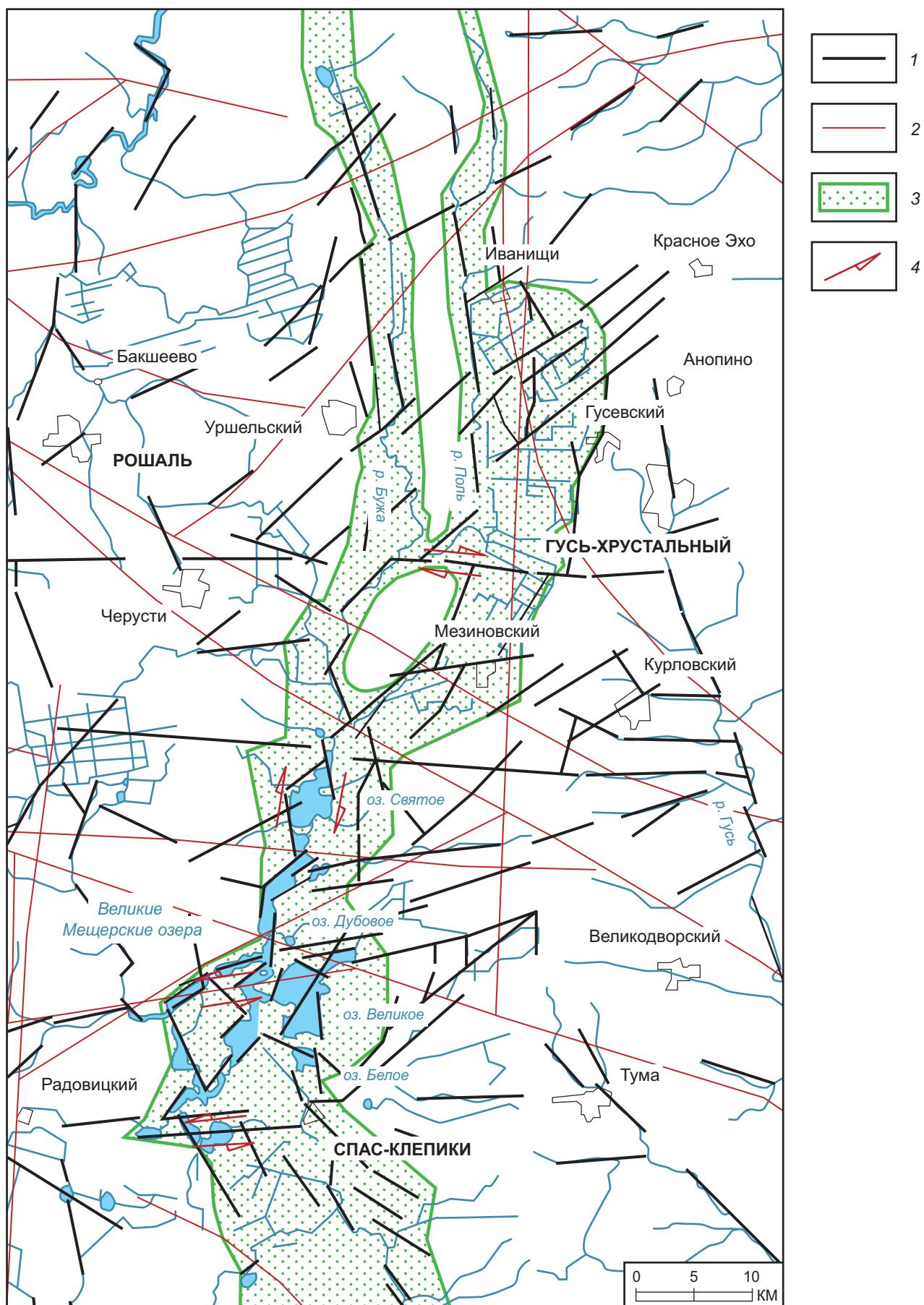


Рис. 4. Строение Клепиковского прогиба: 1 — линеаменты, 2 — разрывные нарушения в фундаменте, 3 — граница Клепиковского прогиба, 4 — предполагаемые сдвиговые деформации

нием опускания является затопление прибрежной части археологической стоянки, расположенной на южном берегу оз. Шагара [Сорокин, 2017], произошедшее 7300 ± 500 л.н. (ГИН-3892) — 10000 ± 400 л.н. (ГИН-3549).

По нашему мнению, выявленные на данной территории разнориентированные линеаменты с различной кинематикой могут указывать на наличие разрывных нарушений. Данные разрывные нарушения способствуют развитию зон повышенной проницаемости и возможному формированию гидрогеологических окон.

Гидрогеологические условия района исследования. По гидрогеологическим условиям район исследования приурочен к юго-восточной части Московского артезианского бассейна. В пределах изучаемой территории подземные воды циркулируют в четвертичных, неогеновых, меловых, юрских, каменноугольных, девонских и протерозойских отложениях различного генезиса.

Верхняя часть гидрогеологического разреза представлена водоносным комплексом четвертичных отложений (Q_{I-IV}), локально распространенными водоносным неогеновым горизонтом (N) и водоносным волжско-альбским терригенным комплексом (J_3v-K_{1al}) (рис. 5). Данные водоносные горизонты и комплексы отделены от водоносных горизонтов каменноугольного возраста келловей-кимериджским региональным водоупорным горизонтом ($J_{2-3}k-km$). Также в районе исследования выделяется локально распространенный слабоводоносный бат-келловейский терригенный комплекс (J_{2bt-k}), который гидравлически связан с водами каменноугольных отложений. В северной части района исследования первым водоносным комплексом, приуроченным к отложениям каменноугольного возраста, является гжельско-ассельский карбонатный комплекс ($C_{3g}-P_{1a}$), в центральной части — касимовский карбонатный комплекс (C_{3ksm}), и в южной части района исследования — водоносный подольско-мячковский карбонатный комплекс (C_{2pd-mc}). Погружение каменноугольных отложений происходит на север и северо-восток, к центру бассейна.

Влияние новейшего Клепиковского прогиба на гидрогеологические условия района исследования. На рис. 6 представлена карта гидроизопьез гжельско-ассельского карбонатного комплекса ($C_{3g}-P_{1a}$), распространенного в центральной и северной частях района исследования. Анализ уровенной поверхности показывает, что абсолютные отметки уровня подземных вод для данного комплекса изменяются от 93 до 131 м, региональное снижение уровня происходит к северу. На общем фоне снижения уровня в районе г. Гусь-Хрустальный фиксируется куполообразная пьезометрическая поверхность с абс. отм. 120–131 м. Положение восточной части купола с абс. отм. 120–128 м обусловлено наличием области питания, поскольку в данном районе комплекс выходит

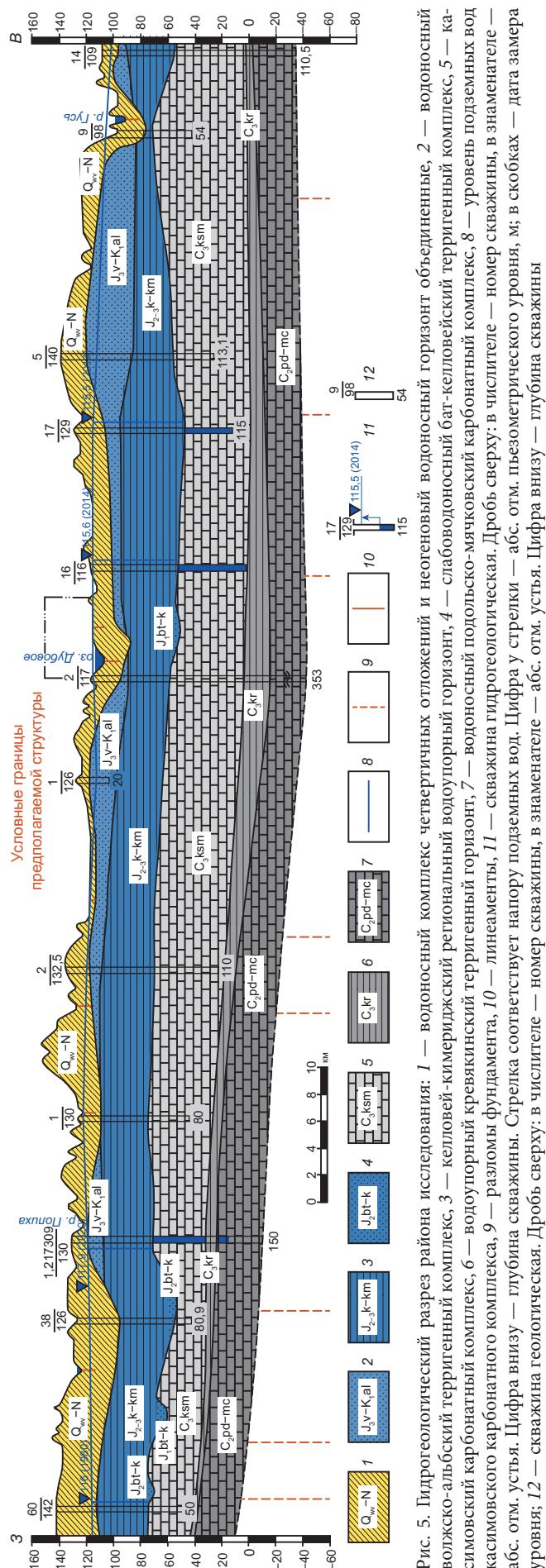


Рис. 5. Гидрогеологический разрез района исследования: 1 — водоносный комплекс четвертичных отложений; 2 — неогеновый водоносный горизонт объединенный; 3 — келловей-кимериджский региональный водоупорный горизонт; 4 — слабоводоносный бат-келловейский терригенный комплекс; 5 — карбонатный комплекс; 6 — водоносный подольско-мячковский карбонатный терригенный горизонт; 7 — водоносный волжско-альбский карбонатный комплекс; 8 — водоносный кривянинский терригенный горизонт; 9 — разломы фундамента; 10 — линеаменты; 11 — скважина гидрогеологическая. Дробь сверху в числителе — номер скважины, в знаменателе — абсолютная высота уровня вод. Цифра у стрелки — абсолютная отметка уровня; 12 — скважина геологическая. Цифра внизу — глубина скважины

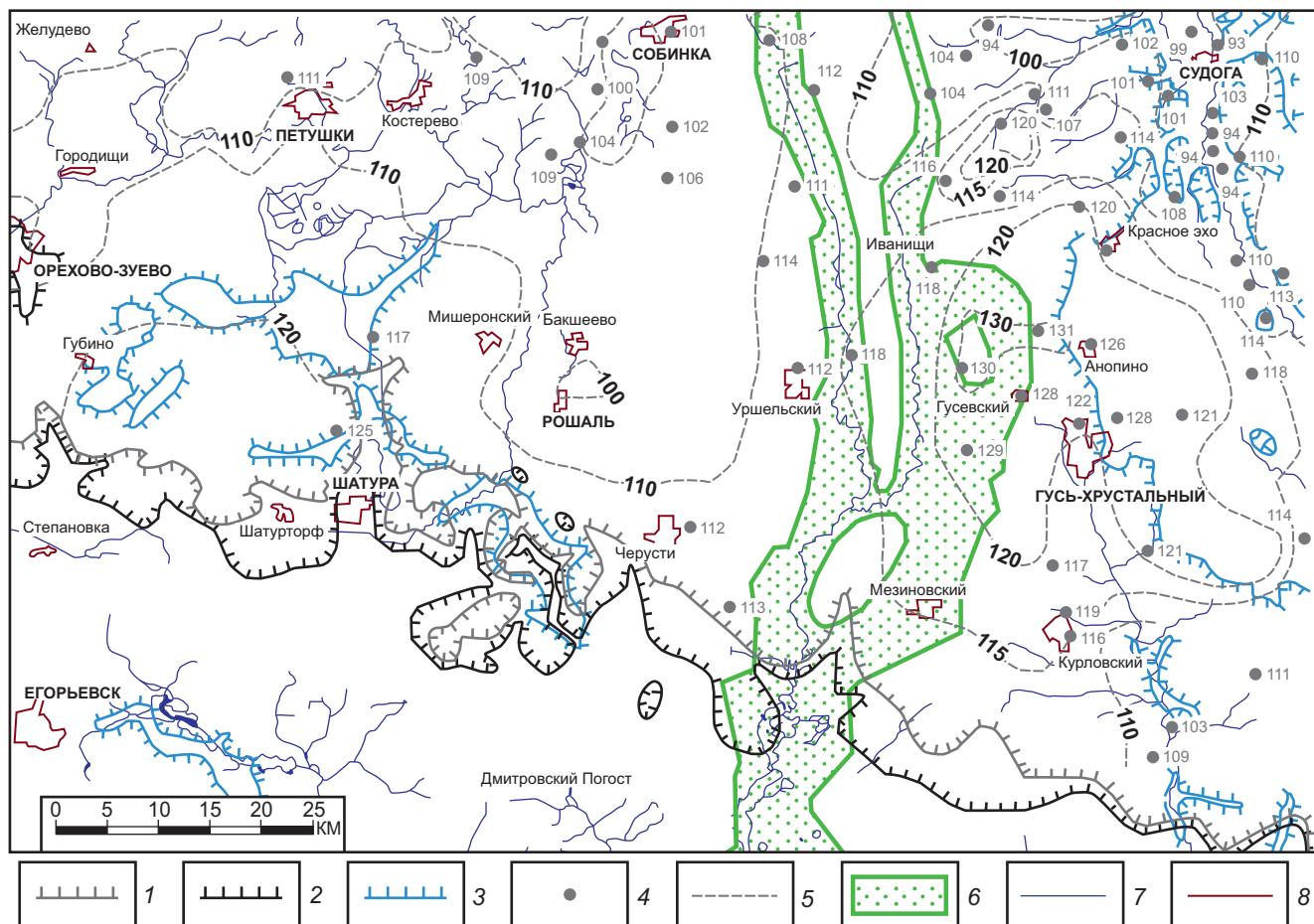


Рис. 6. Карта гидроизопез гжельско-ассельского карбонатного комплекса в районе исследования [Гидрогеологическая..., 1980; 19816]. Граница распространения: 1 — гжельско-ассельского карбонатного комплекса; 2 — водоупорного щелковского терригенного горизонта; 3 — водоупорного келловей-киммериджского верхнеюрского терригенного горизонта; 4 — скважина, цифра рядом — абр. отм. уровня подземных вод гжельско-ассельского карбонатного комплекса; 5 — гидроизопезы гжельско-ассельского карбонатного комплекса; 6 — Клепиковский прогиб; 7 — поверхностные водотоки и водоемы; 8 — населенные пункты

на дневную поверхность или перекрыт маломощной (0,5–5,0 м) днепровской мореной. Западная часть купола с максимальными абр. отм. около 130 м тяготеет к северной части Клепиковского прогиба, в пределах которого комплекс перекрыт водоупорным келловей-киммериджским верхнеюрским терригенным горизонтом. Формирование разрывных нарушений в пределах Клепиковского прогиба могло привести к образованию области повышенной проницаемости в келловей-киммериджском водоупорном горизонте, что в свою очередь обусловливает наличие области питания и соответственно положение западной части купола. Иначе положение купола, вероятно, было бы ограничено восточнее г. Гусь-Хрустальный, в месте выхода комплекса на дневную поверхность.

На рис. 7 представлена карта гидроизопез касимовского карбонатного комплекса (C_3ksm), широко распространенного в районе исследования. В центральной части района, в долине Великих Мещерских озер, комплекс залегает под келловей-киммериджским водоупорным горизонтом ($J_{2-3}k-km$), а в северной части комплекс отделен от вышелегающего гжельско-ассельского комплекса (C_3g-P_1a) щелковским водоупорным горизонтом (C_3sc).

В изучаемом районе абр. отм. уровня подземных вод водоносного касимовского карбонатного комплекса изменяются от 93 до 129 м. Подобно гжельско-ассельскому комплексу общее снижение уровня также происходит к северу. На основе анализа уровенной поверхности, можно отметить, что, максимальные абр. отм. уровня (118–129 м) фиксируются в северной части Клепиковского прогиба в виде куполообразной поверхности (см. рис. 7). Вероятно, здесь находится область питания комплекса за счет перетока из вышелегающего гжельско-ассельского комплекса, в котором ранее нами была отмечена подобная куполообразная поверхность.

В центральной части Клепиковского прогиба, где комплекс залегает непосредственно под келловей-киммериджским водоупорным горизонтом, абр. отм. уровня подземных вод составляют около 111–118 м. Северо-восточнее эта область «сливается» с подобными отметками в районе Туголесского прогиба и Уршельского поднятия. По данным Гидрогеологической съемки [Гидрогеологическая..., 1981a] в непосредственной близости от Великих Мещерских озер уровень касимовского водоносного комплекса устанавливается или выше уровня

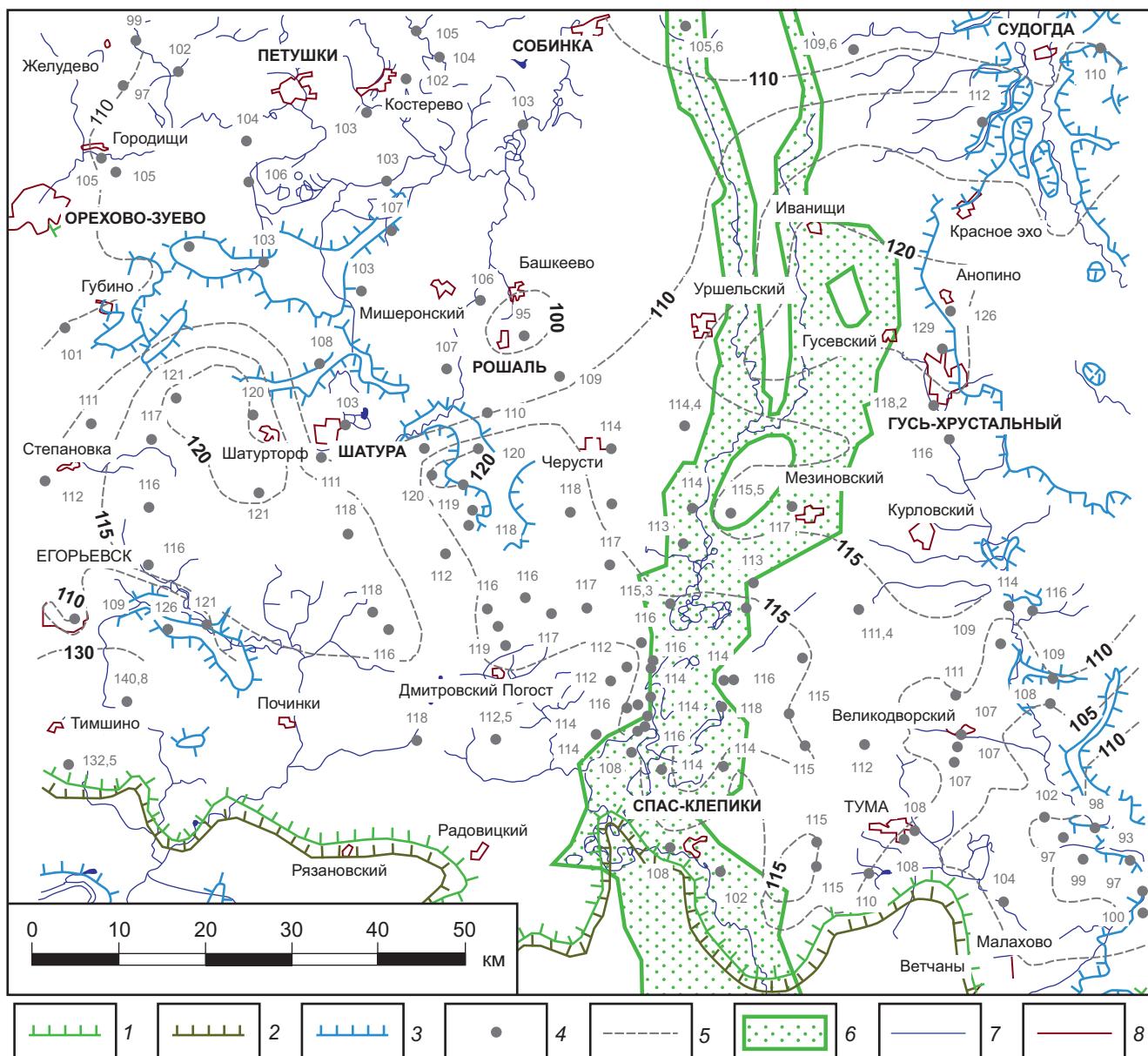


Рис. 7. Карта гидроизопез касимовского карбонатного комплекса в районе исследования [Гидрогеологическая..., 1974; 1981б; Государственная..., 1987]. Граница распространения: 1 — касимовского карбонатного комплекса; 2 — водоупорного кревякинского терригенного горизонта; 3 — водоупорного келловей-киммериджского верхнеюрского терригенного горизонта; 4 — скважина, цифра рядом — абс. уровни подземных вод касимовского карбонатного комплекса; 5 — гидроизопезы касимовского карбонатного комплекса; 6 — Клепиковский прогиб; 7 — поверхностные водотоки и водоемы; 8 — населенные пункты

грунтовых вод (на 1–3 м), или на одинаковых с ним отметках (115–114 м). Следовательно, происходит питание четвертичного водоносного комплекса, озер и болот водами касимовского комплекса [Гидрогеологическая..., 1981а]. Также по результатам данной съемки отмечается, что в долине р. Пра и вблизи озер Великое и Дубовое происходит питание четвертичных отложений водами подольско-мячковского водоносного комплекса.

Таким образом, можно отметить, что к северной части Клепиковского прогиба приурочена область питания касимовского карбонатного комплекса, а к южной — его область разгрузки.

Выполненный анализ гидрогеологических условий и уровенной поверхности гжельско-ассельского

и касимовского карбонатных комплексов показывает, что к северной части Клепиковского прогиба, вероятно, приурочена область питания водоносных комплексов, а в центральной части прогиба, в долине Великих Мещерских озер, сформирована область разгрузки подземных вод.

Эти предположения подтверждаются результатами ранее выполненных региональных работ, проведенных в районе исследования.

В 1970 г. на территории центральной части Мещерской низменности Московской геологогидрогеологической экспедицией была произведена разведка под крупный водозабор для водоснабжения г. Москвы. По результатам выполненных работ отмечена гидравлическая взаимосвязь касимовского

комплекса с водами рек, озер (Иванковское, Шагара, Дубовое, Великое и др.) и болот. Доказано, что питание глубоких замкнутых озер связано с разгрузкой подземных вод касимовского водоносного комплекса [Гидрогеологическая..., 1981а].

Также следует отметить, что по результатам съемки [Гидрогеологическая..., 1981а] в районе трех озер (Белое у д. Белое, Белое у д. Дубасово и Филееевское) отмечена Белоозерская зона повышенной трещиноватости в породах каменноугольного возраста субширотного простирания, отраженная в линеаментах (рис. 1, 4).

По результатам гидрохимического опробования отмечено, что на отдельных участках в районе Великих Мещерских озер, а также южнее в пределах широтной зоны повышенной трещиноватости, состав подземных вод касимовского водоносного комплекса меняется с гидрокарбонатного кальциево-магниевого или магниево-кальциевого на гидрокарбонатно-сульфатный и сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый. Там же отмечаются наибольшие значения минерализации (от 0,5 до 0,7 г/л) и общей жесткости (до 8,8 мг-экв/л). Предполагается, что в этих местах происходит подпитывание касимовского комплекса мячковско-поздольскими водами [Гидрогеологическая..., 1981а].

В исследуемом районе обнаружена вертикальная циркуляция вод через водоупорный келловей-киммериджский верхнеюрский терригенный горизонт. В пределах Великих Мещерских озер коэффициент фильтрации глинистых пород водоупора достигает $5 \cdot 10^{-3}$ – $3 \cdot 10^{-2}$ м/сут [Гидрогеологическая..., 1981б].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000 / Кордун Б.М., Журавлев А.В., Евстафева С.М. Сер. Московская. Лист N-37-X. Объясн. зап. Министерство геологии СССР. Второе гидрогеологическое управление. М., 1971. 135 с.

Гидрогеологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Серия Московская. Лист N-37-IV. М., 1980; Лист V. М., 1975; Лист X. М., 1950; Лист XI. М., 1974.

Гидрогеологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000 / Квятковская Г.Н. Сер. Московская. Лист N-37-XI (Тума). Объясн. зап. ПГО «Центргеология». М., 1981а. 111 с.

Гидрогеологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000 / Лачинова Н.С. Сер. Московская. Лист N-37-V (Судогда). Объясн. зап. ПГО «Центргеология». М., 1981б. 105 с.

Глухова С.А., Пинигин О.В., Расторгуев А.В. Роль присдвиговых структур растяжения в субвертикальной фильтрации водонапорной системы Московского артезианского бассейна // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 1. С. 97–109.

Государственная геологическая карта Российской Федерации / Кузьмин А.Н., Кириков В.П., Лукьянова Н.В.,

Заключение. Клепиковский прогиб представляет собой новейшую структуру, развитую в пределах Мещерской впадины. Он наследует древнюю синклиналь, юрскую долину, а в четвертичное время прогиб являлся долиной стока талых вод московского оледенения. Широкое развитие глинистых отложений в его разрезе обуславливает интенсивную заболоченность территории. Современная тектоника определяет дифференциацию и морфологию прогиба. Небольшие локальные поднятия, не ясно выраженные в рельефе, влияют на его простирание и строение.

Выполненный анализ гидрогеологических условий показывает, что к северной части Клепиковского прогиба приурочена область питания подземных вод гжельско-ассельского и касимовского водоносных комплексов. В центральной части Клепиковского прогиба, в долине Великих Мещерских озер, происходит разгрузка подземных вод касимовского водоносного комплекса в водоносные горизонты четвертичных отложений и затем — в поверхностные воды озер и болот. Формирование областей питания и разгрузки подземных вод происходит, главным образом, за счет «ослабленных» зон в разделяющих водоупорных горизонтах, образованных за счет тектонического фактора. Таким образом, в пределах центральной и восточной частей Мещерской впадины влияние новейшей тектоники региона на гидрогеологические условия выражено в формировании локальных зон восходящего и нисходящего движения подземных вод региональных напорных водоносных горизонтов среднего и верхнего карбона.

Максимов А.В. и др. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист N-37. М., 2015.

Государственная гидрогеологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000 / Кабанов Ю.Н., Меньшенин О.А., Шик Е.М. Сер. Московская. Лист N-37-IV (Шатура). Объясн. зап. ПГО «Центргеология». М., 1987. 167 с.

Kopp M.L. Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 552).

Лилиенберг Д.А. Развитие и совершенствование картирования современных тектонических движений // Современные движения земной коры: Морфоструктуры, разломы, сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 60–68.

Макаров В.И., Бабак В.И., Гаврюшова Е.А., Федонкина И.Н. Новейшая тектоническая структура и рельеф Москвы // Геоэкология. 1998. № 4. С. 3–20.

Сорокин А.Н. Шагара 4 как геоархеологический источник // Материалы охранных археологических исследований. Т. 20. М.: ИА РАН, 2017. С. 216.

УДК 622.276+556.3.01
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-35-44

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ТРАССЕРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ АДАПТАЦИИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Александр Сергеевич Редькин^{1✉}, Анна Вадимовна Корзун²,
Никита Валерьевич Шарунов³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; RedkinAS.97@yandex.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; a_korzun@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; sharunov.nv@yandex.ru

Аннотация. К текущему моменту накоплен большой массив результатов трассерных исследований, которые в основном анализируются без дальнейшего использования в численном гидродинамическом моделировании, несмотря на то, что в большинстве коммерческих гидродинамических симуляторов имеются модули по моделированию трассеров. Использование результатов трассерных исследований восполняет это упущение и позволяет выбирать модель фильтрации, уточнять как фильтрационно-емкостные свойства продуктивных отложений межскважинного пространства, так и тип пустотного пространства, что может служить ценнейшим фактическим материалом для анализа и проектирования разработки.

Ключевые слова: каналы с низким фильтрационным сопротивлением, трещины авто-гидроразрыва пласта, адаптация гидродинамических моделей, гидродинамическое моделирование, индикаторные исследования, трассерные исследования

Для цитирования: Редькин А.С., Корзун А.В., Шарунов Н.В. Использование результатов трассерных исследований для адаптации гидродинамических моделей нефтяных месторождений // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 4. С. 35–44.

APPLICATION OF TRACER STUDIES RESULTS FOR ADAPTATION OF HYDRODYNAMIC MODELS OF OIL FIELDS

Aleksandr S. Redkin^{1✉}, Anna V. Korzun², Nikita V. Sharunov³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; RedkinAS.97@yandex.ru

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; a_korzun@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; sharunov.nv@yandex.ru

Abstract. To date, a large array of tracer results has been accumulated, which are mainly processed analytically without further use in numerical hydrodynamic modelling, despite the fact that most commercial hydrodynamic simulators have modules for tracer modelling, which is undoubtedly an omission. Using the results of tracer studies makes it possible to select a filtration model, to specify both filtration-capacitance properties of productive sediments of the interwell space and the type of void space, which can serve as valuable factual material for analyses and development design.

Keywords: channels with low filtration resistance, auto-fracturing fractures, adaptation of hydrodynamic models, hydrodynamic modelling, indicator studies, tracer studies

For citation: Redkin A.S., Korzun A.V., Sharunov N.V. Application of tracer studies results for adaptation of hydrodynamic models of oil fields. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 4: 35–44. (In Russ.).

Введение. Гидродинамические модели месторождений (ГДМ) являются одним из основных инструментов для принятия решений при разработке нефтяных залежей, в связи с этим качество их адаптации и полнота задаваемых данных безусловно важны. Адаптация гидродинамических моделей нефтяных месторождений является обязательным шагом моделирования, и этот процесс является сложным, многостадийным, требующим значительных временных затрат. Один из калибруемых параметров — проницаемость. На разрабатываемых месторождениях довольно часто проводятся инди-

каторные (трассерные) исследования, при которых может оцениваться данный параметр.

Проведение трассерных исследований в нефтяном деле заключается в закачке заданного объема меченой жидкости в контрольную нагнетательную скважину (пакетный запуск). После этого жидкость вытесняется к добывающим скважинам вытесняющим агентом (водой). На устье добывающих скважин отбираются пробы и анализируются на наличие индикатора и его концентрации. По результатам анализа строятся графики изменения концентрации индикатора во времени (выходная кривая) для каж-

дой добывающей скважины. Форма и количество пиков на графиках характеризует неоднородность поля проницаемости между нагнетательной и добывающей скважинами, в том числе наличие каналов с низким фильтрационным сопротивлением (НФС). Под каналами НФС подразумеваются протяженные высокопромытые пропластки или трещины автогидроразрыва пласта, формирующиеся при длительной закачке воды под давлением в нагнетательную скважину [Медведский, 1997].

Каналы НФС могут иметь как природный, так и техногенно-природный характер. Так, А.А. Изотов и Д.Г. Афонин выделяют ряд факторов, обуславливающих образование каналов НФС в пластах нефтяных месторождений: 1) существование в породе естественной микро трещиноватости; 2) температурные напряжения при охлаждении пласта закачиваемой водой; 3) периодические остановки нагнетательных скважин; 4) давление нагнетания, превышающее давление авто-ГРП [Изотов, Афонин, 2021]. При периодических остановках нагнетательных скважин или изменении их приемистости в коллекторе происходит изменение поля напряжений, а последующая закачка с увеличенным давлением приводит к возникновению гидроудара, что провоцирует образование новых трещин под углом к существующим. Также предполагалось, что образование данных трещин происходит в радиальном направлении от нагнетательной скважины, при этом в процессе длительной закачки со временем некоторые из них удлиняются в направлении добывающих [Изотов, Афонин, 2021]. Данный процесс приводит к преждевременной обводненности скважины, и вода начинает бесполезно циркулировать по сети трещин.

Трассерные исследования дают возможность оценить проницаемость пород по направлению и тип фильтрационной среды (поровая или трещинная). Полученные значения проницаемости по направлениям необходимо вносить в постоянно действующие ГДМ, что часто выполняется формально или вообще не делается ввиду отсутствия методики по данной тематике.

Учет образованных каналов НФС при гидродинамическом моделировании позволит оценить их вклад в обводненность добывающих скважин, который по оценкам А.И. Ипатова и М.И. Кременецкого на одной добывающей скважине может составлять до 15–20% [Ипатов, Кременецкий, 2010]. В настоящей работе для анализа трассерных исследований на гидродинамической модели использовался программный комплекс tNavigator [tNavigator..., 2023]. Данный комплекс позволяет моделировать однофазную и многофазную фильтрацию в средах как с одинарным (single porosity), так с двойным типом пустотного пространства (dual porosity).

На сегодняшний день не существует устоявшегося методического подхода к моделированию каналов НФС на гидродинамических моделях,

поэтому **целью** данного исследования являлся анализ методов моделирования каналов НФС при адаптации гидродинамических моделей. Первый метод — создание среды с двойным типом пустотного пространства — двойной проницаемости (ключевое слово — DUALPERM в программном комплексе tNavigator), второй метод — задание высокопроницаемых каналов путем задания несоседних соединений (ключевое слово — NNC). Несоседние соединения — это дополнительные гидродинамические связи (соединения) между двумя несоседними ячейками, обладающие нулевым поровым объемом и указанной проводимостью.

Изучаемые отложения. В рамках данной работы изучались отложения викуловской свиты месторождения Красноленинского свода, входящие в апт-альб-сеноманский водоносный комплекс. Гидродинамическая модель создана для трех нефтепродуктивных пластов ВК₁₋₃, имеющих преимущественно алеврито-песчаный состав с прослойями глин. Песчаные и глинистые пласти часто характеризуются микрослоистым линзовидным строением. Продуктивные коллекторы викуловской свиты сложены крупно- и средне-мелкозернистыми песчаниками, крупно- и среднезернистыми алевролитами, имеющими слоистое строение и содержащими большое количество пелитовой фракции [Цветкова и др., 2021]. Строение отложений викуловской свиты в районе Красноленинского свода осложнено врезанной речной долиной ВК₂₋₃врез, но изучаемый в данной работе куст скважин их не вскрывает.

До 2000-х годов разработка данных отложений была экономически нецелесообразна ввиду их низкой проницаемости. Затем с активным развитием технологии ГРП пласти были введены в эксплуатацию. Частое проведение ГРП также могло спровоцировать появление и рост трещин авто-ГРП, в результате чего наблюдался резкий рост обводненности нефти.

Анализ исходной гидродинамической модели-врезки для отложений викуловской свиты. В исследовании использовалась модель-врезка по трем пластам викуловской свиты ВК₁₋₃. Общая мощность моделируемых отложений 44–55 м. Модельный размер ячейки по вертикали составляет 10 см, по горизонтали — 100 м. Характерные значения абсолютной проницаемости по X и Y направлениям составляют от 20 до 704 мД, пористости — от 0,1 до 0,3 д.е.

Средние значения невязки по текущим дебитам на все время моделирования составляло порядка 20% по нефти и 20% по воде (рис. 1). Высокая максимальная невязка связана с недостатком в модели точной информации по характеристикам проведенных ГРП, а также с неучтеным источником обводненности. По результатам предварительной автоадаптации коэффициент проницаемости был увеличен в 1,3 раза по направлению X, Y и в 2 раза по Z, что позволило сделать предположение о заниженных значениях проницаемости на модели.

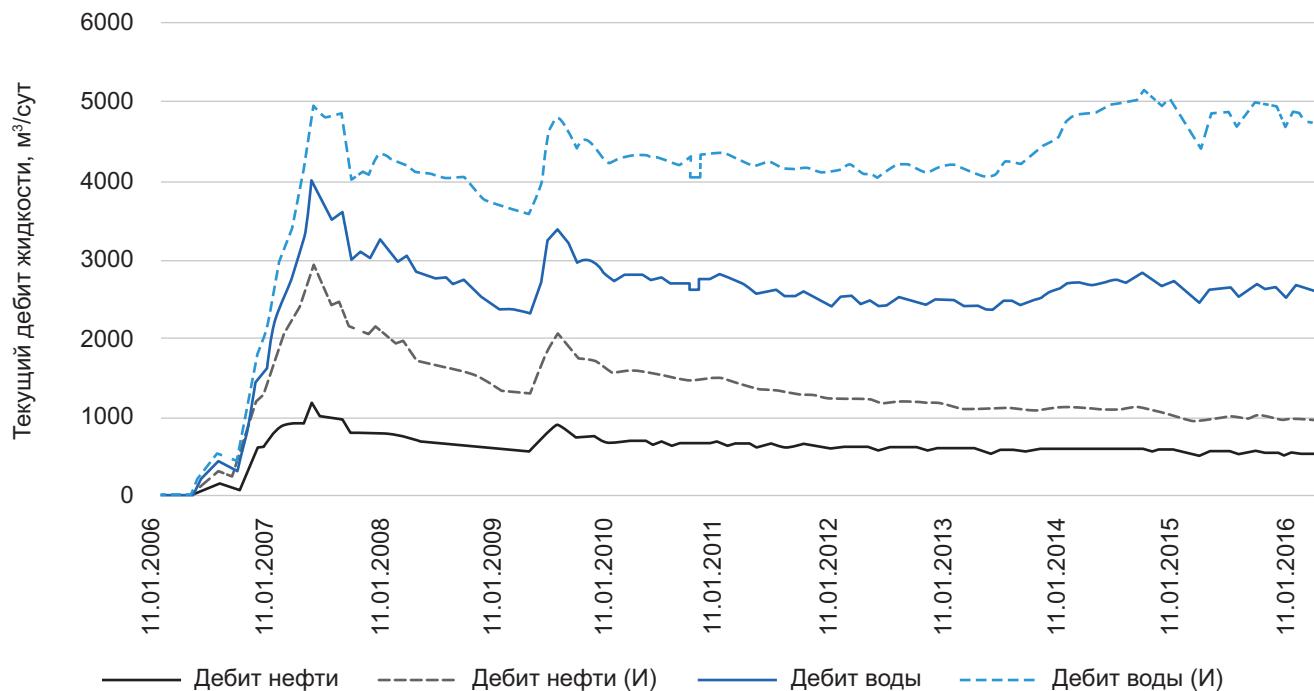


Рис. 1. Модельные графики текущих дебитов после базовой адаптации (макс. невязка по нефти — 40%, по воде — 46%)

В дальнейшем данные автоадаптации не использовались при моделировании каналов НФС.

Расчет проницаемости аналитическим методом с использованием линий тока. Перед расчетом проницаемостей проводился анализ линий тока на существующей гидродинамической модели в пределах исследуемого куста скважин для приблизительной оценки траектории движения частиц трассера по пласту (рис. 2). В дальнейшем в расчетах в качестве расстояния от нагнетательной до добывающих скважин использовалась траектория наиболее часто встречающейся линии тока в направлении к каждой добывающей скважине.

Расчеты проницаемости проводились по алгоритму, описанному в методическом руководстве по приемке, анализу и систематизации результатов трассерных исследований в организациях группы «Лукойл» [Санников и др., 2012]. При расчетах использовалось распределение скоростей фильтрации на объекте исследования (рис. 3), полученное по результатам трассерных исследований. Градиент давления (ΔP) был взят по модельным данным.

Минимальные значения скорости фильтрации, полученные по трассерным исследованиям, соответствуют **поровым каналам фильтрации** (рис. 3) и их проницаемость (K_{\min}) была рассчитана по формуле [Санников и др., 2012]:

$$K_{\min} = \frac{n \mu_w L^2}{t \Delta P \cdot i \cdot f_w}, \quad (1)$$

где ΔP — разница забойных давлений между скважинами, Па; n — средняя пористость коллектора по данным геофизических исследований скважин; f_w — средняя для участка исследования относитель-

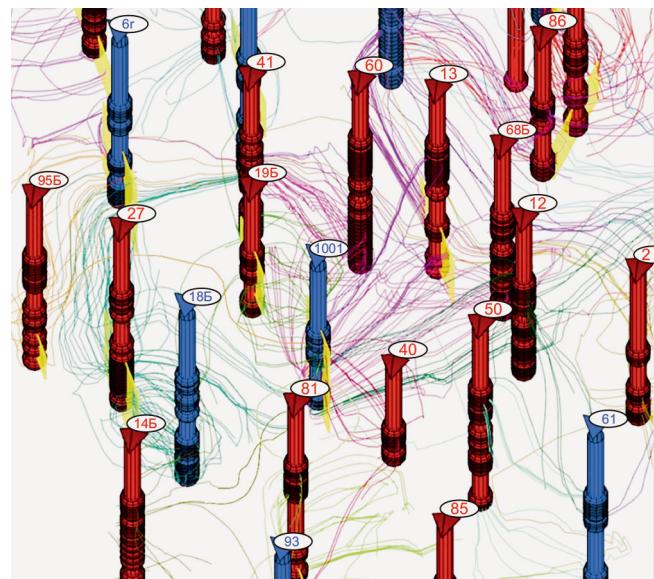


Рис. 2. Рассчитанные на гидродинамической модели в RFD tNavigator линии тока для исследуемого куста нагнетательной скважины № 1001 (синим цветом обозначены нагнетательные скважины, красным — добывающие. Линии тока до каждой добывающей скважины имеют свой цвет — данные траектории использовались при расчетах)

ная проницаемость по воде; μ_w — вязкость воды в пластовых условиях, сП; L — траектория движения частицы (линия тока), м; t — время регистрации прихода порции трассера от начала опыта, сут.

В пределах изучаемого куста скважин среднее значение пористости коллектора по данным геофизических исследований скважин — 0,2, средняя относительная фазовая проницаемость по воде — 0,5 д.е. Результаты расчетов K_{\min} представлены в табл. 1.

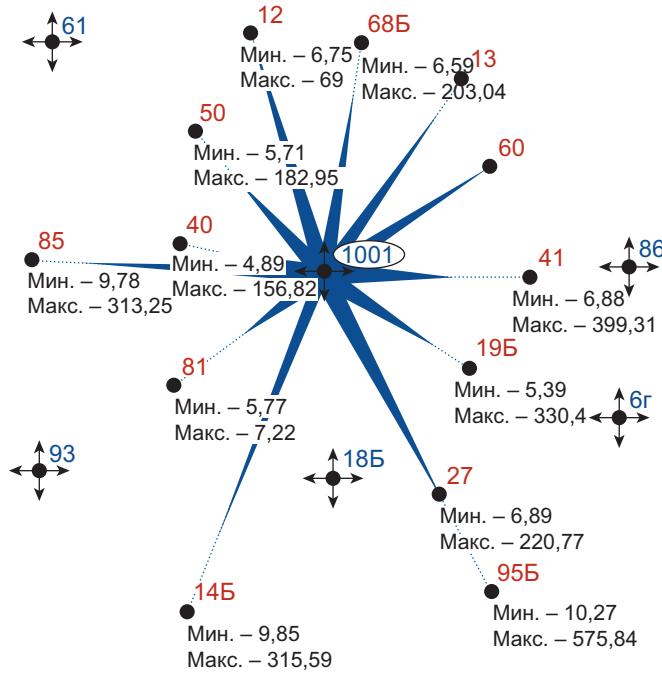


Рис. 3. Распределение скоростей фильтрации в районе нагнетательной скважины № 1001

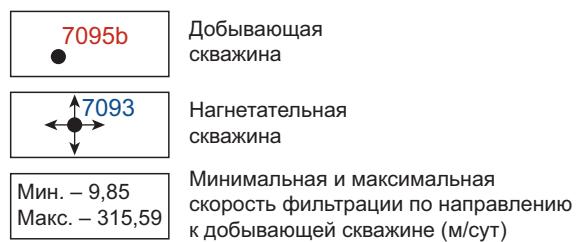


Таблица 1

Рассчитанные с использованием модельных линий тока значения проницаемости для поровой среды (K_{\min}) и каналов НФС (K_{\max})

№ доб. скв.	Траектория модельных линий тока, м	t_{\min} , сут	t_{\max} , сут	Модельное ΔP , МПа	μ , СП	K_{\max} , мД	K_{\min} , мД
14Б	956	3,03	97,06	16,6	0,41	8738,9	109,1
85	874	2,79	89,37	5,9		22311,9	278,6
40	438	2,79	89,57	8,8		3753,0	46,8
50	535	2,92	89,84	5,7		7591,4	107,5
19Б	483	1,46	89,61	20,6		3724,8	24,3
27	677	2,79	89,55	18,6		3521,2	52,9
95Б	1189	1,54	86,56	16,8		26208,4	186,96
81	554	71,19	89,08	8,1		255,9	81,8
60	564	5,72	83,56	10,4		2482,2	70,4
68Б	589	2,9	83,31	9,5		6063,5	84,3
41	718	1,5	89,8	9,5		12489,9	116,1
13	642	4,46	83,38	15,6		2589,7	60,9
12	629,2	8,72	89,19	7,8		2560,5	109,4

Максимальные же значения скорости фильтрации характеризуют **трещины**, и при расчетах их проницаемости (K_{\max}) по формуле 1 пористость коллектора (n) и относительная проницаемость по воде (f_w) принимаются равными единице. Связано это с тем, что трещины представляют собой каналы НФС, имеющие преимущественное водонасыщение. Так формирование данных каналов объясняется ручейковой теорией фильтрации, сформулированной Р.И. Медведским. Согласно данной теории, нагнетание воды в продуктивные пластины вследствие неоднородности реальной пористой среды приводит к образованию отдельных ручейков, по

которым вода движется от нагнетательной до добывающих скважин [Медведский, 1997]. В процессе эксплуатации месторождения с использованием системы ППД устойчивая фильтрация при высоких градиентах давления по сформированным ручейкам приводит к возникновению каналов с высокой проницаемостью.

Моделирование закачки трассера на базовой модели с поровым типом пустотного пространства. Моделирование трассерных исследований выполнялось в программном комплексе RFD t-Navigator с использованием модуля закачки трассера (ключевое слово в используемом гидродинамическом симуляторе — TRACER). Закачка трассера в объеме 100 м³ устанавливалась пакетным запуском в нагнетательную скв. № 1001, миграция трассера устанавливалась только по водной фазе.

Базовая исходная модель была построена с одним типом пустотного пространства — поровым. Рассчитанные аналитически минимальные значения проницаемости (K_{\min}) практически по всем направлениям совпали с модельными значениями (от 40 до 704 мД) и не изменялись, высокие же максимальные значения проницаемости (K_{\max}) задавались в гидродинамическую модель на базовой сетке с одним типом пустотного пространства — поровым.

Однако данный способ не позволил получить корректные результаты изменения концентрации трассера в добывающих скважинах. Время прихода трассера при пакетном запуске рассчитывается по пику концентрации. Так, приход первых порций трассера в добывающие скважины был зафиксирован на модели в 2015 г., т.е. через 6 лет (1457 дней) (рис. 4), фактические же времена прихода составили от нескольких суток до нескольких месяцев.

Моделирование каналов НФС. Ранее рядом исследователей выдвигались предположения о типах

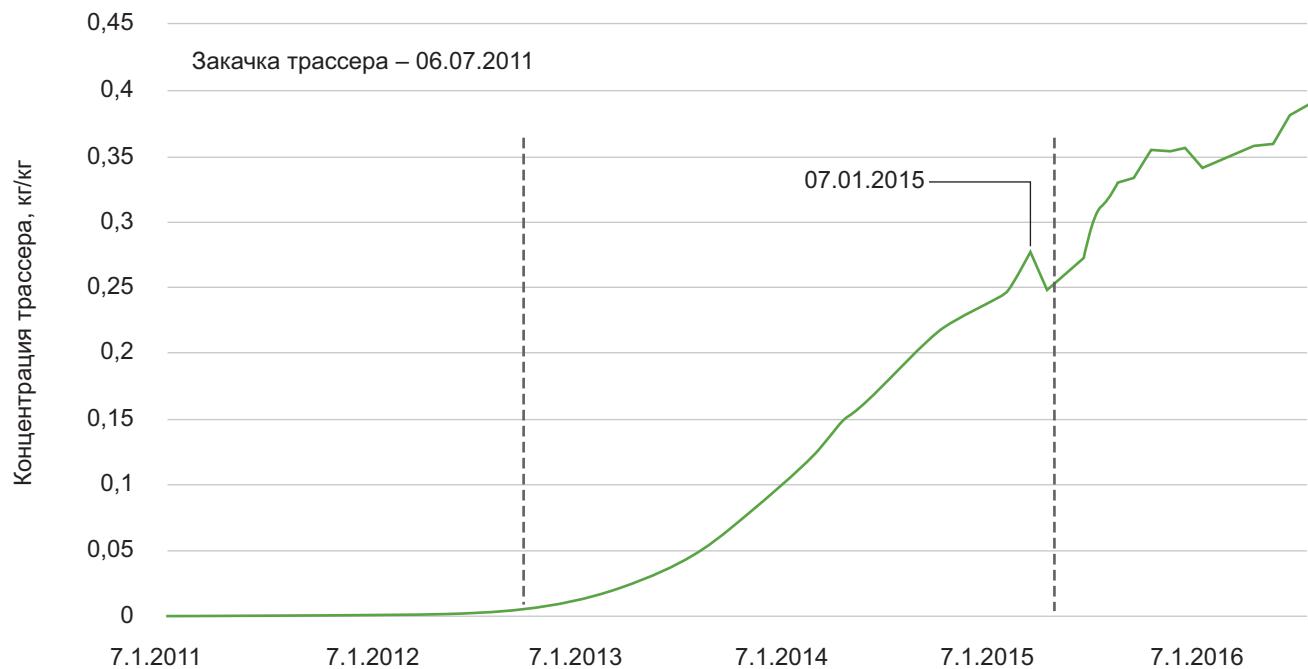


Рис. 4. График изменения концентрации трассера в добывающей скважине № 12 на модели с заданной проницаемостью для порового пространства. Вертикальными пунктирными линиями выделена порция трассера, зафиксированная в добывающей скважине

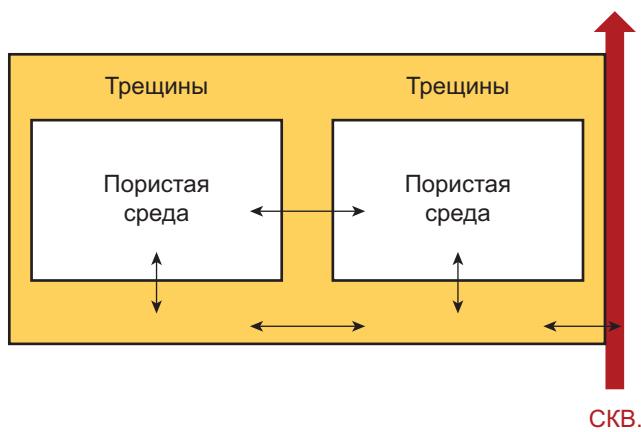


Рис. 5. Модельная сетка в моделях двойной проницаемости

фильтрационной среды и возможных моделях пустотного пространства при наличии каналов НФС. Р.И. Медведский считал, что при формировании сети каналов, по которым движется нагнетаемая вода с давлением, значительно превышающим давление в блоках большей части породы, создается среда с двойной пористостью [Медведский, 2002]. В работе [Ипатов, Кременецкий, 2010] также отмечено, что при обработке гидродинамических исследований скважин в условиях сформированных каналов НФС наиболее подходящей интерпретационной моделью является «неограниченный пласт с вертикальной трещиной», реже — «двойная пористость/проницаемость».

В ходе данного исследования было реализовано два способа моделирования каналов НФС на постоянно действующих гидродинамических моделях: 1) использование моделей с **двойной проницаемостью** (ключевое слово — DUALPERM) (рис. 5);

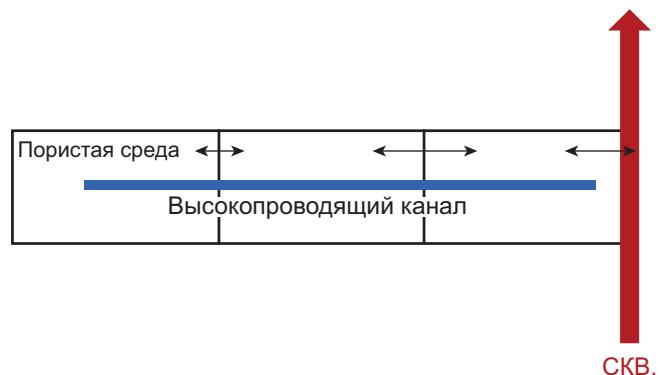


Рис. 6. Модельная сетка с заданным высокопроницаемым каналом (NNC)

2) задание **высокопроводящих каналов** с известным значением проводимости [мД·м] (несоседние соединения, ключевое слово — NNC) (рис. 6).

При моделировании необходимо задание собственных свойств ОФП для каналов НФС, генезис которых, как уже было отмечено ранее, может быть связан с формированием высокопромытых пропластков или раскрытыми под давлением трещинами авто-ГРП. Е.М. Смеховым было сделан вывод о том, что в трещинах толщиной более 10 микрон невозможно образование мениска, и капиллярные силы практически не играют роли при фильтрации по системе трещин [Райсс, 2012]. Капиллярными явлениями, и в частности, насыщенностью системы трещин связанный водой обычно в них можно пренебречь. Отсутствие капиллярного давления приводит к спрямлению кривых на графике свойств относительных фазовых проницаемостей (ОФП) вода-нефть. В связи с этим в обоих вышеуказанных



Рис. 7. График концентрации трассера в скв. № 12 в модели с двойной проницаемостью (кл. слово DUALPERM). Вертикальными пунктирными линиями выделена порция трассера, зафиксированная в добывающей скважине

способах моделирования для каналов НФС были заданы кривые ОФП, **линейно зависящие от насыщенности**.

На практике оценить количество связанной воды и остаточную нефтенасыщенность в канале НФС или же трещине довольно трудно. В опубликованной литературе схожие свойства ОФП предлагаются и моделируются для трещиновато-пористых коллекторов [Афанаскин и др., 2019] и трещин гидроразрыва пласта [Афанаскин, Королев, 2015].

Модель двойной проницаемости используется в случаях, когда в резервуаре флюиды находятся в двух взаимосвязанных системах: *матрице* — это горная порода, которая составляет большую часть объема резервуара, и *трещине* — это разрывы сплошности горных пород, обладающие большей проницаемостью [tNavigator ..., 2023]. Фильтрация на гидродинамической сетке происходит как по поровому пространству (по блокам матрицы), так и по трещинам (рис. 5).

Для того, чтобы излишне не усложнять модель, сеть трещин моделировалась только для выявленных по результатам трассерных исследований высокопроницаемых каналов. На остальной части модельной сетки пористость для трещин указывалась нулевой, в результате чего фильтрация в этих областях происходила только по ячейкам матрицы. В таком случае может быть использована только модель с двойной проницаемостью, так как на модели с двойной пористостью (ключевое слово — DUALPORO) фильтрация флюида осуществляется только по сети трещин.

Проницаемость каналов НФС была принята по результатам аналитических расчетов с использованием модельных линий тока. Значения пористости подбирались путем варьирования данного

параметра до получения близкого к фактическому модельному времени прихода порций трассера к добывающей скважине. Полученное эквивалентное значение пористости составило от $0,1 \cdot 10^{-3}$ до $0,3 \cdot 10^{-3}$. С учетом того, что модельные ячейки имеют прямоугольную форму, ширина канала НФС может быть рассчитана следующим образом.

Модельный размер ячейки:

$$100 \times 100 \times 1 \text{ м} = 10000 \text{ м}^3,$$

$$V_{\text{канала}} = V_{\text{породы}} \cdot \text{экв. пор.}$$

Предполагаемая эквивалентная пористость канала НФС: 0,0001–0,0003,

$$V_{\text{канала}} = 10000 \text{ м}^3 \cdot (0,0001 - 0,0003) = 1-3 \text{ м}^3.$$

Высота ячейки: 0,1 м = 10 см.

Ширина канала НФС с заданной экв. пористостью:

$$1-3 \text{ м}^3 / (100 \text{ м} \cdot 0,1 \text{ м}) = 0,1-0,3 \text{ м.}$$

По результатам моделирования на **модели с двойной проницаемостью** время прихода трассера к добывающей скважине составило — 32 дня. По фактическим же результатам приход первой порции трассера был зарегистрирован через 8 дней (табл. 1). Оставшаяся разница во временах прихода порций трассера может быть связана с недостаточно высоким качеством адаптации модели (среднее значение невязки по воде — 20%). Тем не менее, по сравнению с результатами на первоначальной базовой модели с поровым типом фильтрационной среды результаты были улучшены — 32 дня (рис. 7) сравнительно с 1456 днями (рис. 4).

Также в модели с двойным типом пустотного пространства задавался явный размер каналов

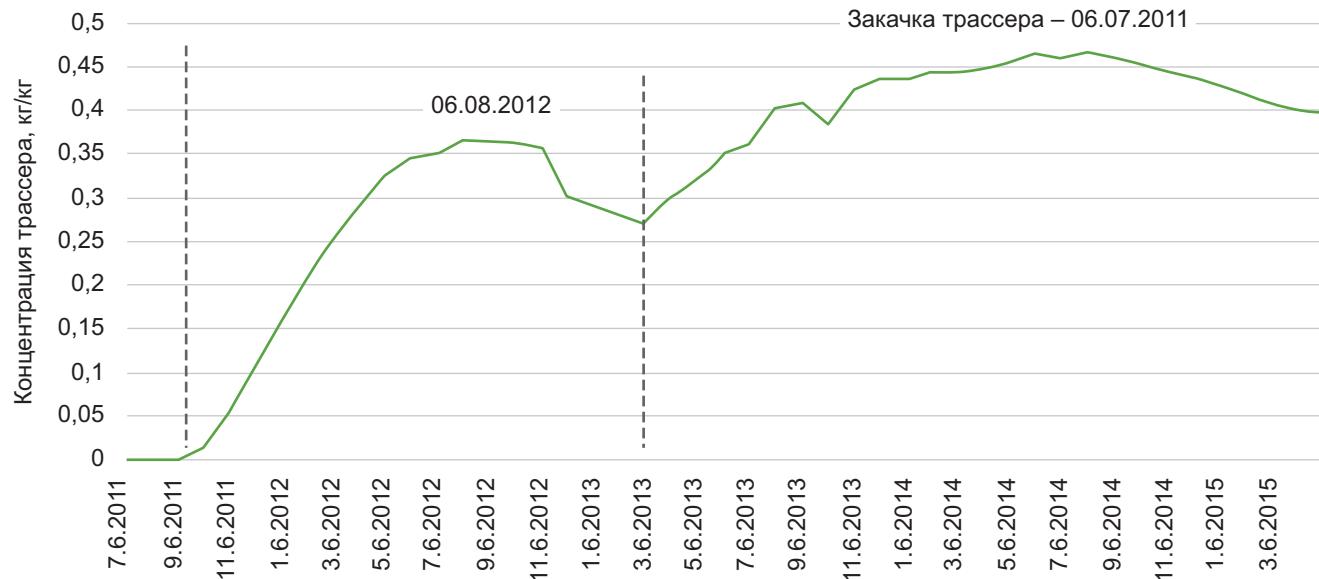


Рис. 8. График концентрации трассера в скв. № 12 в модели с заданным высокопроницаемым каналом (кл. слово NNC). Вертикальными пунктирными линиями выделена порция трассера, зафиксированная в добывающей скважине

НФС посредством локального измельчения сетки трещин (ключевое слово LGR). При моделировании измельченных сеток поток рассчитывается отдельно от основной сетки. Гидродинамическая связь в таком случае реализуется созданием несоседних соединений от глобальной ячейки до каждой граничной локально измельченной. Однако полученное распределение трассера в данной модели и изменение концентрации в добывающей скважине не соответствует фактическому. Изменение концентрации трассера во времени в добывающей скважине имеет тренд бесконечного роста, и в дальнейшем данная функция не использовалась.

Моделирование каналов НФС (задание высокопроницаемых каналов) имеет более упрощенную по сравнению с первым способом методику задания исходных параметров. С использованием ключевого слова NNC для каналов необходимо задавать только траекторию и проводимость — T [мД·м] непосредственно на ранее построенной сетке с поровым типом среды. При этом ячейкам, которые пересекает высокопроницаемый канал, также присваиваются свойства ОФП, характерные для трещинного типа пустотного пространства (рис. 6).

Траектория каналов НФС задавалась по линиям тока от нагнетательной к добывающим скважинам, проводимость — из рассчитанных значений проницаемости (табл. 1) исходя из высоты каналов 10 см. Вычисление проводимости несоседнего соединения в разных гидродинамических симуляторах проводится с учетом различных поправок (например, коррекции наклона несоседнего соединения и эффективной мощности блока), а усредненно может быть представлено формулой:

$$T = \frac{KA}{L},$$

где T — проводимость, мД·м; K — проницаемость, мД; A — площадь поперечного сечения, м²; L — длина несоседнего соединения, м.

Для сетки размерами $100 \times 100 \times 0,1$ м проводимость между двумя ячейками рассчитывается следующим образом:

$$T = 22311 \cdot 100 \cdot 0,1 / 100 = 2231,19 \text{ [мД·м].}$$

Полученный график концентрации в добывающей скв. № 12 на модели с высокопроводящими каналами приведен на рис. 8. Первые большие доли пакетного объема трассера поступили в скважину уже через 38 дней. Однако пик концентрации на данном графике имеет более плавную слаженную во времени форму, в связи с чем модельное время прихода всей порции трассера формально составило 366 дней, при фактическом 9 суток (табл. 1). Можно отметить, что при моделировании канала НФС вторым способом в скважину приходит больший пакетный объем трассера. Это может быть связано с характерными особенностями фильтрации на сетках пористого типа с принудительно заданными несоседними соединениями — NNC. На подобных моделях может отмечаться излишне высокая сосредоточенность линий тока вблизи высокопроводящих каналов, таким образом они концентрируют в себе большой объем потока. Предположительно в природных условиях в каналах НФС такой эффект будет менее выражен.

Модельные графики концентрации трассера в добывающей скважине, полученные на моделях с заданными разными способами каналами НФС, имеют различную форму и время прихода порций (рис. 7; 8).

Также для оценки достоверности моделей было проведено их сравнение по величинам полученных невязок дебитов воды. Датой выявления каналов

Таблица 2

Сравнение методик моделирования каналов НФС

Модель с двойным типом пустотного пространства (ключевое слово — DUALPERM)	Модель одинарной пористости с каналами высокой проводимости (ключевое слово — NNC)
<i>Способ задания канала НФС</i>	
Задание сетки трещин для каналов НФС с эквивалентной пористостью, заниженной в 10^{-3} раз по сравнению с исходной пористостью	Задание канала на сетке с пористым типом пустотного пространства только свойствами проводимости [мД·м]
<i>Полученные результаты</i>	
Возможность задания емкости каналов НФС посредством эквивалентной пористости трещин	Невозможность задания емкости каналов НФС, моделирование только с учетом проводимости
Большая сходимость модельного и фактического времени прихода порций трассера к добывающей скважине	Сосредоточение потока в области задания несоседнего соединения, что мало вероятно в пластовых условиях и приводит к временному размазыванию пика концентрации
Необходима дополнительная адаптация скважин на гидродинамической модели в связи с заданием сетки трещин	Не требует дополнительной адаптации модели

НФС было принято начало проведения трассерных исследований — 06.07.2011, поэтому сравнение модельных дебитов воды с историческими (фактическими) проводилось с момента начала трассерного опыта до окончания моделирования (02.12.2016). Среднее значение невязки по дебитам воды рассчитывалось на этот же период. Сравнение дебитов воды было выполнено для добывающей скв. № 12 по всем моделям: исходная базовая модель, модели с двойной проницаемостью и модель с высокопроводящими каналами (рис. 9).

Задание каналов НФС с помощью высокопроницаемых каналов позволило максимально снизить среднюю невязку по текущим дебитам воды в добывающей скважине № 12 по сравнению с базовой моделью на 2,9%, кроме того, были получены более близкие к историческим значениям модельные скачки дебита (рис. 9, в). Однако невязки по дебитам воды на модели с двойной проницаемостью выше, чем на исходной базовой несмотря на то, что время прихода порции трассера имеет лучшую сходимость с фактическим (рис. 9).

Такая ситуация может объясняться тем, что моделирование каналов НФС на модели с двойной проницаемостью производилось путем создания дополнительной сетки трещин к базовой модели с одинарной пористостью, и увеличение невязки по дебитам воды связано с перераспределением гидродинамического потока между ячейками пор и трещин от нагнетательной до добывающей скважины. Поэтому в дальнейшем необходимо проводить дополнительную адаптацию скважинных данных с учетом внесенной сетки трещин.

Анализ графика концентрации, полученного на модели с высокопроводящими каналами, выявил большее различие модельного и фактического времени миграции трассера, и тем не менее средняя невязка по дебитам воды имеет меньшее значение (рис. 9, в). Причиной этому может быть то, что гидродинамический поток устремляется в область моделирования несоседних соединений, заданных на сетке пор, таким образом на модели больший

объем воды из нагнетательной скважины поступает в добывающую.

Сравнение способов моделирования каналов НФС приведены в табл. 2.

Модели с двойным типом пустотного пространства требуют большего времени для создания дополнительных сеток трещин, и дальнейшей адаптации. Кроме того, время расчета также может увеличиваться из-за увеличения количества активных ячеек. Несмотря на отрицательные стороны, первый способ может быть использован в случаях сложной, разветвленной сети каналов НФС. Второй способ будет применим в качестве экспресс-метода для уменьшения невязки по дебитам воды при наличии каналов НФС.

Дополнительное тестирование моделирования каналов НФС с различной траекторией показало, что наиболее успешные результаты были получены для случаев, когда траектория совпадала с наиболее часто встречающимися линиями тока, при этом непосредственно пересекая ячейки со скважинами.

Критерием качества гидродинамической модели является полнота описываемых ею фактических фильтрационных потоков. В то же время получение минимальной модельной невязки с результатами проведенных трассерных исследований возможно лишь при высоком качестве адаптации гидродинамической модели в целом и для каждой скважины по отдельности. Таким образом, учет трассерных исследований позволяет повысить качество адаптации гидродинамической модели, и более детально описать направление фильтрационных потоков.

Полученные модели были перенесены также в программный комплекс Tempest MORE, выполнены расчеты и получены практически идентичные результаты.

Заключение. Для обоснования отсутствующей на сегодняшней день общепринятой методики моделирования каналов НФС в данной работе было рассмотрено два способа их задания в гидродинамических моделях: путем несоседних соединений

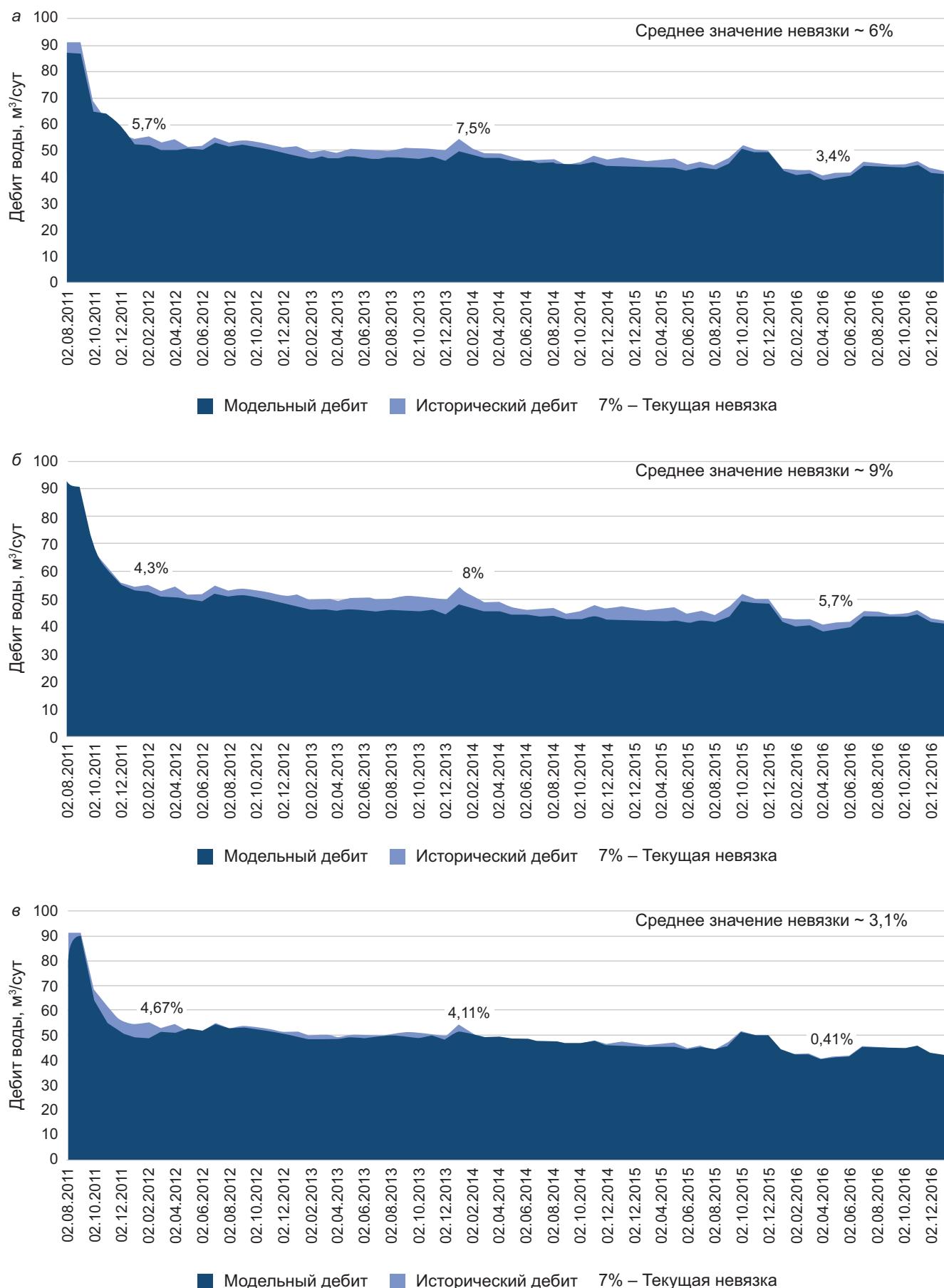


Рис. 9. График дебита воды добывающей скв. № 12: а — на исходной базовой модели, б — на модели с двойным типом пустотного пространства (1 способ задания каналов НФС), в — на модели с высокопроводящими каналами (2 способ задания каналов НФС)

и с использованием модели двойной проницаемости. В результате проведенных модельных экспериментов оказалось, что если каналы НФС единичные, то при применении несоседних соединений модель считается быстрее, кроме того, не требует дополнительного обоснования наличия двойного типа пустотного пространства в исследуемых отложениях. В случае же, когда каналы распределены повсеместно, и они достаточно протяженные, лучше при моделировании использовать условия двойной среды, но это приводит к увеличению временных затрат на

получение численного решения и более тщательной настройки модели.

Задание каналов НФС на ГДМ может позволить снизить количество изменяемых параметров при адаптации на исследуемом кусте скважин за счет проницаемости и свойств относительных фазовых проницаемостей, и как следствие оптимизировать и ускорить адаптацию. В ходе данных исследований удалось адаптировать трассерный опыт на существующей ГДМ нефтяного месторождения и повысить качество сходимости обводненности скважин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Афанаскин И.В., Королев И.В. Подходы к математическому моделированию разработки нефтяных месторождений скважинами с трещинами гидроразрыва пласта // Вестник кибернетики. 2015. № 3 (19). С. 117–126.

Афанаскин И.В., Родителев А.В., Вольгин С.Г., Колеватов А.А. Модель двойной пористости для изучения разработки трещиновато-пористых коллекторов на базе концепции суперэлементов // Программные продукты и системы. 2019. Т. 32, № 3. С. 478–485.

Изотов А.А., Афонин Д.Г. О техногенной трансформации продуктивных пластов вследствие повышенного давления нагнетания при заводнении // Нефтепромысловое дело. 2021. № 5 (629). С. 18–25.

Ипатов А.И., Кременецкий М.И. Геофизический и гидродинамический контроль разработки месторождений углеводородов. 2-е изд., испр. М.: Научно-издательский центр «Регулярная и хаотическая динамика», 2010. 780 с.

Медведский Р.И. Концепция струйного вытеснения нефти водой // Вестник Удмуртского университета. 2002. № 9. С. 121–129.

Медведский Р.И. Ручейковая теория вытеснения нефти водой // Изв. высших учебных заведений. Нефть и газ. 1997. № 6. С. 69.

Райсс Л. Основы разработки трещиноватых коллекторов. М.; Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2012. 118 с.

Санников В.А., Курочкин В.И., Федотов С.Г., Глечников П.В. Методическое руководство по приемке, анализу и систематизации результатов трассерных исследований в организациях Группы «ЛУКОЙЛ» (Редакция 1.0). ОАО «ЛУКОЙЛ», 2012. 69 с.

Цветкова П.А., Федулов В.В., Сауткин Р.С. Новые подходы к разработке тонкослоистых недонасыщенных коллекторов (викуловская свита на Красноленинском своде Фроловской нефтегазовой области) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2021. № 1. С. 71–78.

tNavigator 23.1 Симулятор. Техническое руководство. Rock Flow Dynamics. Версия от 12.04.2023. 3827 с.

Статья поступила в редакцию 07.03.2024, одобрена после рецензирования 21.03.2024, принята к публикации 18.08.2024

УДК 504.4.054

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-45-51

ПРОГНОЗ ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД МЕТОДОМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ КИБРАЙСКОГО УЧАСТКА ЧИРЧИКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

**Толкун Джураевич Мирахмедов¹, Мухайёхон Акрамовна Абдуллаева²,
Всеволод Николаевич Самарцев^{3✉}**

¹ Университет геологических наук, Ташкент, Узбекистан; miraxmedov_td@nuu.uz

² Университет геологических наук, Ташкент, Узбекистан; farishta_nuuz@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; vnsamartsev@gmail.com ✉

Аннотация. В статье приведен прогноз загрязнения подземных вод на примере Кибрайского участка Чирчикского месторождения. Были составлены модели для прогнозирования поступления загрязнения в подземные воды и выявления геофильтрационных и геомиграционных процессов. С помощью этих моделей была установлена взаимосвязь качества подземных и поверхностных вод и выявлено, что формирование эксплуатационных запасов Чирчикского месторождения происходит за счет искусственных ресурсов и привлекаемых ресурсов (поверхностных вод из русла р. Чирчик).

Ключевые слова: гидрогеодинамика, подземные воды, численная модель, моделирование миграции

Для цитирования: Мирахмедов Т.Д., Абдуллаева М.А., Самарцев В.Н. Прогноз загрязнения подземных вод методом численного моделирования (на примере Кибрайского участка Чирчикского месторождения) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 4. С. 45–51.

GROUNDWATER CONTAMINATION FORECAST USING NUMERICAL MODELING (ON EXAMPLE OF QIBRAY SITE OF CHIRCHIQ WATERSHED)

Tolkun D. Mirahmedov¹, Mukhayokhon A. Abdullaeva², Vsevolod N. Samartsev^{3✉}

¹ University of Geosciences, Tashkent, Uzbekistan; miraxmedov_td@nuu.uz

² University of Geosciences, Tashkent, Uzbekistan; farishta_nuuz@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; vnsamartsev@gmail.com ✉

Abstract. The article presents a forecast of groundwater pollution on the example of the Kibray site of the Chirchik field. Models were developed to predict the entry of pollution into groundwater and to identify flow and transport processes. With the help of these models, the relationship between the quality of groundwater and surface water was established and it was revealed that the formation of operational reserves of the Chirchik field occurs due to artificial resources and attracted resources (surface water from the Chirchik riverbed).

Keywords: hydrogeodynamics, groundwater, numerical modeling, transport modeling

For citation: Mirahmedov T.D., Abdullaeva M.A., Samartsev V.N. Groundwater contamination forecast using numerical modeling (on example of Qibray site of Chirchik watershed). *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 4: 45–51. (In Russ.).

Введение. В настоящей статье рассматривается проблема качества подземных вод на Кибрайском участке Чирчикского месторождения подземных вод (рис. 1). Основными путями попадания техногенного загрязнения в подземные воды являются: фильтрация из водотоков, утечки из хвосто- и шламохранилищ, фильтрация с полей орошения, участки искусственного пополнения запасов подземных вод.

По данным Ташкентской Гидрогеологической станции (ГГС) на территории Чирчикского месторождения Узбекистана расположено 1925 предприятий, имеющих выбросы вредных веществ. Часть этих предприятий, например ПО «Электрохимпром» и ОАО «УЗКТЖМ», расположены в средней части р. Чирчик, выше по течению в 12–15 км от Кибрай-

ского водозабора. Лишь 38% предприятий оборудовано очистными сооружениями, при этом в маловодный период сток в реке часто формируется только за счет сброса «условно чистых» вод [Расулов и др., 2003]. Поэтому изучение загрязнения подземных вод при взаимодействии с поверхностными водами является актуальной задачей.

Целью работы являлось прогнозирование поступления загрязнения в подземные воды, а также выявления геофильтрационных и геомиграционных процессов, влияющих на загрязнение подземных вод, с помощью специально разработанной численной модели. На территории Узбекистана при построении численной модели широко применяют методику, разработанную исследователями в обла-

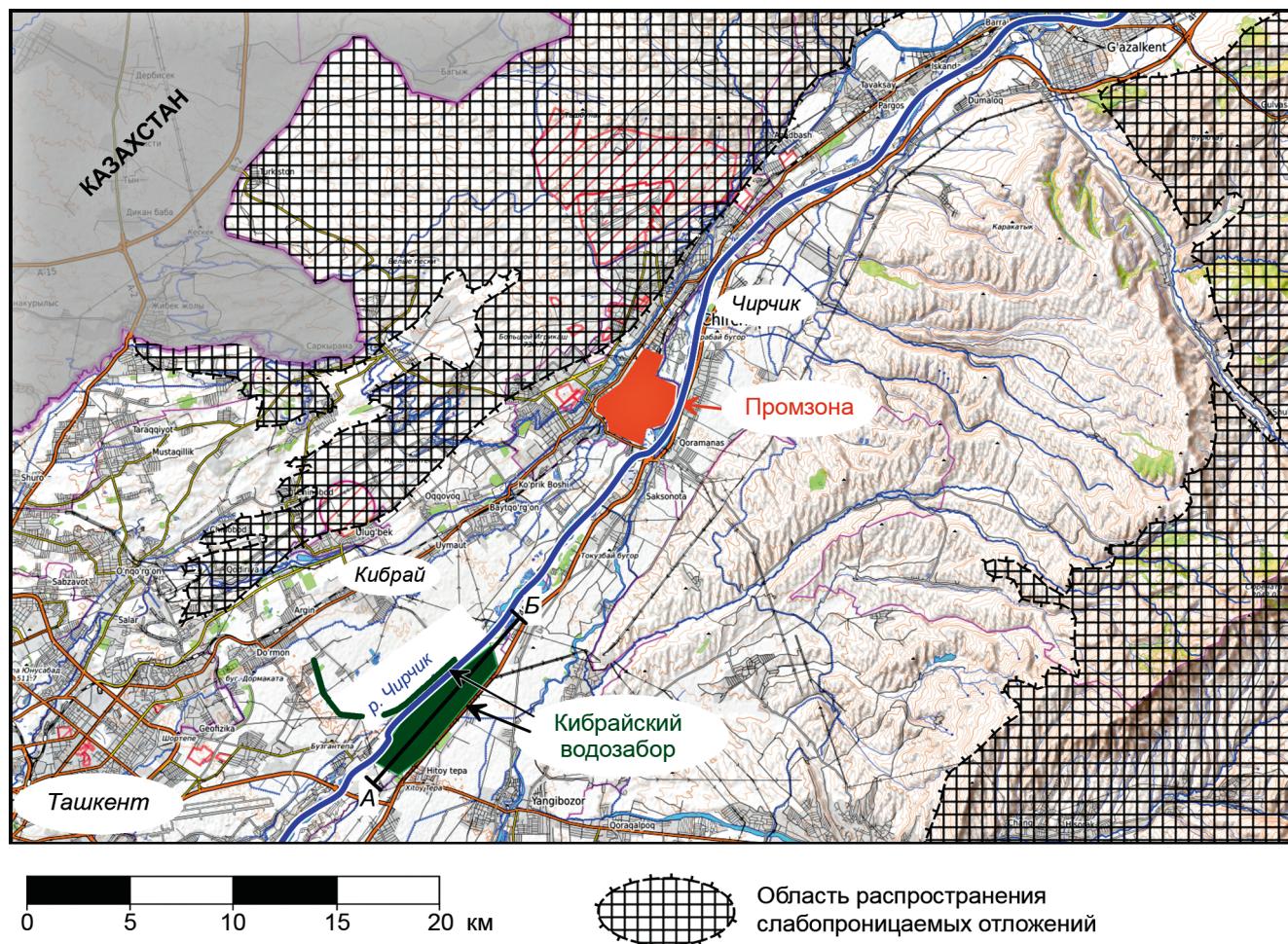


Рис. 1. Схема размещения водозабора и источники загрязнения

сти моделирования геофильтрационных процессов [Абуталиев, Усманов, 1981; Мирахмедов, 2016]. Для достижения цели были поставлены следующие задачи.

1. Определение скорости движения ореола загрязнения с учетом взаимосвязи поверхностных и подземных вод.

2. Расчет изменения минерализации поверхностных вод в случае загрязнения подземных вод.

3. Расчет изменения минерализации подземных вод в случае загрязнения поверхностных вод.

Описание объекта. На Кибрайском участке действуют два водозабора — левобережный и правобережный «Кибрай». Они состоят из линейных рядов скважин — один ряд длиной 7,5 км на правом берегу и четыре ряда длиной 3–4 км на левом берегу. В годовом разрезе динамические уровни воды в скважинах на линиях рядов водозабора подвержены ритмическим изменениям, соответствующим периодам межени (декабрь–март) и ирригационного «половодья» (май–август). Таким образом, в положении уровней подземных вод есть выраженная сезонная изменчивость, однако многолетние изменения отсутствуют. За счет этого при рассмотрении прогнозного периода продолжительностью в несколько лет и моделировании меженных условий режим потока можно принять стационарным.

В геологическом отношении на участке Кибрайских водозаборных сооружений (КВС) рассматриваются аллювиальные отложения четвертичной системы (рис. 2). Их мощность превышает 263 м (изученная глубина).

Гидрологические условия Кибрайского участка Чирчикского месторождения подземных вод изучены достаточно подробно [Расулов и др., 2003]. Первый от поверхности водоносный горизонт приурочен к галечникам с песчано-гравийным заполнителем мощностью до 25–50 м. Галечники в своем составе содержат валуны размером от 15 до 30 см (около 3%). Фракция гальки от 90 до 95 мм составляет 74%, песчаные частицы и гравий составляют 21%. Коэффициент фильтрации в средней части 25–65 м/с. Уровень подземных вод на рассматриваемом участке расположен на глубине 2–10 м. Подземные воды пресные с минерализацией до 1,0 г/л. Тип воды гидрокарбонатный натриево-кальциевый. В связи с близким залеганием уровня грунтовых вод (УГВ) и отсутствием в кровле выдержанного водоупора первый водоносный горизонт комплекса загрязнен сельскохозяйственными удобрениями, фенолами и нефтепродуктами. Минерализация подземных вод изменяется от 1,5 до 2,0 г/л в нижней части долины. На территориях, расположенных ниже водозабора, величина минерализации колеблется — местами

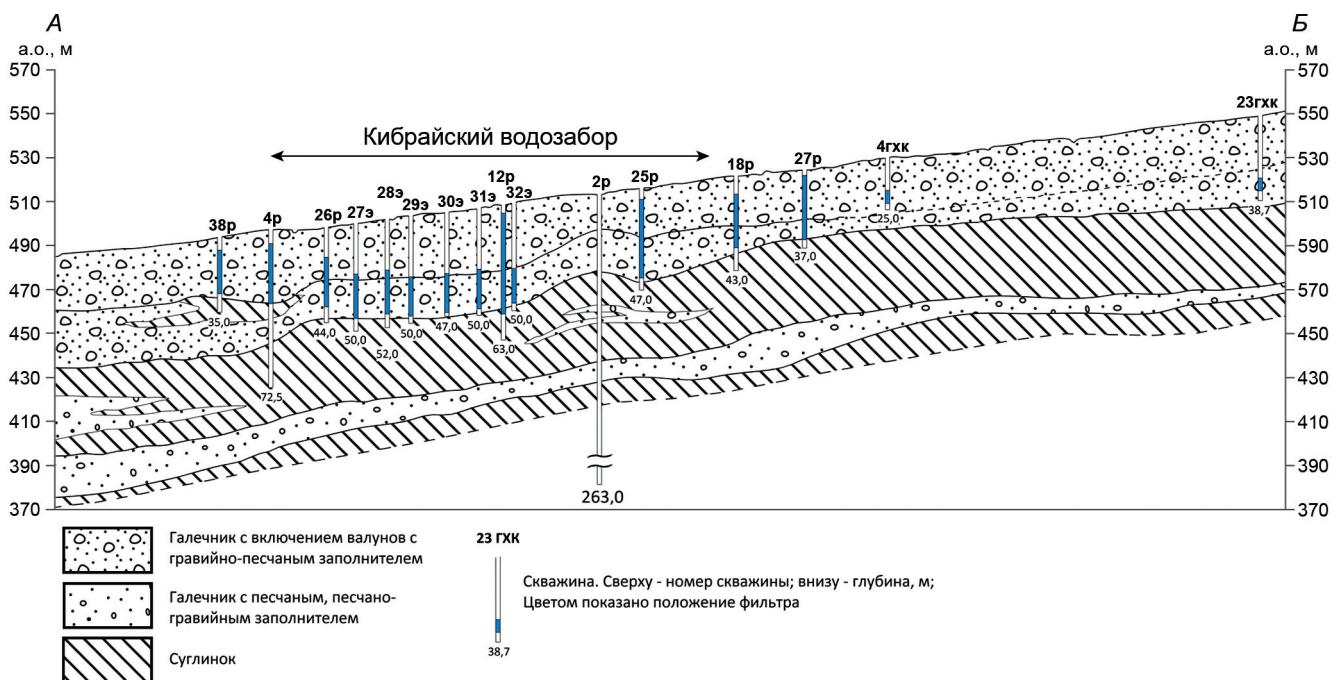


Рис. 2. Разрез по линии А-Б

остается либо стабильной, либо незначительно увеличивается.

Амплитуда колебаний уровня грунтовых вод составляет 2–7 м. Основной источник питания водоносного комплекса — инфильтрация оросительной воды, частично атмосферных осадков и фильтрация из системы искусственного восполнения. Подземные воды четвертичного комплекса частично разгружаются в р. Чирчик, частично отбираются через скважины КВС. Кроме того, существует транзитный подрусловой поток, направленный вдоль русла р. Чирчик с северо-востока на юго-запад (рис. 3).

Методика работы. Для решения поставленных задач была разработана численная геофильтрационная модель Кибрайского водозабора. Рассматривается стационарный геофильтрационный поток, описываемый уравнением

$$\frac{\partial}{\partial x} k_x \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k_y \frac{\partial H}{\partial y} + q(x, y) = 0,$$

где H — напор подземных вод; k_x и k_y — коэффициенты фильтрации вдоль осей x и y соответственно; $q(x, y)$ — расход источников и стоков; μ — коэффициент водоотдачи. Численное решение этого уравнения реализовано методом конечных разностей в программе, разработанной одним из авторов [Мирахмедов, 2011] в Национальном Университете Узбекистана на основе разработок [Хабибуллаев, 1991].

Размер участка моделирования в плане составил 16×10 км, шаг дискретизации выбран равным 500 м. Модельная сетка ориентирована вдоль русла реки Чирчик, азимут оси Y составляет 294° . Верхней границей модели является поверхность земли. Нижней границей модели выбрана подошва грунтового водо-

носного горизонта. В модели он представлен одним расчетным слоем. Мощность этого водоносного горизонта известна только в пределах водозабора по результатам бурения. Мощность расчетного слоя задана одинаковой на всей модели и составила 50 м.

Модель отражает среднее меженное состояние на период с августа 2000 по август 2017 г. На внешних плановых границах задано условие II рода. Поток подземных вод в рассматриваемом водоносном горизонте направлен преимущественно вдоль реки (рис. 3).

Северо-западная и юго-восточная границы принимаются непроницаемыми. На северо-восточной границе задан приток суммарным расходом 187,3 тыс. м³/сут. На юго-западной границе задан отток суммарным расходом 115,2 тыс. м³/сут. На верхней границе задано инфильтрационное питание общим расходом 605 тыс. м³/сут. Такая величина заданного питания обусловлена интенсивным орошением на большей части рассматриваемой территории. Нижняя граница задана непроницаемой.

Внутренние границы модели — река Чирчик и водозаборные скважины. Общий водоотбор Кибрайского водозабора составляет 563,7 тыс. м³/сут, из них с правобережной части 329 тыс. м³/сут, с левобережной 234,7 тыс. м³/сут. Таким образом, по балансу модели общая разгрузка в реку должна составлять 113,4 тыс. м³/сут (с учетом привлечения речной воды на Кибрайском водозаборе). Это не противоречит данным [Сергеев, Пономарев, 1991], что разгрузка подземных вод на рассматриваемом участке в межень составляет в среднем 6700 м³/сут на 1 км длины с каждого берега.

Расчетные коэффициенты фильтрации заданы на основании опытно-фильтрационных работ, выполненных в эксплуатационных скважинах. Эти

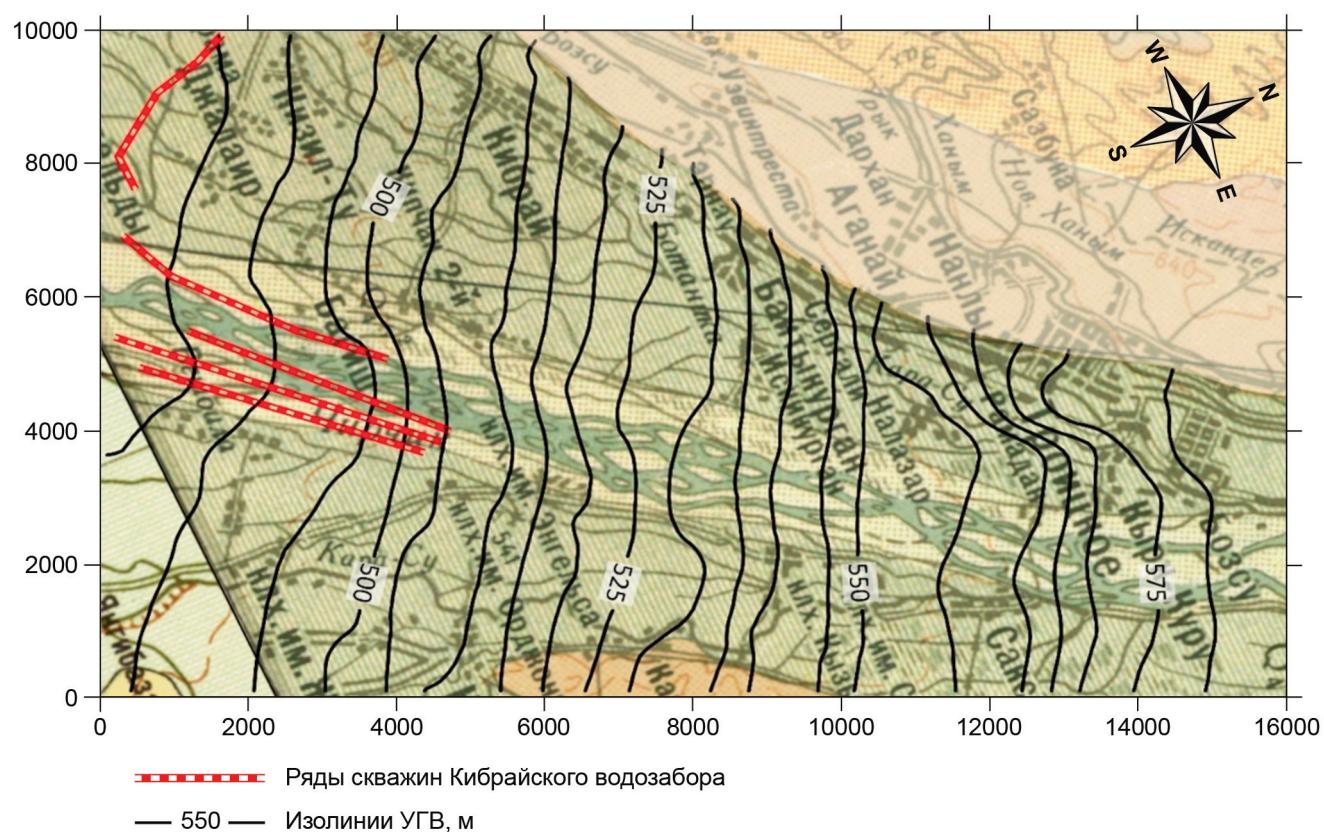


Рис. 3. Абсолютные отметки УГВ

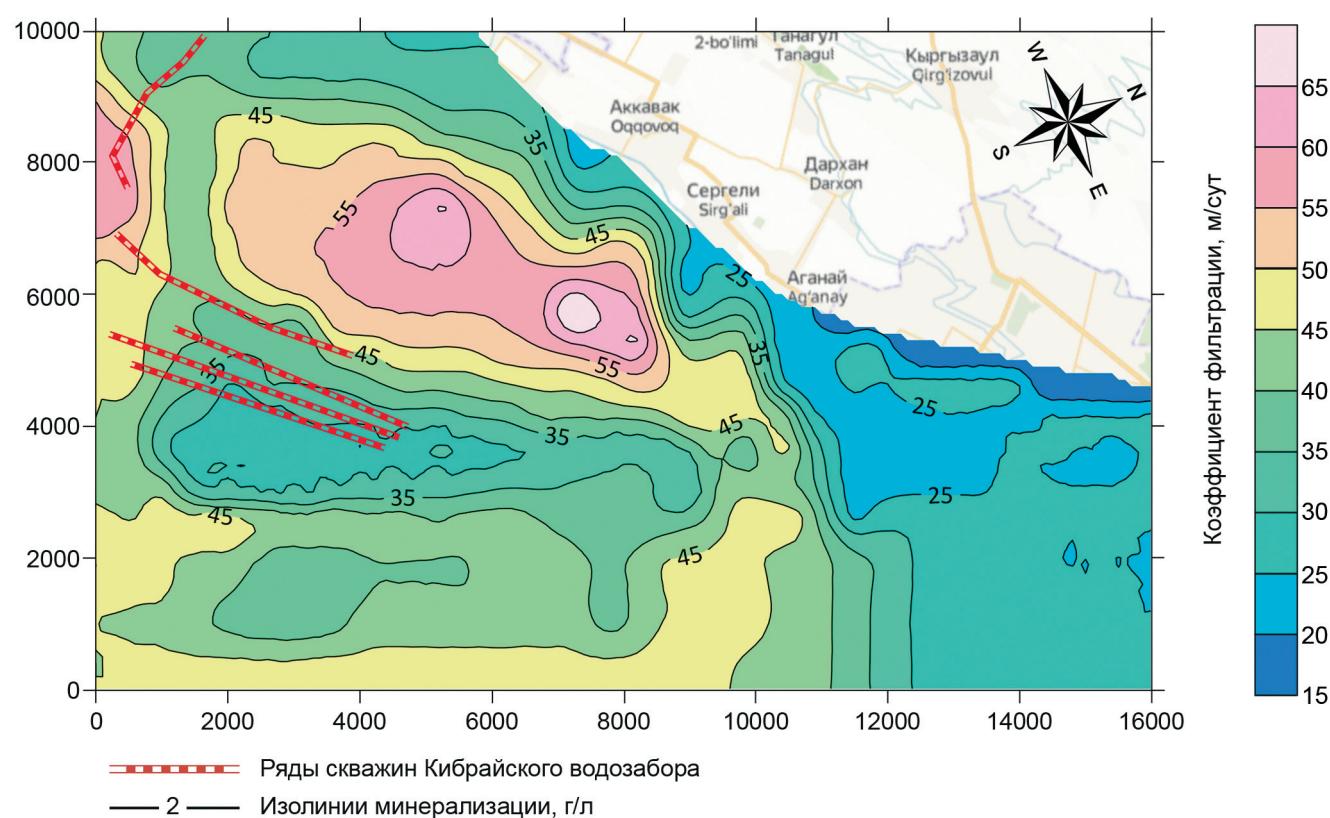


Рис. 4. Распределение коэффициентов фильтрации четвертичного горизонта

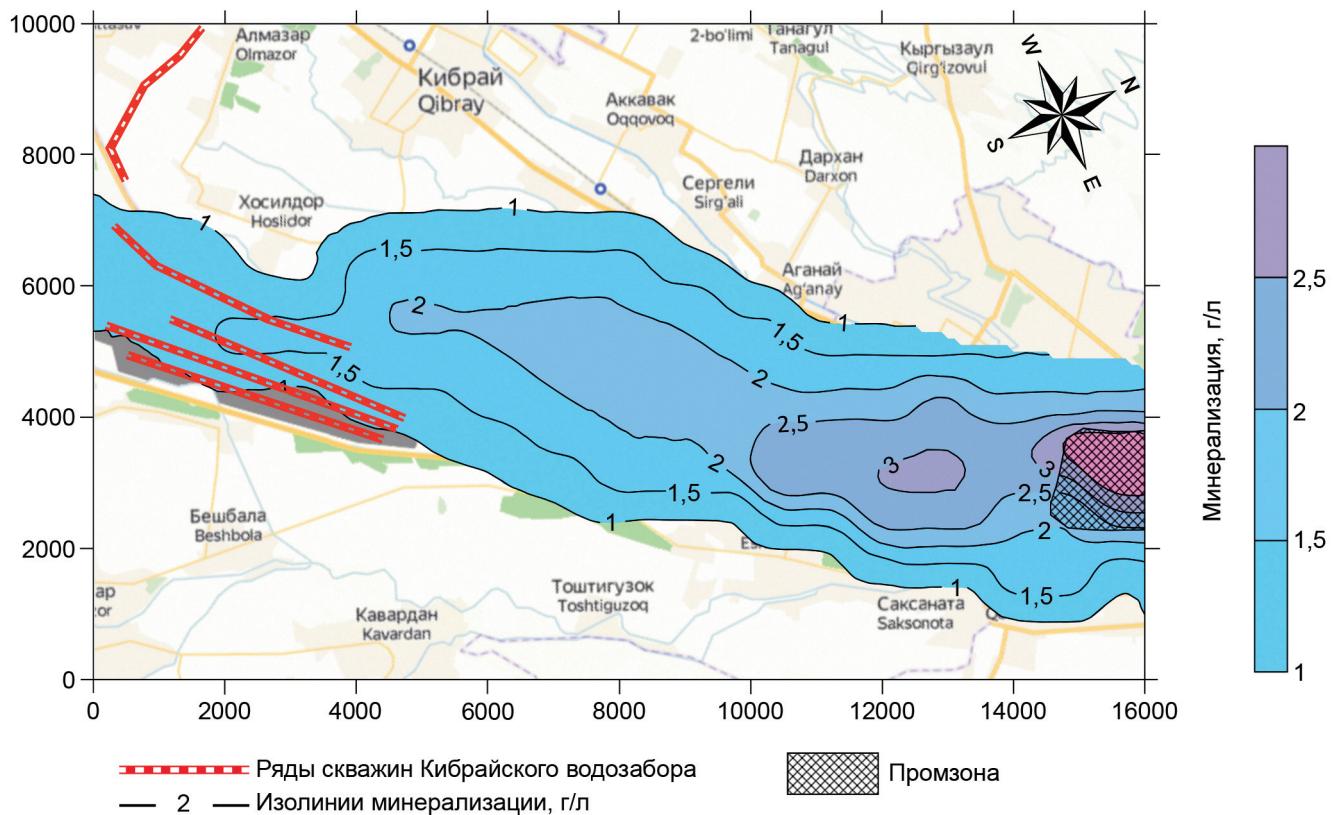


Рис. 5. Ореол загрязнения через 2,5 года для первого прогнозного сценария

значения дополнены коэффициентами фильтрации, рассчитанными на основании гранулометрического состава пород, известного по разведочным скважинам. Карта модельных коэффициентов фильтрации приведена на рис. 4.

Результаты прогнозных расчетов. Для решения *первой задачи* определения скорости движения загрязнения на модели задавалась начальная фоновая минерализация подземных и поверхностных вод равной 1 г/л. В качестве потенциального источника загрязнения рассматриваются заводы «Электрохимпром» и «УЗКТЖМ». Прогнозным сценарием выбрано поступление воды с минерализацией 3 г/л с инфильтрационным питанием на территории указанных заводов. Расчет на миграционной модели показал, что скорость движения загрязненных вод составляет до 5 м/сутки. Границы водозабора загрязнение достигает за 2,5 года (рис. 5).

Второй задачей являлась оценка изменения минерализации поверхностных вод в результате изменения минерализации подземных вод. Рассмотрен случай, когда в восточной части объекта (координаты $x = 16\ 000$ м, $y = 2000$ м) постоянно поступает в водоносный горизонт боковой приток в объеме 20 тыс. м³/сут (приблизительно 1% общего притока с границы) с минерализацией 8 г/л. Результаты модельных расчетов показали, что минерализация воды в реке через год доходит до 2,5 г/л (рис. 6). Минерализация воды в реке рассчитывалась арифметически, предполагая пропорциональное смешение существующего потока воды в реке (фоновая минерализация 1 г/л)

и расчетной разгрузки подземных вод в каждом расчетном блоке модели.

Для решения *третьей задачи* проводили расчет по изменению минерализации подземных вод в случае сброса стоков непосредственно в реку. Предполагается, что минерализация воды в р. Чирчик в этом случае повысится до 4,0 г/л. В этом случае загрязненные поверхностные воды в основном влияют на подземные воды левого берега р. Чирчик за счет работы водозабора и минерализация подземных вод со временем превысит до 3 г/л. (рис. 7). В дальнейшем, для прогноза загрязнения промышленными предприятиями подземных и поверхностных вод в Чирчикской долине, а именно на пойменной ее части, можно применять разработанную модель.

Заключение. Составлена геофильтрационная модель водоносного горизонта, которая позволила оценить изменения минерализации в условиях техногенного воздействия.

Из анализа гидрогеологических условий выявлено, что в сложившихся условиях формирование эксплуатационных запасов Чирчикского месторождения происходит главным образом за счет повышенной антропогенной инфильтрации (орошения), и в меньшей степени — за счет привлекаемых ресурсов из русла р. Чирчик.

За счет тесной взаимосвязи подземных и поверхностных вод поступление загрязненной воды только в реку Чирчик или только в водоносный горизонт за короткое время (2–3 года) приводит к повсеместному распространению загрязнения.

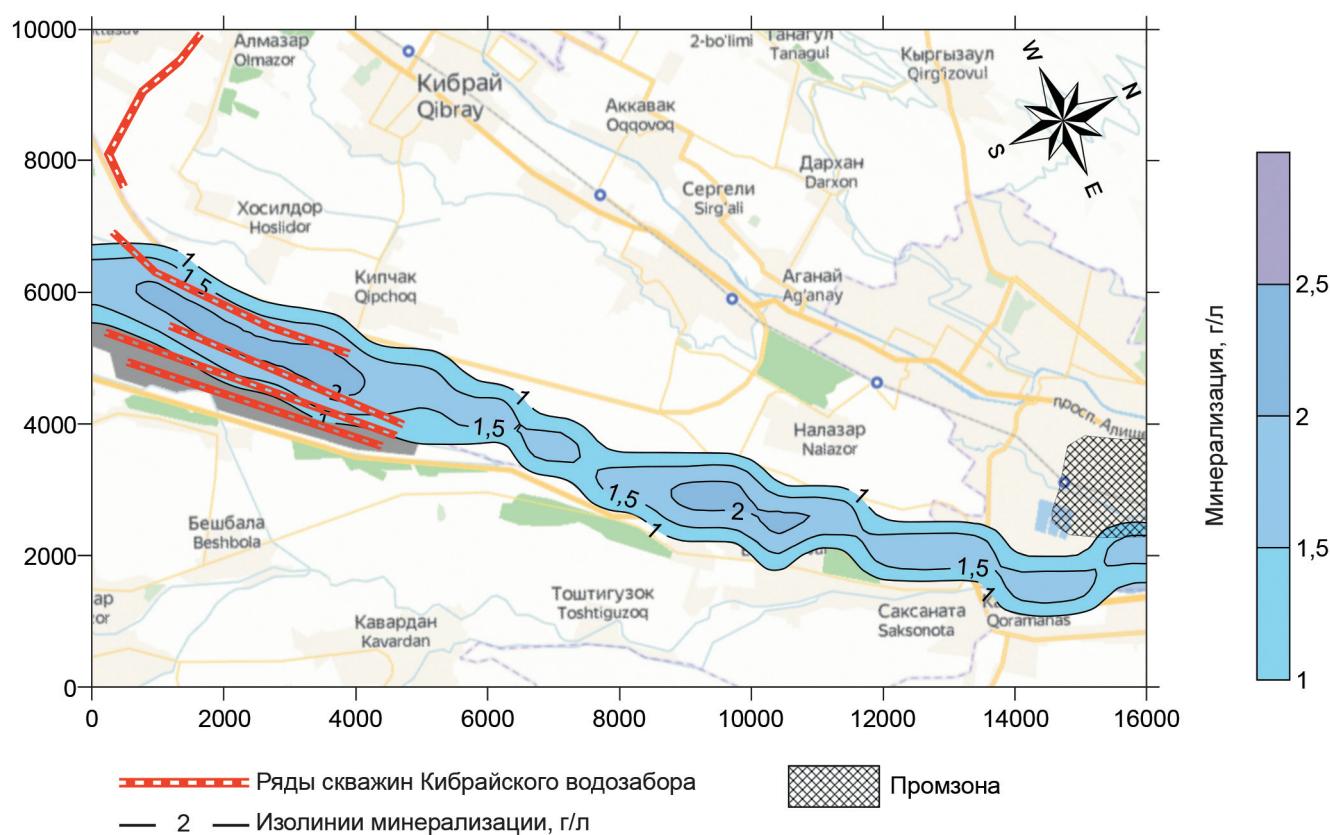


Рис. 6. Изменение минерализации поверхностных вод под влиянием подземных вод

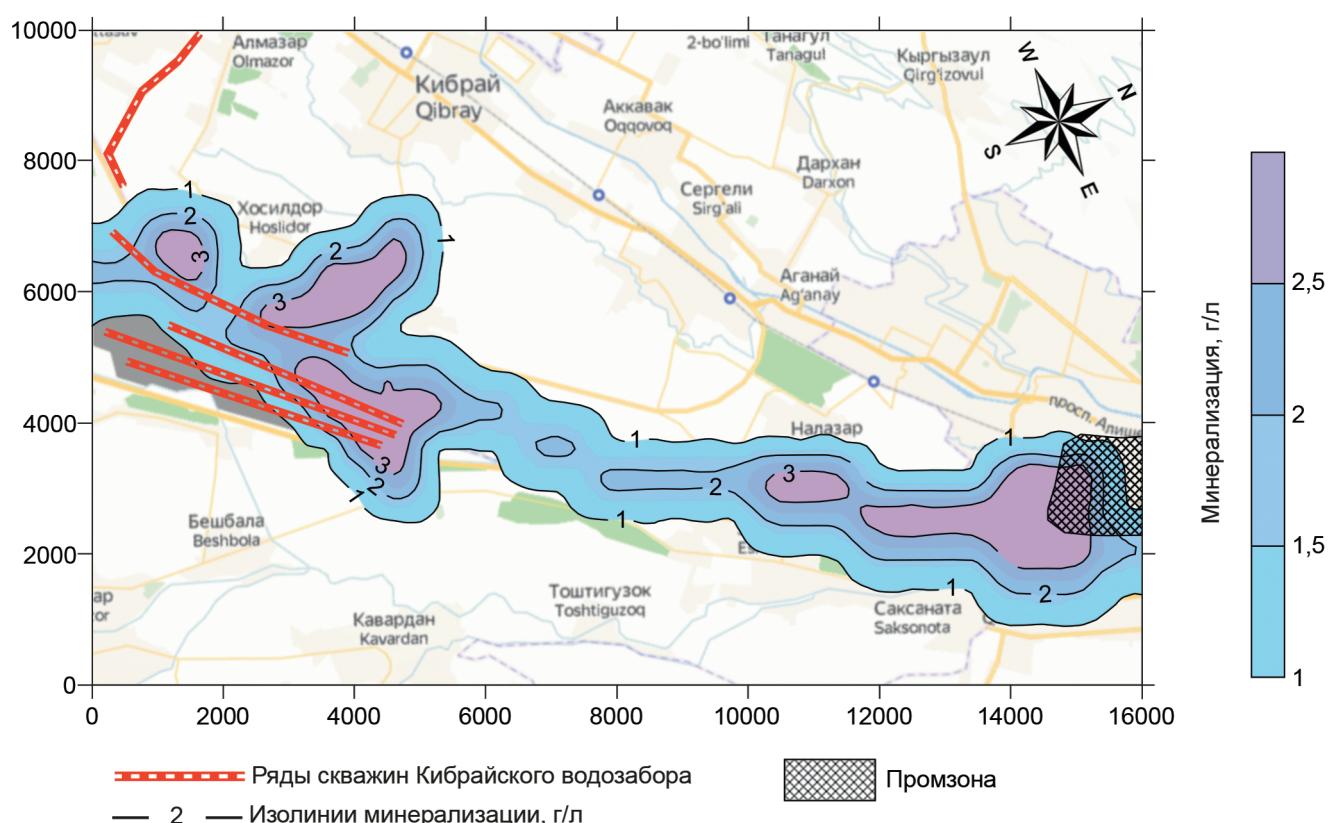


Рис. 7. Изменение минерализации подземных вод под влиянием поверхностных вод

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абуталиев Ф.Б., Усманов Р.Н. К вопросу комплексного решения задачи прогнозирования гидродинамического и гидрогеохимического режима грунтовых вод // Известия АНУзССР. Серия технических наук. 1981. 22 с.

Мирахмедов Т.Д. Адаптация геофильтрационной математической модели и решения эпигнозных и прогнозных задач (на примере Гурленского района) // Вестник НУУз. N-2/1. Ташкент, 2011. С. 62–68.

Мирахмедов Т.Д. О гидрогеологических прогнозах при оценке эксплуатационных запасов подземных вод // Вестник НУУз. N-3/2. Ташкент, 2016. С. 162–171.

Расулов Б.Т., Девяткин Е.Л., Эшанкулов О. и др. К вопросу необходимости улучшения качества воды системы

правобережного Кибрайского водозабора на Чирчикском месторождении подземных вод // Мат-лы междунаучно-практической конф. «Рациональное использование поверхностных и подземных вод бассейна Аральского моря». Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2003. С. 138–141.

Сергеев В.В., Пономарев В.Н. Гидрогеологическое обоснование охраны грунтовых вод речных долин. Ташкент: Фан, 1991. 144 с.

Хабибулаев И.Х. Численное моделирование фильтрации подземных вод орошаемых массивов и пакеты прикладных программ. Ташкент: Фан, 1991. 115 с.

Статья поступила в редакцию 15.03.2024, одобрена после рецензирования 21.03.2024, принята к публикации 18.08.2024

УДК 556.3
doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-52-60

ОЦЕНКА ПРОДОЛЬНОЙ ДИСПЕРСИВНОСТИ ПРИ КАЛИБРАЦИИ МОДЕЛЕЙ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА В ГРУНТОВЫХ ВОДАХ НА ТЕРРИТОРИИ БАЙКАЛЬСКОГО ЦЕЛЛЮЛОЗНО-БУМАЖНОГО КОМБИНАТА

Яна Владиславовна Сорокоумова^{1✉}, Александр Владилинович Растворгев²,
Муродали Давлатхуджаевич Курбонов³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; yana1992@gmail.com✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; alvr9@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; murod.kurbanov@inbox.ru

Аннотация. В статье приведены результаты калибрации численной трехмерной модели тепломассопереноса в грунтовых водах на территории Байкальского целлюлозно-бумажного комбината (БЦБК) по материалам двадцатилетнего мониторинга показателей состава и свойств грунтовых вод. В ходе исследования было выявлено, что продольная дисперсивность при переносе тепла на порядок больше, чем при переносе растворенного консервативного вещества.

Ключевые слова: грунтовые воды, миграция контаминаントов, теплоперенос, массоперенос, дисперсивность, Байкальский целлюлозно-бумажный комбинат

Для цитирования: Сорокоумова Я.В., Растворгев А.В., Курбонов М.Д. Оценка продольной дисперсивности при калибрации моделей тепломассопереноса в грунтовых водах на территории Байкальского целлюлозно-бумажного комбината // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 4. С. 52–60.

LONGITUDINAL DISPERSIVITY ESTIMATION ACCORDING TO HEAT AND MASS GROUNDWATER TRANSPORT MODEL CALIBRATION FOR BAIKALSK PAPER AND MILL SITE

Yana V. Sorokoumova¹, Aleksandr V. Rastorguev², Murodali D. Kurbonov³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; yana1992@gmail.com

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; alvr9@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; murod.kurbanov@inbox.ru

Abstract. The paper presents the results of the numerical three-dimensional model of groundwater heat and mass transfer in the territory of Baikalsk paper and mill site calibration based on the materials of groundwater composition and properties twenty-year monitoring, which showed that the longitudinal dispersion at heat transfer is an order of magnitude greater than at mass transfer.

Keywords: groundwater, contaminants migration, heat transfer, mass transfer, dispersivity, Baikalsk paper and mill

For citation: Sorokoumova Ya.V., Rastorguev A.V., Kurbonov M.D. Longitudinal dispersivity estimation according to heat and mass groundwater transport model calibration for Baikalsk paper and mill site. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 4: 52–60. (In Russ.).

Введение. Современный подход к описанию переноса энергии и массы фильтрационным потоком состоит в том, что влияние средней скорости потока на этот перенос учитывается в конвективных членах соответствующих моделей переноса, а влияния его флуктуаций в дисперсионных членах [Bear, 1972; Румынин, 2011]. Таким образом, введение дисперсионных членов в математические модели переноса загрязнения и тепла в подземных водах направлено на учет влияния локальной неоднородности разного масштаба поля скоростей фильтрации на формирования миграционных и тепловых ореолов. Дисперсия — важный процесс, влияющий на миграцию вещества и тепла в подземных водах, при этом,

дисперсия, связанная с процессами массопереноса, хорошо изучена [Bear, 1972; Ingebritsen, Sanford, 1998; Appelo, Postma, 2005; Лехов, 2010; Румынин, 2011]. Согласно упомянутым работам, в водоносных горизонтах наиболее существенна продольная гидродисперсия [Лехов, 2010] в направлении потока подземных вод, которая учитывается, как правило, в виде линейной связи с действительной скоростью потока через параметр продольной дисперсивности:

$$D_L = \alpha_L u + D_m, \quad (1)$$

где D_L — продольная гидродисперсия, $\text{м}^2/\text{сут}$; α_L — продольная дисперсивность, м ; u — действительная скорость фильтрации, $\text{м}/\text{сут}$; D_m — коэффициент

молекулярной диффузии в пористой среде, м²/сут; n — активная пористость, д.е.

Следует отметить, что уравнение (1) основывается на факте, что общий параметр продольной гидродисперсии можно представить в виде суммы двух параметров, отвечающих за различную природу рассеивания — фильтрационной дисперсии и молекулярной диффузии. При этом, молекулярная диффузия для водоносных горизонтов мала (существенно меньше вклада первого слагаемого в (1) формуле) и не имеет практического значения в рамках масштабов полевых исследований.

Ввиду того, что флуктуации поля скоростей потока подземных вод могут иметь различные масштабы проявления, связанные с масштабами неоднородности фильтрационной среды, первый член в уравнении (1) часто трактуется как произведение скорости течения на масштаб неоднородности, который, в свою очередь, связан с характерным размером области, в которой происходит конвективный перенос. В работе [Gelhar, et al., 1992], на основе обобщения большого количества полевых данных, показана линейная связь параметра продольной дисперсивности с продольным размером ореола распространения консервативного трассера. Чуть позже, Линн Гелхар [Gelhar, 1993] обосновал теоретическую связь продольной дисперсивности с масштабом характерной неоднородности фильтрационных свойств.

В случае теплопереноса продольная гидродисперсия связана со скоростью теплопереноса [de Marsily, 1986]:

$$D_L = \beta_L u_t + \frac{K}{\rho c}, \quad (2)$$

где β_L — продольная термодисперсивность, м; u_t — скорость движения теплового фронта, м/сут; K — теплопроводность пласта, вт/м/град; ρc — объемная теплоемкость пласта, Дж/град·м³.

При этом

$$K = nK_w + (1 - n)K_s, \quad (3)$$

где K_w и K_s — теплопроводности воды и породы, Вт/м/град;

$$\rho c = n\bar{c}_w \rho_w + (1 - n)\bar{c}_s \rho_s, \quad (4)$$

где \bar{c}_w и \bar{c}_s — массовые теплоемкости воды и породы, Дж/кг/град; ρ_w и ρ_s — плотность воды и породы, кг/м³.

Скорость движения теплового фронта связана с действительной скоростью фильтрации:

$$u_t = u \frac{\rho_w \bar{c}_w}{\rho c} n, \quad (5)$$

$$u_t = \frac{dl}{dt} \left(n + (1 - n) \frac{\bar{c}_{ek} \rho_{ek}}{\rho c} \right)^{-1} = \frac{v}{n_t};$$

$$n_t = n + (1 - n) \frac{\bar{c}_{ek} \rho_{ek}}{\rho c}. \quad (5a)$$

Из этого следует, что при характерных значениях плотностей и теплоемкостей фильтрующейся жидкости и вмещающих пород, а также при активной пористости скорость движения теплового фронта всегда меньше скорости движения консервативного трассера. С другой стороны, при теплопереносе в подземных водах значительную роль играет кондуктивный перенос за счет теплопроводности водонасыщенной среды, поэтому оценка вклада этих процессов требует дополнительных исследований. В работе [Sommer, et al., 2013] приведены теоретические оценки термодисперсивности при теплопереносе в неоднородной водовмещающей среде. Оказалось, что продольная термодисперсивность также, как и в случае миграции консервативного трассера [Gelhar, 1993], линейно связана с характерным размером неоднородности. Однако, гидродисперсия при переносе тепла зависит также и от теплопроводностей и теплоемкостей воды и скелета породы [Irvine, et al., 2015]. Экспериментальные исследования, приведенные в работе [Rau, et al., 2012], показали, что при низких числах Пекле отмечается нелинейная связь гидродисперсии и скоростей фильтрации.

Целью данной работы было исследование и сравнительный анализ продольных термодисперсивности (β_L) и дисперсивности (α_L), проявляющихся при характерном масштабе переноса порядка тысячи метров в плане. Для достижения данной цели использован модельный анализ данных двадцатилетнего мониторинга показателей состава и свойств грунтовых вод на территории Байкальского целлюлозно-бумажного комбината (БЦБК) на основе трехмерных моделей тепло- и массопереноса.

Исследование продольной дисперсивности при распространении различных контаминаントов производилось на основе трехмерной модели миграции подземных вод на территории Байкальского целлюлозно-бумажного комбината, расположенного на юго-западном побережье озера Байкал в Слюдянском районе Иркутской области, в 1,5 км восточнее жилых районов города Байкальска. Комбинат был построен в 1966 г., обеспечивал город электроэнергией и теплом, горячей и холодной водой, но в сентябре 2013 г. был остановлен. Для минимизации разгрузки загрязненных подземных вод в озеро Байкал на территории предприятия с 2002 по 2014 г. функционировал перехватывающий водозабор, опыт работы которого учитывался при разработке модели участка площадки предприятия для обоснования защиты озера Байкал от загрязнения подземными водами [Расторгуев, Куранов, 2002].

Утечки с территории комбината привели к увеличению минерализации подземных вод до 10 000 мг/л при фоновом значении минерализации подземных вод 200 мг/л. Для оценки размера ореола контаминаントов в плане и разрезе была организована сеть из 25 наблюдательных скважин, в которых производилось измерение некоторых показателей

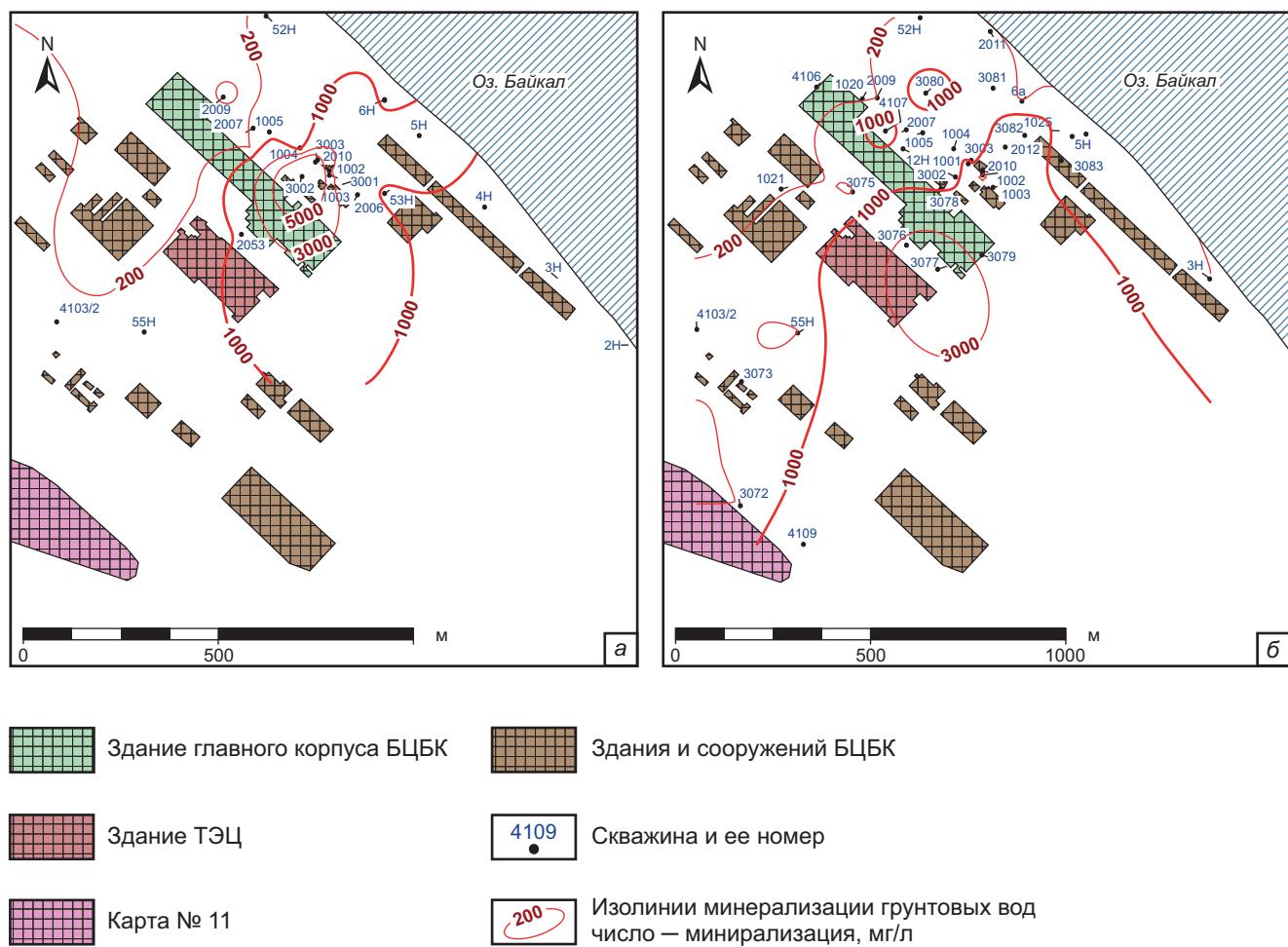


Рис. 1. Минерализация грунтового водоносного горизонта в районе БЦБК по данным опробования в 2002 (а) и в 2022 г. (б)

состава и свойств грунтовых вод, в том числе минерализации и температуры.

В ходе опробования подземных вод в 2000 г. максимальное выявленное значение минерализации зафиксировано в скважине 3002, расположенной ниже по направлению потока грунтовых вод от здания ТЭЦ и главного корпуса БЦБК (рис. 1, а), составило 10 250 мг/л. В 2022 г. максимальное зафиксированное значение минерализации приурочено к скважине 3077, расположенной между корпусом БЦБК и ТЭЦ, и составило 4604 мг/л. На рис. 1, б видно, что область повышенных значений минерализации также находится между этими объектами.

Температурное поле в пределах изучаемой территории характеризуется весьма значительным градиентом по данным измерений, проведенных в 2002 г. (рис. 2, а) — от скважины 48 со значением температуры грунтовых вод 43 °С до скважины 6 с температурой грунтовых вод 9 °С, расстояние до которой составляет менее 300 м. Распределение температуры подземных вод по данным измерений в 2022 г. (рис. 2, б) характеризуется уже гораздо меньшей изменчивостью температур — от 6,2 °С в скважине 3075 до 16,7 °С в скважине 4103/2.

Для определения границ ореола теплового загрязнения требуется оценка фоновых значений температурного поля грунтовых вод. В ходе изучения распределения значений температуры грунтовых вод (рис. 2) были выделены скважины 3н, 4н, 5н, 13, как наименее подверженные влиянию теплового загрязнения. По данным значений температуры в этих скважинах были рассчитаны статистические показатели, которые приведены в табл. 1, также были посчитаны статистические показатели по данным температур грунтовых вод в самые жаркие месяцы (для участка исследований — июль-август). Можно отметить, что средние значения температуры в этих скважинах слабо отличаются. Соответственно, если принять во внимание, что при идентификации границ ореола теплового загрязнения температура грунтовых вод не должна превышать среднюю за самый жаркий месяц в течение 10 последних лет, то получается, что границы фронта теплового воздействия можно выделить по температуре 10 °С (с учетом округления среднего значения до целого числа). В качестве фонового, наиболее часто встречающегося значения температуры подземных вод, согласно расчетам, представленным в табл. 1, можно принять 8 °С.

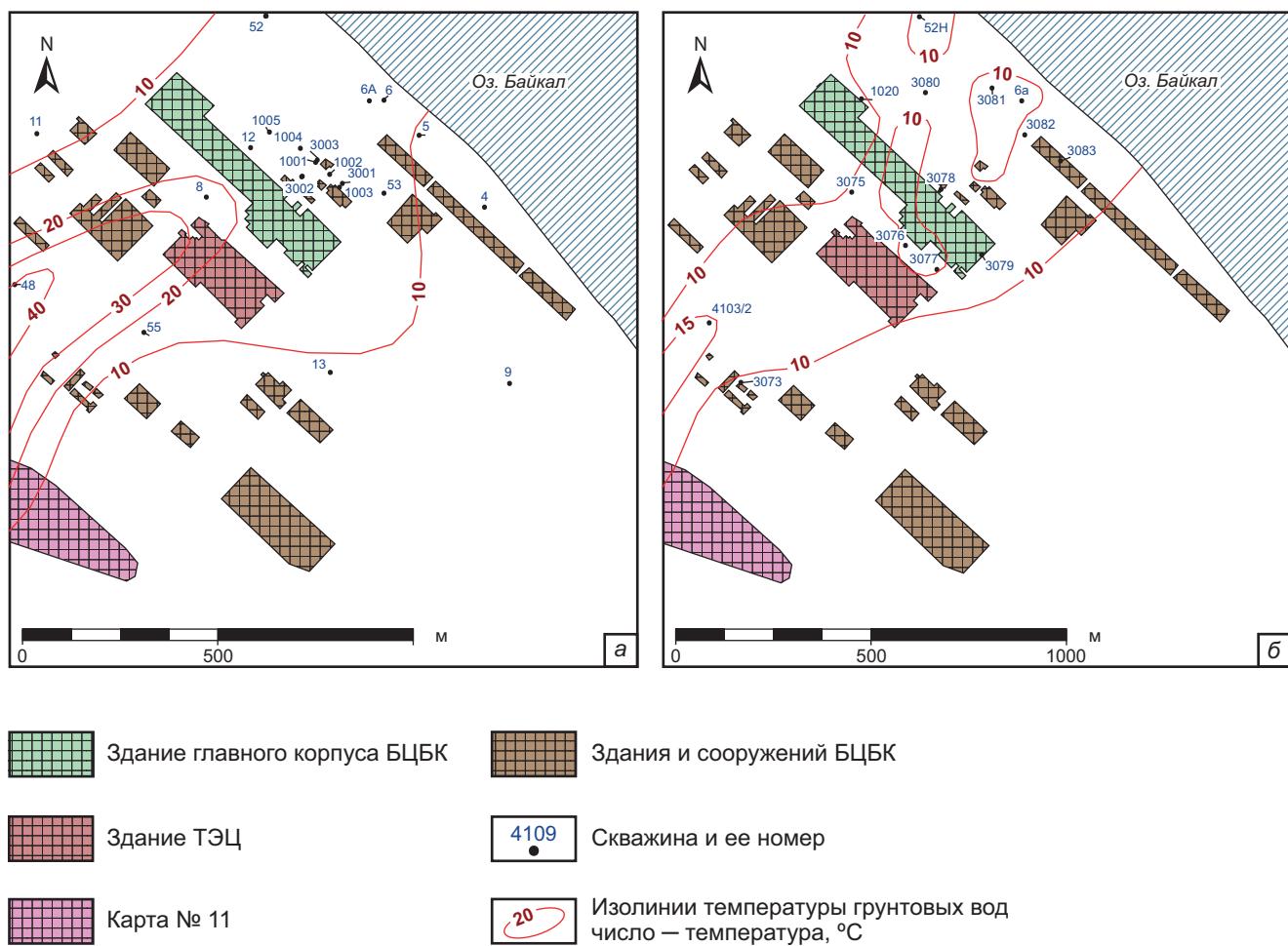


Рис. 2. Температура грунтового водоносного горизонта в районе БЦБК по данным исследований в 2002 (а) и в 2022 г. (б)

Таблица 1
Статистические показатели по данным замеров
температуры в скважинах 3н, 4н, 55н, 13

	Количество замеров	Среднее	Медиана	Мода	Минимум	Максимум
Все месяцы	114	9,1	8,3	8,0	2,0	18,5
Июль–август	26	9,6	8,3	8,0	5,7	18,0

Моделирование тепломассопереноса. Моделируемая область представляет собой участок берега озера Байкал с небольшим уклоном в сторону озера. На территории распространен мощный (до 500 м) грунтовый водоносный горизонт, вмещающими породами которого, в основном, являются гравийно-галечниковые отложения с песчаным, супесчаным и реже суглинистым заполнением, глубина до воды по данным измерений меняется, преимущественно от 1 до 30 м, естественный поток подземных вод направлен в сторону озера.

Уравнение, описывающее перенос вещества может быть представлено в виде [Langevin, et al., 2008]:

$$\left(1 + \frac{\rho_d K_d}{n}\right) \frac{\partial C}{\partial t} = \nabla \mathbf{D} \cdot \nabla C - \nabla(\mathbf{u} C) + \frac{q_{ss} C_{ss}}{n}, \quad (6)$$

где ρ_d — объемный вес породы, $\text{кг}/\text{м}^3$; K_d — коэффициент распределения, $\text{м}^3/\text{кг}$; C — концентрация растворенного вещества $\text{кг}/\text{м}^3$; ∇C — вектор концентрации растворенного вещества; \mathbf{u} — вектор действительной скорости фильтрации; t — время, сут; ∇ — тензор гидродисперсии; q_{ss} — расход источника-стока, $\text{м}^3/\text{сут}$; C_{ss} — концентрация растворенного вещества в источнике-стоке, $\text{кг}/\text{м}^3$.

В прямоугольных координатах выражения для диагональных компонент тензора гидродисперсии имеют вид [Bear, 1972]:

$$\begin{aligned} D_{xx} &= \alpha_L \frac{u_x^2}{|u|} + \alpha_{T_H} \frac{u_y^2}{|u|} \alpha_{T_V} + \frac{u_z^2}{u} + D_m; \\ D_{yy} &= \alpha_L \frac{u_y^2}{|u|} + \alpha_{T_H} \frac{u_x^2}{|u|} + \alpha_{T_V} \frac{u_z^2}{|u|} + D_m; \\ D_{zz} &= \alpha_L \frac{u_z^2}{|u|} + \alpha_{T_H} \frac{u_x^2}{|u|} + \alpha_{T_V} \frac{u_y^2}{|u|} + D_m; \\ v &= \sqrt{u_x^2 + u_y^2 + u_z^2}, \end{aligned} \quad (6a)$$

где α_{T_H} — горизонтальная поперечная дисперсивность, м; α_{T_V} — вертикальная поперечная дисперсивность, м.

Перенос тепла может быть представлен в виде [Langevin, et al., 2008]:

$$\left(\frac{\rho c}{n \rho_w c_w} \right) \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \mathbf{D}_t \nabla T - \nabla(\mathbf{u} T) + \frac{q_h}{n \rho_w c_w}, \quad (7)$$

где q_h — приток-отток тепла, $\text{Вт}/\text{м}^3$; \mathbf{t} — тензор гидродисперсии для теплопереноса, по структуре его запись в прямоугольных координатах аналогична выражению (6а), где дисперсивности заменяются на термодисперсивности β_L , β_{TH} , β_{TV} , а молекулярная диффузия определяется согласно выражению (8). Моделирование массо- и теплопереноса в подземных водах осуществляется при известном поле скоростей фильтрации, входящих в уравнения (6–7). Поэтому первый этап исследований включал моделирование потока подземных вод в пределах области миграции загрязнения. Это моделирование проводились на трехмерной численной модели [Сорокоумова, Растворгусев, 2023а] с помощью кода MODFLOW 2005 [Harbaugh, 2005], реализованного в программном комплексе Visual Modflow [McDonald, Harbaugh, 1988; Harbaugh, 2005].

Моделируемая область (1938×1543 м) в плане и ~ 100 м в разрезе была разбита неравномерной прямоугольной сеткой 118×83 блоков, с размерами блоков от 240×200 м в крайних частях модели, до 5×5 м на участках расположения перехватывающих скважин.

Необходимость применения трехмерного моделирования обусловлена гидрогеологическими условиями в районе БЦБК. Из материалов геологической съемки масштаба 1 : 50 000 следует, что мощность четвертичных отложений достигает 500 м. Наблюдения за составом подземных вод в изучаемом районе позволяют считать, что загрязнение проникло до глубины 70 м. Поэтому при моделировании рассматривались верхние 100 м разреза, что превышает выявленную глубину проникновения загрязнения в грунтовый водоносный горизонт. По вертикали моделируемая область была разбита на 6 слоев, в которые изначально задавались одинаковые фильтрационные параметры. Однако, по результатам обработки поинтервальных опытно-фильтрационных работ, проведенных при сооружении новых скважин в 2021–2022 гг., не удалось обосновать предполагаемое изменение параметров с глубиной, поэтому параметризация слоев осталась одинаковой, помимо начальных значений минерализации, которые в нижнем, шестом модельном слое задавались как фоновые, ввиду отсутствия свидетельств наличия загрязнения на таких глубинах.

Коэффициент фильтрации для каждого из слоев в горизонтальном направлении принят равным 34 м/сут, в вертикальном — 10 м/сут, в соответствии с ранее разработанной моделью [Растворгусев, Куранов, 2002], прошедшей калибрацию по опыту эксплуатации перехватывающего водозабора. Эта величина соответствует диапазону значений коэффициента фильтрации, полученному при обработке результатов опытно-фильтрационных работ.

На западной границе, согласно материалам инженерно-геологических изысканий, задан градиент потока грунтовых вод, равный 0,003. Моделирование такого условия произведено с помощью пакета «General Head Boundary» [McDonald, Harbaugh, 1988], напор на границе и проводимость, необходимые для реализации условия, были выбраны таким образом, чтобы градиент был постоянным и не зависел от решения в расчетной области. На восточной границе, приуроченной к берегу озера Байкал, была задана абсолютная отметка уровня 455,36 м, что соответствует средней величине уровня вод озера по данным поста Порт Байкал на период моделирования. Северная и южная границы непроницаемые, проведены по линиям тока грунтовых вод.

Инфильтрационное питание в пределах расчетной области было принято равным 0,0003 м/сут (15% от атмосферных осадков). Повышенное инфильтрационное питание задавалось на участках предполагаемого (на основе материалов исследований 2000 г.) дополнительного техногенного питания за счет существенных утечек с территории предприятия. По результатам калибрации модели, в районе карты № 11, в которую осуществляется сброс сточных вод с территории предприятия, инфильтрационное питание составило 0,1 м/сут, на участке между главным корпусом БЦБК и зданием ТЭЦ, где в 2000 г. было зафиксировано наличие куполообразного возвышения поверхности грунтовых вод — 0,13 м/сут (наиболее значительное увеличение минерализации приурочено к этой зоне).

Для прогноза миграции загрязняющих веществ были определены основные источники поступления загрязнения. Наиболее четко положение источников определяется в период активной производственной деятельности на комбинате. В августе 2001 г. один из авторов участвовал в обследовании загрязнения подземных вод на территории БЦБК, по данным единовременных измерений которого была построена схема гидроизогипс и изотерм, которая позволила выделить купол подземных вод между главным корпусом и зданием ТЭЦ. Это место определялось в те годы как источник химического загрязнения. В существовавшей тогда скважине 48, расположенной в районе карты № 11, температура воды тогда достигала 43 °С, что свидетельствует о масштабном тепловом загрязнении подземных вод (при фоновом значении температуры 8 °С), соответственно, источником теплового загрязнения (и, возможно, источником ряда химических загрязнителей) является карта № 11, куда осуществляются сбросы с ТЭЦ.

Материалы исследований 2021–2022 гг. подтверждают наличие действующего интенсивного очага загрязнения на участке между главным корпусом БЦБК и ТЭЦ [Сорокоумова, Растворгусев, 2023б]. Уточнить положение и интенсивность источника загрязнения в районе карты № 11 не представляется возможным ввиду несовершенства сети наблюдений в этой области. Однако, проводимые геомиграци-

онные расчеты и калибрация модели показали, что второй очаг поступления контаминаントов в подземные воды все еще активен.

Расчеты геофiltрации проводились в нестационарной постановке, с учетом работы перехватывающего водозабора, заданной 46 стресс-периодами, каждый из которых представлен 3–10 временными шагами. Соответственно, период расчетов составил 7528 суток (~20 лет). Величина гравитационной водоотдачи принималась равной 0,25. Расчеты, основанные на модели массопереноса (6, a), проводились для условно консервативного показателя — минерализации, с помощью кода MT3DMS [Zheng, Wang, 1999]. Фоновое значение минерализации грунтовых вод, поступающих со стороны водораздела, принималось равным 200 мг/л. Минерализация в местах утечек варьировалась от 400 до 800 мг/л (карта № 11) и от 1000 до 10000 мг/л (участок между главным корпусом и ТЭЦ). Активная пористость была принята равной 0,2, продольная дисперсивность варьировалась от 0,1 до 400 м [Сорокоумова, Растворгусев, 2023a]. Поперечная дисперсивность принималась на порядок меньше продольной. В качестве начального условия в верхних пяти слоях модели (верхние 60 м) принималась минерализация по данным мониторинга (рис. 1, a). В нижнем 6 слое (от 60 до 100 м) принималась фоновая минерализация.

Расчеты теплопереноса проводились на основе модели конвективной теплопроводности (7). Скорости фильтрации подземных вод оценивались на основе геофiltрационного моделирования, выполненного на первом этапе исследования. Расчеты теплопереноса, учитывая совпадение с точностью до обозначений моделей (6) и (7) также проводились с помощью кода MT3DMS [Zheng, Wang, 1999], входящего в пакет Visual Modflow. Поскольку изначально программа MT3DMS ориентирована на решение задач переноса вещества, то для решения задачи теплопереноса в исходной постановке коэффициент молекулярной диффузии был заменен на расчетный параметр следующего вида:

$$D_m = \frac{n K_w + (1-n) K_s}{n \rho_w C_w}, \quad (8)$$

где K_w и K_s — теплопроводности воды и породы, принятые 0,58 и 2,9 Вт/м/град соответственно; ρ_w и C_w — плотность и массовая теплоемкость воды, равны 1000 кг/м³ и 4186 Дж/кг/град [Langevin, et al., 2008].

Для учета теплообмена вода-порода коэффициент сорбционного распределения в исходных данных был задан следующим образом:

$$k_d = \frac{C_s}{\rho_f C_f}, \quad (9)$$

где k_d — коэффициент сорбционного распределения для теплообмена вода-порода, м³/кг; C_s — массовая теплоемкость породы принята равной 800 Дж/кг/град.

Фоновая температура принималась равной 8 °C. Температура в местах утечек варьировалась от 25 °C до 15 °C (карта № 11) и от 15 °C до 8 °C (участок между главным корпусом и ТЭЦ). Важно отметить, что в данной работе не производился учет теплопередачи через верхнюю и нижнюю границу модели. Активная пористость была принята равной 0,2, продольная термодисперсивность варьировалась от 1 до 400 м. Поперечная термодисперсивность принималась на порядок меньше продольной. В качестве начального условия в верхних пяти слоях модели (верхние 60 м) принималась температура по данным мониторинга на 2002 г. (рис. 2, a). В нижнем — 6 слое (от 60 до 100 м) принималась фоновая температура 8 °C (табл. 1).

Результаты исследований и их обсуждение. Количественная оценка сопоставления результатов расчетов с данными мониторинга проводилась путем сравнения значений нормализованных среднеквадратических ошибок (НСКО), определяемых согласно выражению:

$$\text{НСКО} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\text{cal}_i - \text{obs}_i)^2}, \quad (10)$$

где N — количество наблюдений; cal_i — значение, полученное при моделировании; obs_i — наблюденное значение.

Решение фильтрационной задачи показало достаточную сходимость с массивом фактических данных по замерам уровней, с диапазоном изменения НСКО на весь период моделирования 10,9–18,2%.

Проведенные вариантные расчеты при различных значениях параметра продольной дисперсивности показали максимальное совпадение фактических и модельных выходных кривых (графиков временного прослеживания) по минерализации для скважин водозабора при значении продольной дисперсивности — 4 м (рис. 3). Сопоставление с фактическими данными приведено на рис. 4.

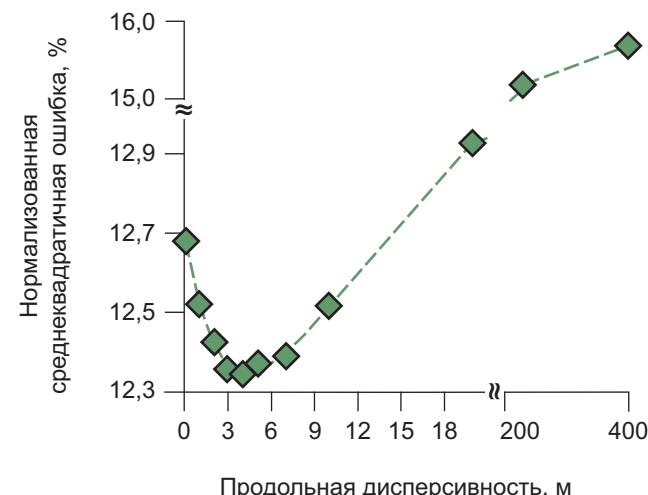


Рис. 3. График сопоставления нормализованных среднеквадратических ошибок с принятым значением продольной дисперсивности для модели массопереноса

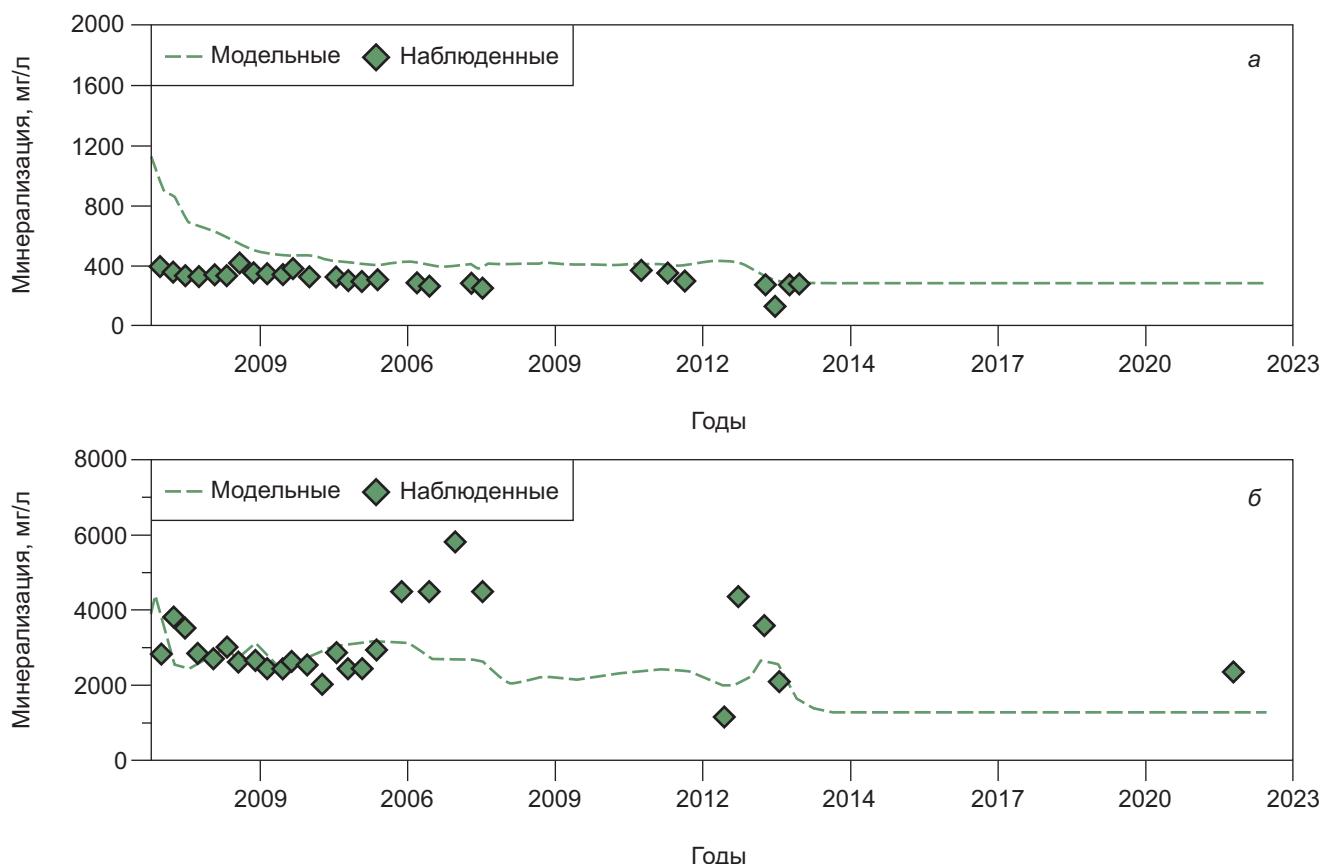


Рис. 4. Сопоставление модельных и наблюденных значений минерализации для скважин 2053 (а) и 2010 (б)

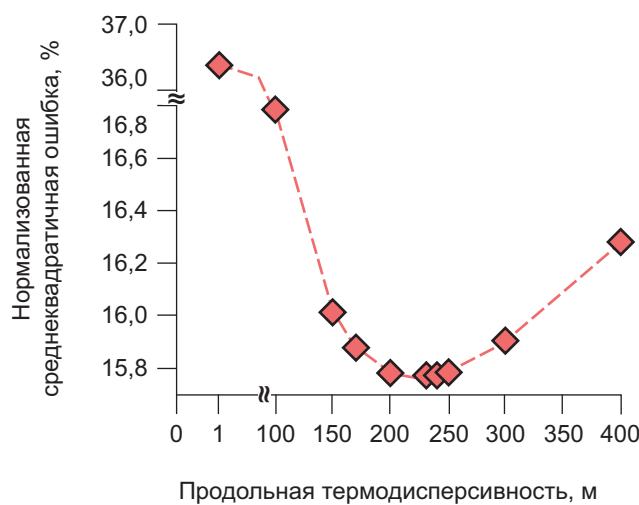


Рис. 5. График сопоставления нормализованных среднеквадратических ошибок с принятым значением продольной термодисперсивности для модели теплопереноса

Проведенные вариантовые расчеты при различных значениях параметра продольной термодисперсивности показали максимальное совпадение фактических и модельных выходных кривых (графиков временного прослеживания) по температуре для скважин водозабора при значении продольной термодисперсивности — 230 м (рис. 5). Сопоставление с фактическими данными приведено на рис. 6.

В ходе анализа результатов калибровки модели по параметру продольной дисперсивности и термо-

дисперсивности (рис. 3; 5) можно сделать вывод, что наилучшая сходимость модельных расчетов с наблюдаемыми значениями достигается при различных его значениях для моделей переноса тепла и массы. Так, для модели массопереноса значение составило 4 м, для модели теплопереноса — 230 м. Такая существенная разница в значениях продольной дисперсивности может быть обусловлена, в том числе, и различным положением источников теплового и химического загрязнения относительно наблюдательных скважин. Основной источник теплового загрязнения располагается в 10 раз дальше от большинства скважин наблюдательной сети, по сравнению с источником химического загрязнения. Это дает возможность, принимая для продольной термодисперсивности линейную связь с длиной пути миграции, аналогичную полученной в работе [Gelhar, et al., 1992] для массопереноса, ожидать увеличения на порядок расчетного коэффициента продольной термодисперсивности, по сравнению с таким же параметром для процесса массопереноса. Различие термодисперсивности и дисперсивности более чем на порядок, возможно, связано с неучтенными механизмами рассеивания и поступления тепла — оттока тепла в атмосферу и с неучтенными источниками теплового загрязнения.

Заключение. Разработана модель миграции теплового и химического загрязнений на территории Байкальского целлюлозно-бумажного комбината,

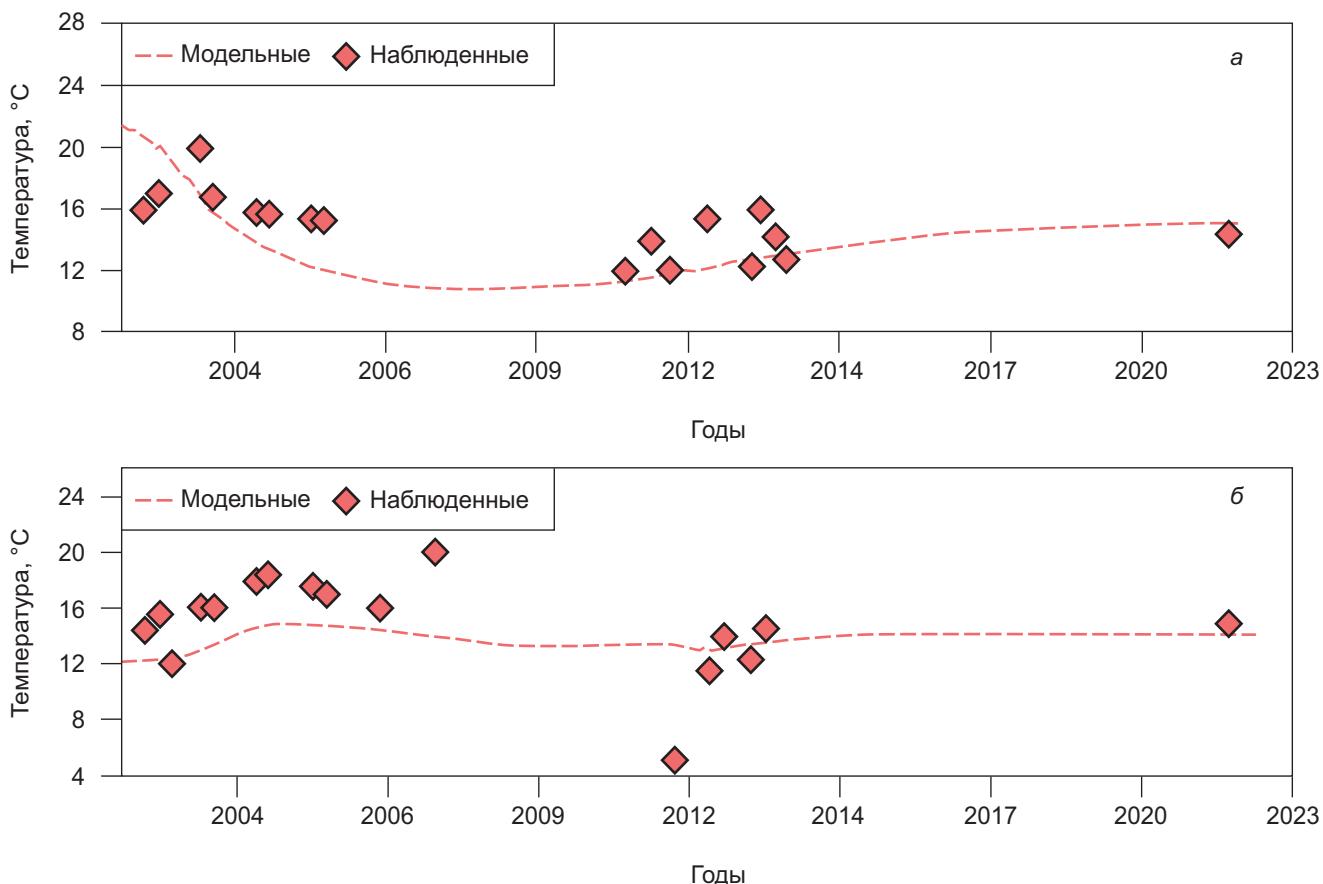


Рис. 6. Сопоставление модельных и наблюденных значений температуры для скважин 2053 (а) и 2010 (б)

воспроизводящая двадцатилетний период техногенного воздействия промышленных объектов площадки БЦБК на грунтовые воды с учетом режима работы перехватывающего водозабора, который воспроизведен 46 стресс-периодами.

Анализ пространственно-временной изменчивости температурного поля подземных вод позволил выделить границы ореола теплового загрязнения по изотерме 10 °С, которая соответствует среднемесячным температурам подземных вод участка исследований за наиболее теплый период (июль и август) в течение 10 последних лет.

Калибрация геофильтрационной модели позволила достичь удовлетворительного соответствия расчетных уровней подземных вод имеющимся наблюдаемым данным. Диапазон вариации нормализованной ошибки для рассмотренных стресс-периодов составил ~12–18%.

Калибрация геомиграционных моделей теплового и растворенного химического загрязнений производилась в два этапа — в первую очередь определен режим и интенсивность выделенных источников загрязнения для достижения нормализованной ошибки менее 20% при сопоставлении наблюденных и расчетных значений; далее производилась калибрация по параметру продольной дисперсивности для достижения более достоверного воспроизведения распространения двух типов загрязнения в подземных водах.

Расчеты теплопереноса показали, что наименьшая нормализованная ошибка (15,8%) достигается при значении параметра продольной дисперсивности 230 м. Расчеты массопереноса для консервативного мигранта, который определялся данными по значению минерализации подземных вод, показали, что наименьшая нормализованная ошибка (12,3%) достигается при значении параметра продольной дисперсивности 4 м, что более чем на порядок меньше, чем в модели теплопереноса.

Полученное различие параметра продольной дисперсивности для моделей теплопереноса и массопереноса можно объяснить тем, что основной источник теплового загрязнения расположен в 10 раз дальше от точек наблюдения по сравнению с источниками химического загрязнения. Это объясняет превышение на порядок продольной термодисперсивности по сравнению с дисперсивностью для массопереноса.

Кроме того, полученное различие термодисперсивности и дисперсивности, возможно, связано с неучтеными при моделировании механизмами рассеивания и поступления тепла — отток тепла за счет кондуктивного теплообмена через кровлю и подошву моделируемой области, неучтенные источники теплового загрязнения и др. Оценку значимости этих процессов в формировании ореола теплового загрязнения целесообразно провести при дальнейших исследованиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Лехов А.В. Физико-химическая гидрогоеодинамика. М.: КДУ, 2010. 500 с.
- Расторгуев А.В., Куранов П.Н. Обоснование защиты озера Байкал от загрязнения подземными водами. Современные проблемы гидрогоеологии и гидрогоеомеханики // Сборник докладов конференции, посвященной памяти члена-корреспондента РАН В.А. Мироненко. СПб., 2002. С. 141–146.
- Румынин В.Г. Геомиграционные модели в гидрогоеологии. СПб.: Наука, 2011. 1158 с.
- Сорокумова Я.В., Расторгуев А.В. Моделирование тепломассопереноса на территории Байкальского целлюлозно-бумажного комбината // Труды всероссийской научной конференции с международным участием «Современная гидрогоеология: Актуальные вопросы науки, практики и образования». М.: МИИ, 2023а. С. 504–511.
- Сорокумова Я.В., Расторгуев А.В. Моделирование миграции растворенных нефтепродуктов в грунтовых водах на территории Байкальского целлюлозно-бумажного комбината // Инженерная геология. 2023б. Т. XVIII, № 3. С. 66–78.
- Appelo C.A.J., Postma D.J. Geochemistry, groundwater and pollution. 2nd edition. London: CRC Press, 2005. 683 p.
- Bear J. Dynamics of Fluids in Porous Media. N.Y.: Elsevier, 1972. 764 p.
- de Marsily G. Quantitative Hydrogeology: Groundwater Hydrology for Engineers. Academic, Orlando, Fla. 1986. 440 p.
- Gelhar L.W. Stochastic subsurface hydrology. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1993. 390 p.
- Gelhar L.W., Welty C., Rehfeldt K.R. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers // Water Resour. Res. 1992. N 28(7). P. 1955–1974.
- Harbaugh A.W. MODFLOW-2005: the U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model — the Ground-Water Flow Process. Reston: USGS Publications Warehouse, 2005. 121 p.
- Ingebritsen S.E., Sanford W.E. Groundwater in Geologic Processes. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1998. 341 p.
- Irvine D.J., Simmons C.T., Werner A.D., Graf T. Heat and solute tracers: how do they compare in heterogeneous aquifers? // Groundwater. 2015. N 53. P. 10–20.
- Langevin C.D., Thorne D.T., Dausman A.M., et al. SEAWAT Version 4: A Computer Program for Simulation of Multi-Species Solute and Heat Transport: U.S. Geological Survey Techniques and Methods. 2008. Book 6, Chapter A22, 39 p.
- McDonald M.C., Harbaugh A.W. MODFLOW, a modular three-dimensional finite difference ground-water flow model, U. S. // Geological Survey. 1988. P. 83–875.
- Rau G.C., Andersen M.S., Acworth R.I. Experimental investigation of the thermal dispersivity term and its significance in the heat transport equation for flow in sediments // Water Resour. Res. 2012. 48(3). P. 1–21.
- Sommer W., Valstar J., van Gaans P., et al. The impact of aquifer heterogeneity on the performance of aquifer thermal energy storage // Water Resour. Res. 2013. 49(12). P. 8128–8138.
- Zheng C., Wang P. MT3DMS: a modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion, and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; Documentation and User's Guide. Tuscaloosa: University of Alabama, 1999. 221 p.

Статья поступила в редакцию 15.03.2024,
одобрена после рецензирования 21.03.2024,
принята к публикации 18.08.2024

УДК 556.3; 550.46; 550.424.6

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-61-69

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ИЖОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

**Елена Павловна Каюкова¹, Сергей Витальевич Жданов²,
Елена Александровна Филимонова³**

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; epkayu@gmail.com

² АО «Полиметалл Инжиниринг», Санкт-Петербург, Россия; de-mo@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; ea.filimonova@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5915-6278>

Аннотация. Качество питьевой воды определяется химическим составом воды и регулируется санитарным законодательством. Ижорское месторождение подземных вод, самое крупное в Ленинградской области, расположено к югу от Санкт-Петербурга на Ижорском плато. Водовмещающие породы сложены трещиноватыми и закарстованными известняками и доломитами (O_{1-3}). Определены и проанализированы приоритетные вещества для оценки качества подземных вод ордовикского водоносного горизонта: общая жесткость, железо, марганец, барий, нитраты. Построена карта нитратного загрязнения подземных вод Ижорского плато.

Ключевые слова: качество питьевых вод, Ижорское месторождение подземных вод, нитратное загрязнение, миграционные формы

Для цитирования: Каюкова Е.П., Жданов С.В., Филимонова Е.А. Особенности химического состава подземных вод Ижорского месторождения (Ленинградская область) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 4. С. 61–69.

CHEMICAL COMPOSITION FEATURES OF THE IZHORA GROUNDWATER FIELD (LENINGRAD REGION)

Elena P. Kayukova¹, Sergey V. Zhdanov², Elena A. Filimonova³

¹ St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia; epkayu@gmail.com

² JSC Polymetal Engineering, St. Petersburg, Russia; de-mo@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; ea.filimonova@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0001-5915-6278>

Abstract. Drinking water quality is determined by the chemical composition of water and is regulated by sanitary legislation. Izhora field, located south of St. Petersburg on the Izhora Plateau, is the largest in the Leningrad region. The sediments contain fractured and karst limestones and dolomites (O_{1-3}). The priority indicators of Ordovician aquifer quality in the Izhora groundwater field have been identified. Hardness, iron, manganese, barium, nitrates have been analyzed for assessing the Ordovician aquifer quality. A map of nitrate contamination of groundwater in the Izhora plateau has been constructed.

Keywords: quality of drinking water, Izhora groundwater field, nitrate pollution, transport forms

For citation: Kayukova E.P., Zhdanov S.V., Filimonova E.A. Chemical composition features of the Izhora groundwater field (Leningrad Region). *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 4: 61–69. (In Russ.).

Введение. Основным источником водоснабжения Санкт-Петербурга и ряда населенных пунктов Ленинградской области являются поверхностные воды. Подземные воды являются стратегическим ресурсом, служат альтернативным и резервным источником водоснабжения. В некоторых городах Санкт-Петербургского региона — Пушкин, Гатчина, Ломоносов, Красное Село и др., где позволяют гидрологические условия, подземные воды используют для централизованного водоснабжения. К югу от Санкт-Петербурга эксплуатируются четыре участка подземных вод ордовикского горизонта Ижорского месторождения: Красносельский, Варваринский, Гостилицкий и Вильповицкий. Возможны антро-

погенные загрязнения подземных вод, поскольку территория находится в зоне повышенной сельскохозяйственной нагрузки.

Ижорское месторождение подземных вод (площадь — 2300 км²) является самым крупным месторождением в Ленинградской области. На территории Ижорской возвышенности располагаются множество водозаборных скважин, капитажей источников и одиночных скважин, водоотбор из которых составляет около 200 тыс. м³/сут. [Куриленко, Жданов, 2013]. Целью работы является изучение химического состава подземных вод Ижорского месторождения, оценка возможности их использования для хозяйствственно-питьевого

назначения, выявление территорий, на которых некоторые физико-химические параметры подземных вод не соответствуют современным санитарным нормам. В статье приведены данные геохимического опробования подземных вод Ижорского плато, проведенного авторами; представлены результаты геохимического моделирования миграционных форм, проанализирована их токсичность, построена карта нитратного загрязнения рассматриваемой территории на основе собственных и литературных данных.

Район исследования. Физико-географические условия. Формирование современного рельефа юго-западной части Ленинградской области связано с аккумулятивной денудационной деятельностью древних ледников и их талых вод. Ордовикское плато приурочено к слабо- и неравномерно дренированной Прибалтийской низменности. Для Ижорской возвышенности, расположенной в западной части плато, характерен холмисто-моренный рельеф пла-стово-денудационного типа. Поверхность плоская и достаточно однообразная, с трендом снижения от центра к периферии. Наибольшие абсолютные отметки отмечены на Дудергофских высотах у станции Можайская: горы Воронья (175,9 м) и Ореховая (146,9 м) с крутизной склонов до 30°.

На Ижорском плато в карбонатных породах ордовика, залегающих под валунными суглинками, развит карст. Карстовая денудация составляет около 15,5 м³/год. Наиболее закарстованы участки, приуроченные к зонам тектонических нарушений. Плотность карста на водоразделах Ижорского плато примерно 0,5–1 воронки на 1 км², в долинах рек — 4–10 воронок на 1 км², а на отдельных участках Волосовского района — до 150 воронок на 1 км² [Информационный..., 2023]. Диаметр карстовых воронок — от 0,5 до 30 м, глубина около 0,5–15 м. Дебит карстовых источников в течение года варьирует (до 100 и более раз). Интенсивное развитие карстовых форм способствует инфильтрации атмосферных осадков, поэтому гидрографическая сеть во внутренней части Ижорского плато полностью отсутствует.

Ижорское плато играет роль водораздела правых притоков р. Луги и ряда малых рек, впадающих в Финский залив. Все эти речки генетически связаны с карстовыми источниками плато, разгрузка которых осуществляется в краевых частях плато (например, источники у станции Можайская).

В административном отношении территории Ижорского плато включает Волосовский, Гатчинский, южную часть Ломоносовского, восточную Кингисеппского и северо-западную часть Сланцевского районов.

Климат территории умеренно-холодный, переходящий от континентального к морскому, с избыточным увлажнением. Он формируется под воздействием морских атлантических и континентальных воздушных масс, периодических вторжений арктического воздуха и активной циклонической

деятельности. Преобладают ветры юго-западного направления, несущие влажный воздух атлантического происхождения. Наибольшее количество осадков выпадает с апреля по октябрь.

Из публикации [Грейсер, 1991] известно, что за период с 1951–1988 гг. среднемноголетние осадки на Ижорском плато составляли 684 мм, на испарение тратилось 362 мм, т.е. количество осадков превышало испарение. По данным метеостанции г. Волосово [Погода..., 27.08.2023] за последние 20 лет среднегодовые температуры приземного воздуха составили 4,9°C (варьируя в диапазоне 1,2–6,7°C). Среднегодовые количества атмосферных осадков в XXI в. менялись в пределах 189–887 мм, составляя в среднем 659 мм. Конец прошлого столетия характеризуется меньшими количествами осадков и большим разбросом среднегодовых температур приземного воздуха. Тогда же наметилась и сохранилась тенденция к увеличению количества атмосферных осадков с повышением температур приземного воздуха.

В настоящее время количество атмосферных осадков на Ижорском плато около 660 мм/год, примерно 125 дней в году лежит снег до 50 см. До 50% приходной части идет на формирование подземного стока (поверхностный отсутствует), остальное тратится на испарение или питает более глубокие водоносные горизонты.

Геолого-гидрогеологические условия. В северной части Ижорского плато кристаллический фундамент, сложенный гранитами, гнейсо-гранитами и грано-диоритами (AR-PR), залегает на глубине 200 м, в южной — 400 м. Фундамент моноклинально перекрывается осадочным чехлом, который в нижней части состоит из вендинских отложений (V₂st-vr) общей мощностью 150–170 м. Это песчаники с прослойми аргиллитов, алевролитов и тонкослоистых плотных глин в верхней части: от старорусской свиты редкинского горизонта до воронковской и вислеостровской свит котлинского горизонта. Выше залегает маломощный (2–10 м) слой нижнекембрийских ломоносовских песчаников (E₁lm). Мощный слой (около 80–120 м) нижнекембрийских сиверских (E₁sv) гидрослюдистых голубых глин изолирует этот песчаник от карбонатных отложений ордовика (O_{1–3}) [Вербицкий и др., 2012а, 2012б].

Тонкий маркирующий слой нижнеордовикских диктионемовых сланцев (O₁kp) и подстилающие оболовые песчаники (O₁ts) образуют горизонт мощностью от 0,2 до 5 м. Слой содержит много органических веществ и имеет черный цвет. Отличительная особенность сланца — наличие урана, ванадия, молибдена и ряда других элементов.

Ордовикские карбонатные отложения распространены южнее глинта в виде полосы широтного направления (от 3 до 50 км). Они трансгрессивно с неравномерным стратиграфическим перерывом залегают на кембрийских породах. Отложения ордовикской системы представлены тремя отделами.

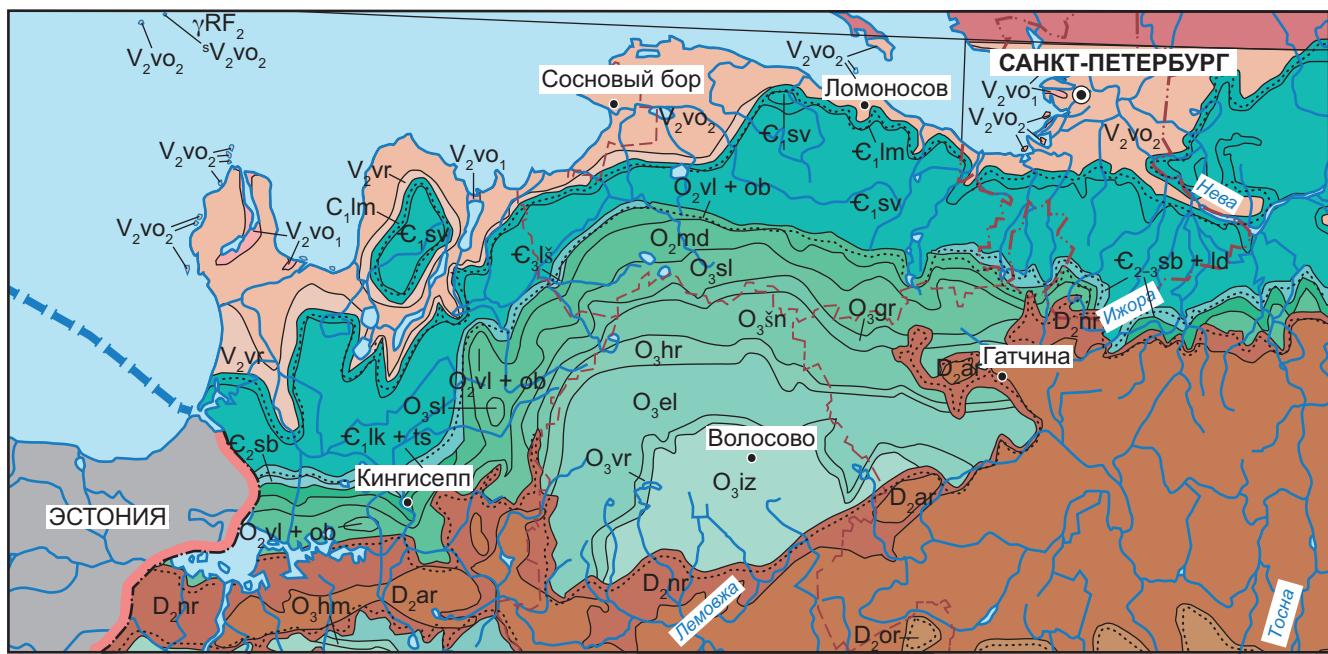


Рис. 1. Геологическая карта Ижорского плато [Вербицкий и др., 2012б]

Мощность пород нижнего ордовика колеблется от 5 до 15 м, среднего от 70 м до 140 м и верхнего от 0 до 50 м. Это однородная толща различной степени доломитизированных известняков и доломитов, крепких, трещиноватых, участками закарстованных. Карст развит в известняках ордовика в западной части Силурийского плато на Ижорская возвышенности. В толще известняков встречаются прослои глин и мергелей мощностью от 1–2 до 20–50 см. Нижний отдел представлен песками, песчаниками и глинами. Мощность их возрастает в южном направлении от 0,1–0,2 до 10 м [Гидрогеология..., 1967].

На геологической карте дочетвертичных образований [Вербицкий и др., 2012б] на Ижорском плато выделены следующие подразделения ордовика (рис. 1): объединенные волховская и обуховская свиты (O_2vl+ob), медниковская свита (O_2md), селецкая свита (O_3sl), грязновская свита (O_3gr), шундоровская свита (O_3sn), хревицкая свита (O_3hr), елизаветинская свита (O_3el), врудская свита (O_3vr), изварская свита (O_3ir).

Четвертичные отложения маломощны, неравномерны и хорошо проницаемы.

Согласно гидрогеологическому районированию Ижорское плато является частью Ижорско-Волховского подрайона, примыкающего с юга к Предглинтовому подрайону в виде субширотной полосы неправильной формы, оконтуривающей ордовикские отложения на дочетвертичной поверхности. Ижорско-Волховский подрайон входит в состав структуры III порядка Прибалтийско-Ладожского гидрогеологического района, который с Латвийским и Западно-Московским районами располагается в пределах Московского артезианского бассейна (II порядка), занимая северо-западную часть Рус-

ского (Восточно-Европейского) сложного артезианского бассейна I порядка.

Гидрогеологические условия и стратификация рассмотрены по материалам ВСЕГЕИ [Вербицкий и др., 2012а] с привлечением [Гидрогеология..., 1967].

На территории в зависимости от геологии и литологии водовмещающих пород существуют различные типы вод: поровые, трещинные, трещинно-поровые, порово-пластовые, порово-трещинные, карстовые, трещинно-карстовые и прочие. В условиях избыточного увлажнения здесь формируется ряд водоносных горизонтов, которые имеют свои особенности.

Региональным водоупором выступает толща глин верхневенденского водоупорного горизонта (V_2). Роль другого мощного водоупора играет нижнекембрийский водоупорный горизонт (ϵ_1sv). Таким образом, в гидрогеологическом разрезе Ижорского плато выделены следующие гидрогеологические подразделения: четвертичный водоносный комплекс, ордовикско-силурийский водоносный горизонт, кембрийско-ордовикский водоносный горизонт, нижнекембрийский водоупорный горизонт, верхневенденско-нижнекембрийский водоносный горизонт, верхневенденский водоупорный горизонт, вендинский водоносный комплекс.

Четвертичный водоносный комплекс (Q) маломощен, представлен четвертичными наносами, ледниковыми валунными суглинками, глинистыми разностями. Это эоловые, морские, аллювиальные, торфяно-болотные, озерно-ледниковые и другие отложения.

Ордовикско-силурийский водоносный горизонт ($O-S$) развит под четвертичными отложениями на глубинах не более 30 м (рис. 2). Он приурочен к из-

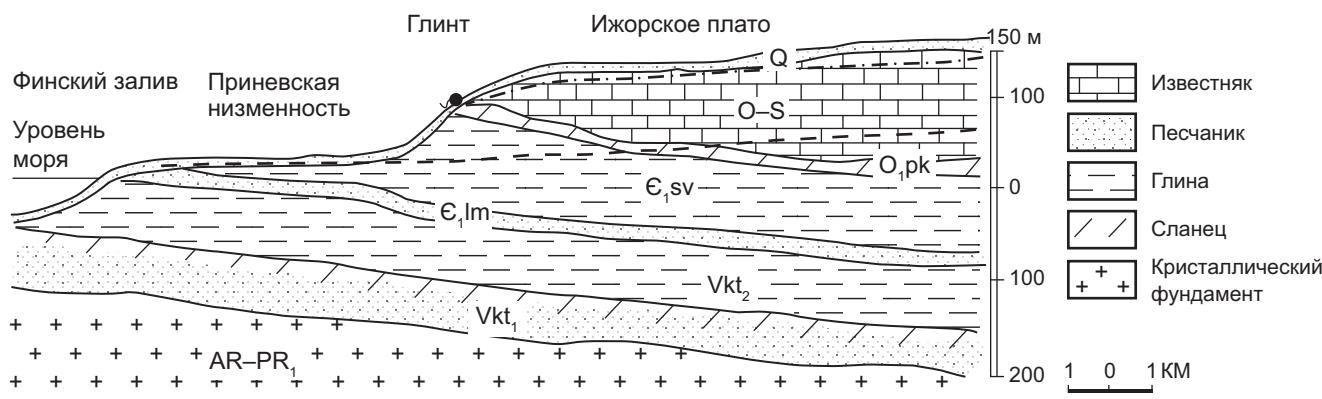


Рис. 2. Гидрогеологический разрез Ижорского плато

вестнякам и доломитам среднего и верхнего ордовика (от волховского до поркунисского горизонта), имеет напорно-безнапорный характер. Питание горизонта осуществляется по всей площади плато за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Для толщи карбонатов Ижорского плато характерны трещиноватость разного генезиса и закарстованность, наиболее интенсивно проявленная в приповерхностной зоне (до глубины 40 м), где развит как древний, так и современный карст. Именно с этими отложениями связаны основные водные ресурсы Ижорского плато.

В предглинтовой полосе горизонт отсутствует. Вдоль глинта ордовикско-силурийский водоносный горизонт дренируется, здесь существует большое количество родников и пластовых выходов подземных вод с дебитами до 20–35 л/с. Родники дают начало многим ручьям и рекам, протекающим по Предглинтовой низменности (реки Черная, Ижора, Дудергофка и др.).

Проводимость ордовикского комплекса неравномерна по площади. Нисходящая разгрузка осуществляется вдоль полосы глинта, напорная — вдоль рек в восточной и южной частях плато. Существуют многочисленные пластовые выходы и источники, к числу последних относятся родники пос. Можайский. По химическому составу подземные воды, как правило, пресные гидрокарбонатные магниево-кальциевые или кальциево-магниевые, умеренно жесткие с pH около 7,5.

На Ижорском плато подземные воды ордовикско-силурийского водоносного горизонта — основной источник хозяйственно-питьевого водоснабжения, их также транспортируют на значительные расстояния по водоводам в города Ломоносов, Петергоф, Кронштадт и др.

Методы. В работе использованы данные по химическому составу подземных вод, включающие результаты опробования 2005–2012 гг. Температура, pH, Eh, удельная электропроводность (УЭП) были измерены с использованием портативных приборов фирмы «HANNA» непосредственно на месте отбора пробы. Пробы воды на макрокомпоненты были ото-

браны в литровые пластиковые бутылки, на макрокомпоненты — в пробирки 10–20 мл и подкислены азотной кислотой (2%) для консервации. Пределы обнаружения (в мг/л) для катионов Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} — 0,001; 0,005; 0,005; 0,0001 соответственно. Концентрация нитратов определялась электрохимическим методом на портативном иономере «И-500» с помощью ионоселективного электрода (предел допускаемой относительной погрешности измерения концентрации — 2 ед. рХ) в лаборатории кафедры гидрогеологии СПбГУ. Радон и радий в подземных водах определяли в лаборатории радиационного контроля кафедры гидрогеологии СПбГУ на сцинтилляционном аналитическом комплексе «Радэк» по активности γ -излучающих радионуклидов.

Гидрохимическое моделирование (расчет миграционных форм растворенных в воде химических элементов) было проведено с использованием программного комплекса The Geochemist's Workbench. Исходными данными для гидрохимического моделирования были результаты опробования химического состава подземных вод. При моделировании миграционных форм использовались стандартные зависимости используемого программного обеспечения [Bethke, et al., 2022].

Построение схемы нитратного загрязнения подземных вод Ижорского плато выполнено в Программном продукте Surfer v. 15.0. Построение изолиний концентрации нитратов в подземных водах строилось методом интерполяции Kriging [Surfer..., 2023].

Результаты и их обсуждение. Всего изучено на макро- и микрокомпоненты 20 образцов подземных вод Ижорского плато, из них 13 проб получено при опробовании скважин, остальные приходятся на источники. Некоторые данные химического состава подземных вод (около 70 образцов) получены из опубликованных материалов [Степанян и др., 2022а, 2022б]. Эти данные использованы для оценки антропогенного загрязнения.

В табл. 1 и 2 приведены данные химического состава изученных подземных вод. Схема на рис. 3 показывает расположение точек полевого опробования, а также циклограммы химического состава

Таблица 1

Макрокомпоненты и некоторые показатели (температура, pH, Eh) в подземных водах ордовикского горизонта Ижорского плато

Место объекта	Тип объекта	Глубина, м	№ на карте (рис. 3)	T, °C	pH, ед	Eh, мВ	Ж*, мг-экв./л	M**, г/л	Na	K	Ca	Mg	HCO ₃	Cl	SO ₄
									мг/л мг-экв./л						
Ключь***	ист.	–	1	7,8	7,3	168	8,4	0,8	31,0 1,35	13,0 0,33	80,0 4,0	54,0 4,44	498,0 8,7	57,5 1,62	60,0 1,25
Вилози***	ист.	–	2	8,8	7,2	128	7,2	0,7	15,0 0,65	3,8 0,1	75,0 3,75	42,0 3,45	457,5 7,5	37,6 1,06	38,4 0,8
Пудость	ист.	–	3	7,7	7,4	109	8,0	0,62	5,4 0,23	3,3 0,09	86,8 4,34	44,0 3,64	429,4 7,04	8,5 0,24	38,4 0,80
Ропша	ист.	–	4	9,8	7,4	179	7,5	0,60	11,0 0,48	7,5 0,19	79,3 3,97	42,0 3,49	405,0 6,64	11,6 0,33	48,0 1,00
Гостилицы	скв.	24	5	7,6	7,4	179	6,1	0,53	15,0 0,65	15,0 0,38	74,0 3,70	28,8 2,37	341,6 5,60	11,4 0,32	47,7 0,99
Верхние Рудицы	ист.	–	6	7,0	7,5	223	6,2	0,49	3,8 0,17	3,2 0,08	67,7 3,38	34,0 2,80	370,9 6,08	5,7 0,16	5,8 0,12
Воронино	ист.	–	7	7,6	7,6	195	6,3	0,58	8,0 0,35	44,0 1,13	78,4 3,92	29,0 2,41	395,3 6,48	4,3 0,12	24,5 0,51
Копорье	скв.	25	8	10,0	7,5	164	7,8	0,60	6,5 0,28	4,9 0,12	93,5 4,68	38,0 3,09	439,2 7,20	8,8 0,25	14,4 0,30
Ломаха	скв.	23	9	11,1	7,3	206	8,9	0,71	16,0 0,70	6,6 0,17	102,2 5,11	46,0 3,77	483,1 7,92	8,5 0,24	50,4 1,05
Савольщина	скв.	31	10	10,2	7,5	158	7,0	0,55	1,8 0,08	1,2 0,03	93,8 4,69	28,0 2,29	390,4 6,40	14,2 0,40	19,7 0,41
Сумино	скв.	27	11	8,3	7,6	72	6,4	0,60	16,0 0,68	49,0 1,26	84,0 4,20	26,4 2,17	385,5 6,32	8,5 0,24	29,2 0,61
Большая Вруда	колодец	5	12	10,1	7,8	158	6,1	0,47	8,2 0,36	3,7 0,10	65,2 3,26	35,0 2,87	336,7 5,52	6,0 0,17	12,5 0,26
Каложицы	ист.	–	13	7,5	7,6	203	6,8	0,55	3,3 0,14	1,4 0,04	73,2 3,66	38,0 3,10	390,4 6,40	11,4 0,32	33,6 0,70
Федоровка	скв.	31	14	11,7	7,6	181	8,0	0,71	3,6 0,16	1,3 0,03	95,2 4,76	38,9 3,20	561,2 9,20	5,1 0,14	7,2 0,15
Алексеевка	скв.	29	15	11,1	7,8	134	6,2	0,49	3,3 0,15	1,5 0,04	65,6 3,28	36,0 2,97	351,4 5,76	5,7 0,16	25,0 0,52
Старые Низковицы	скв.	27	16	7,8	7,5	143	8,3	0,65	6,4 0,28	3,1 0,08	94,1 4,71	43,0 3,56	458,7 7,52	5,4 0,15	36,5 0,76
Рутелицы	скв.	36	17	11,4	7,7	177	7,4	0,58	2,2 0,09	1,8 0,04	77,5 3,88	43,0 3,56	419,7 6,88	5,7 0,16	29,3 0,61
Бегуницы	скв.	21	18	10,7	7,6	165	7,5	0,58	19,0 0,83	5,6 0,14	87,1 4,35	38,0 3,10	405,0 6,64	17,0 0,48	7,7 0,16
Зимитицы	скв.	27	19	9,3	7,7	154	7,2	0,56	5,7 0,25	2,0 0,05	79,3 3,96	39,0 3,19	390,4 6,40	13,9 0,39	31,7 0,66
Домошово	скв.	24	20	8,1	7,7	134	6,7	0,50	5,3 0,25	2,0 0,05	76,8 3,84	34,0 2,81	341,6 5,60	9,4 0,26	27,9 0,58
ПДК	–	–	–	–	6–9	–	7,0	1,0	200	–	–	50	–	350	500

Примечание. *Жесткость; **Минерализация; ***Источники пос. Можайский.

ПДК — предельно допустимые концентрации согласно СанПиН 1.2.3685-21.

Микрокомпонентный состав подземных вод Ижорского плато, мг/л

Таблица 2

№ пробы (рис. 3, табл. 2)	Si	Sr	Fe	Al	B	Ba	Mn	Zn	Li	Ti	Rb	As	Pb	V	Cr	Cu	Mo	Se	U
1	5,3	0,09	0,01	0,01	0,03	0,16	<	0,003	0,004	<	0,002	0,0002	<	0,0001	0,0006	0,0005	0,0003	0,0005	0,003
2	5,3	0,19	0,04	0,02	0,08	0,18	<	0,007	0,010	0,001	0,002	0,0003	<	0,0002	0,0029	0,0009	0,0009	0,0009	0,012
3	4,6	0,08	0,03	0,01	0,04	0,096	<	0,010	0,004	<	0,002	0,0003	<	0,0002	0,0022	0,0010	0,0005	0,0001	0,001
4	5,1	0,08	0,03	0,01	0,03	0,082	<	0,046	0,004	0,001	0,002	0,0004	<	0,0004	0,0029	0,0020	0,0008	0,0003	0,002
5	4,6	0,09	0,14	0,08	0,04	0,10	0,0005	0,040	0,007	0,003	0,003	0,0004	0,0004	0,0003	0,0024	0,0044	0,0007	0,0005	0,002
6	4,7	0,08	0,19	0,12	0,02	0,078	0,0081	0,193	0,005	0,005	0,002	0,0002	0,0004	0,0005	0,0026	0,0015	0,0000	0,0004	0,002
7	5,1	0,09	0,09	0,05	0,05	0,077	0,0004	0,045	0,003	0,003	0,006	0,0008	0,0001	0,0006	0,0030	0,0029	0,0028	0,0003	0,002
8	4,2	0,08	0,11	0,03	0,02	0,029	0,0035	0,162	0,002	0,002	0,001	0,0002	0,0030	0,0003	0,0032	0,1125	0,0003	0,0001	0,001
9	4,5	0,07	0,00	0,01	0,03	0,28	<	0,040	0,001	<	0,002	0,0001	0,0006	0,0001	<	0,0282	0,0009	0,0008	0,012
10	3,7	0,07	0,06	0,01	0,02	0,042	<	0,366	0,002	<	0,001	0,0001	0,0003	0,0001	0,0018	0,0035	0,0003	0,0000	0,001
11	8,2	0,09	0,74	0,07	0,05	0,040	0,0053	0,026	0,003	0,004	0,006	0,0004	0,0003	0,0005	0,0027	0,0030	0,0005	0,0001	0,001
12	5,2	0,05	0,17	0,02	0,02	0,063	0,0090	0,079	0,002	0,001	0,002	0,0002	0,0002	0,0003	0,0017	0,0020	0,0002	<	0,001
13	4,7	0,04	0,02	0,02	<	0,051	<	0,014	0,001	0,001	0,001	0,0002	<	0,0003	<	<	<	0,0001	0,001
14	4,3	0,06	0,05	0,01	0,01	0,068	<	0,005	0,002	<	0,001	<	0,0002	0,0001	0,0026	0,0053	0,0004	0,0002	0,001
15	4,4	0,03	0,18	0,10	0,01	0,054	0,0022	0,095	0,001	0,047	0,001	0,0001	0,0011	0,0004	0,0017	0,0011	0,0001	0,0001	0,001
16	4,6	0,09	0,05	0,02	0,04	0,077	<	0,318	0,003	0,001	0,001	0,0002	0,0001	0,0001	0,0027	0,0026	0,0005	0,0000	0,001
17	3,9	0,03	0,04	0,02	0,01	0,017	<	0,126	<	0,001	0,000	0,0004	0,0013	0,0001	0,0014	0,0624	0,0001	<	0,001
18	4,2	0,06	0,06	0,01	0,02	0,037	<	0,030	0,002	0,001	0,003	0,0001	0,0003	<	0,0010	0,0067	0,0000	0,0001	0,001
19	4,3	0,04	0,02	0,01	0,01	0,037	<	0,033	0,002	<	0,001	<	<	0,0001	0,0006	0,0009	<	0,0000	0,001
20	5,0	0,05	1,18	0,44	0,01	0,064	0,0475	0,074	0,002	0,011	0,002	0,0006	0,0013	0,0008	0,0021	0,0015	0,0006	0,0001	0,001
ПДК	20	7	0,3	0,2	0,5	0,7	0,1	5	0,03	0,1	0,1	0,1	0,01	0,1	0,05	1,0	0,07	0,01	0,015

Примечание. ПДК — предельно допустимые концентрации согласно СанПиН 1.2.3685-21; < — меньше предела обнаружения.

воды. В результате анализа гидрохимических данных получены формулы Курлова.

Для скважин Ижорского плато (13 образцов):

$$M (0,5-0,7) \frac{HCO_3 (81-97) SO_4 (12-14) Cl (1-7)}{Ca (49-66) Mg (26-47) Na (1-10)} pH (7,3-7,8);$$

для источников (7 образцов):

$$M (0,5-0,8) \frac{HCO_3 (75-96) SO_4 (2-13) Cl (2-14)}{Ca (40-53) Mg (31-45) Na (2-13)} pH (7,2-7,6).$$

Судя по данным (табл. 1) все изученные подземные воды являются жесткими или очень жесткими, более половины образцов не соответствуют современным нормативам по жесткости. Присутствуют отдельные пробы с превышением по магнию. Тем не менее, состав макрокомпонентов достаточно стабилен (рис. 4). Анализ микрокомпонентов выявил превышения ПДК по железу и алюминию (согласно СанПиН 1.2.3685-21). Полученные данные вполне согласуются с проведенными ранее исследованиями

[Шварц, 2005], по данным которых 57% (41 образец) не соответствовали санитарным нормам по железу. На Ижорском месторождении встречаются участки с достаточно высокими концентрациями бария (в трех пробах из 21), что объясняется наличием барий-содержащих минералов [Шварц, 2005].

В процессе работ изучалась естественная радиоактивность подземных вод региона. Особенно тщательно исследовался источник «Ключь», который активно используется населением в питьевых целях. В результате выясниено, что подземные воды большинства источников п. Можайский не соответствуют радиационной безопасности по радону [Каюкова, 2018; Жданов и Каюкова, 2006], самым неблагополучным в этом отношении оказался «Ключь». Высокие уровни вмешательства радона объясняются поступлением подземных вод, насыщенных радоном из эманирующих ураноносных диктионемовых сланцев. Среднее содержание урана в породе составляет 240 г/т (в 20% случаев содержание урана превышает 300 г/т) [Лебедев и др., 2018].

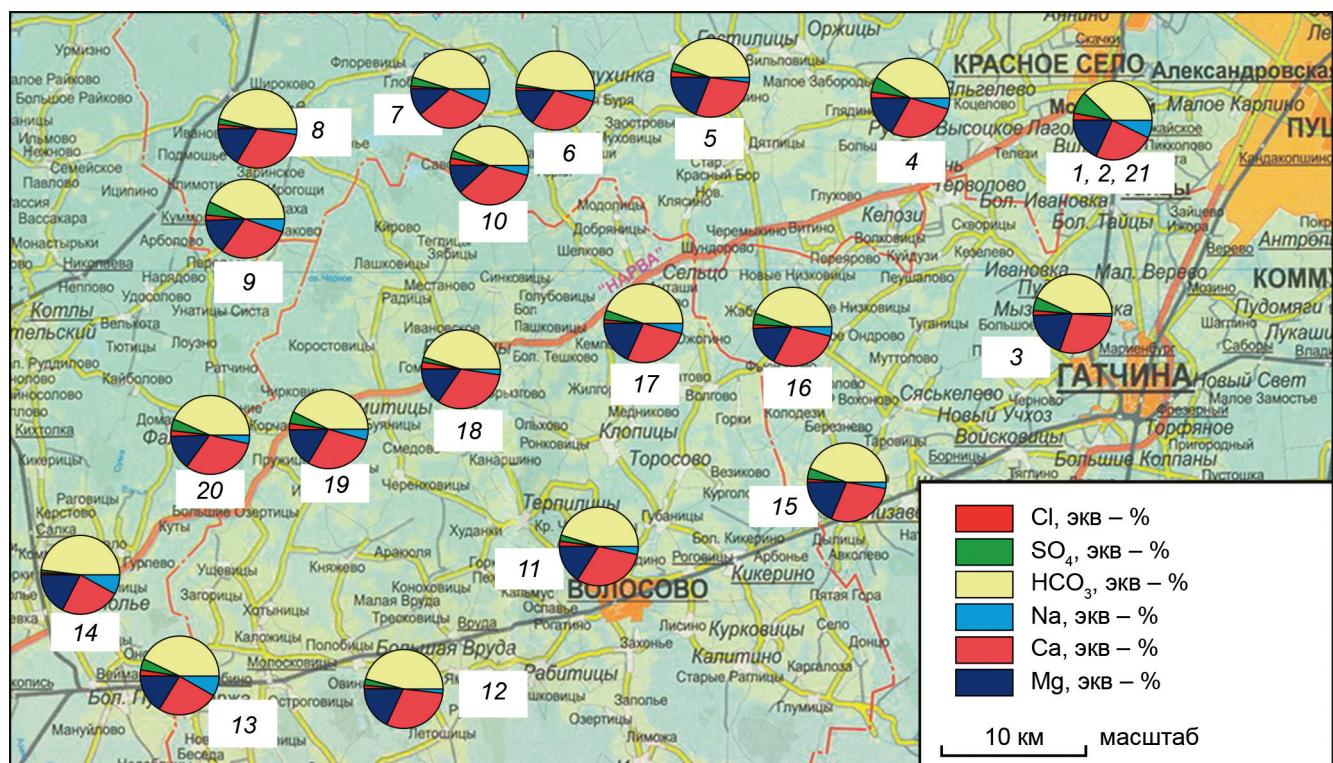


Рис. 3. Карта фактического материала с циклограммами химического состава

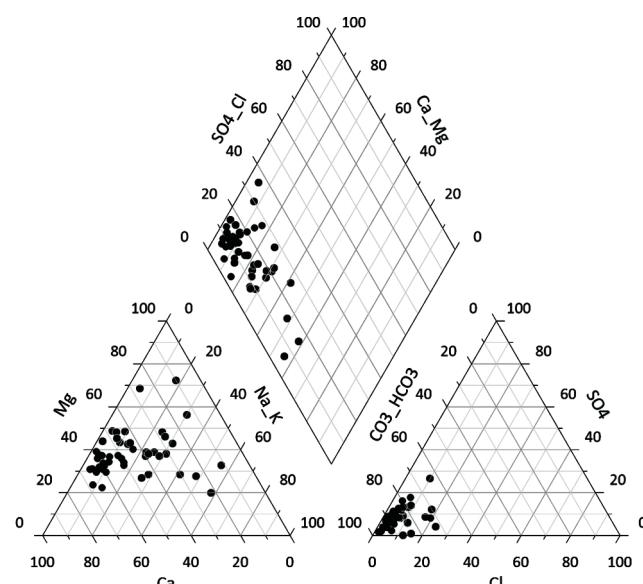


Рис. 4. Химический состав подземных вод Ижорского месторождения на диаграмме Пайпера

Согласно нормам [СанПиН 1.2.3685-21] и НРБ-99/2009 допускается не более 60 Бк/л. В источнике «Ключь» выявлены высокие активности радона (табл. 3) [Каюкова, 2018]. На Дудергофской станции осуществляют смешение очищенной невской воды и подземных вод ордовикского водоносного горизонта для достижения соответствия качества водопроводной воды г. Красное село нормам по жесткости и радиационной безопасности.

При оценке качества питьевых вод в Российской Федерации опираются на СанПиН 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обе-

Содержание радона и радия (Бк/л)
в источниках пос. Можайский (2003–2005)

№ пробы	Количество определений	222Rn, Бк/л			Уровень вмешательства*
		среднее	min	max	
21. Ключь (ул.25 октября)	22	120±15	103	130	60
22. Вилози	2	72±12	70	73	

Примечание. *Уровень вмешательства (УВ) — уровень радиационного фактора, при превышении которого следует проводить определенные защитные мероприятия [СанПиН 2.6.1.2523-09].

спечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания», в котором представлены предельно-допустимые концентрации (ПДК) нормируемых компонентов.

Природной особенностью вод ордовикского горизонта являются их повышенная жесткость (медиана 7,3 мг-экв./л), при ПДК 7 мг-экв./л [СанПиН 1.2.3685-21].

Относительно фоновых показателей выявлены повышенные значения минерализации, хлора, сульфатов и нитратов. На некоторых участках содержания нитратов превышают ПДК (45 мг/л). На рис. 5 представлена схема нитратного загрязнения, построенная по авторским и литературным данным [Степанян и др., 2022а, 2022б]. Антропогенное загрязнение связано, главным образом, с влиянием сельского хозяйства.

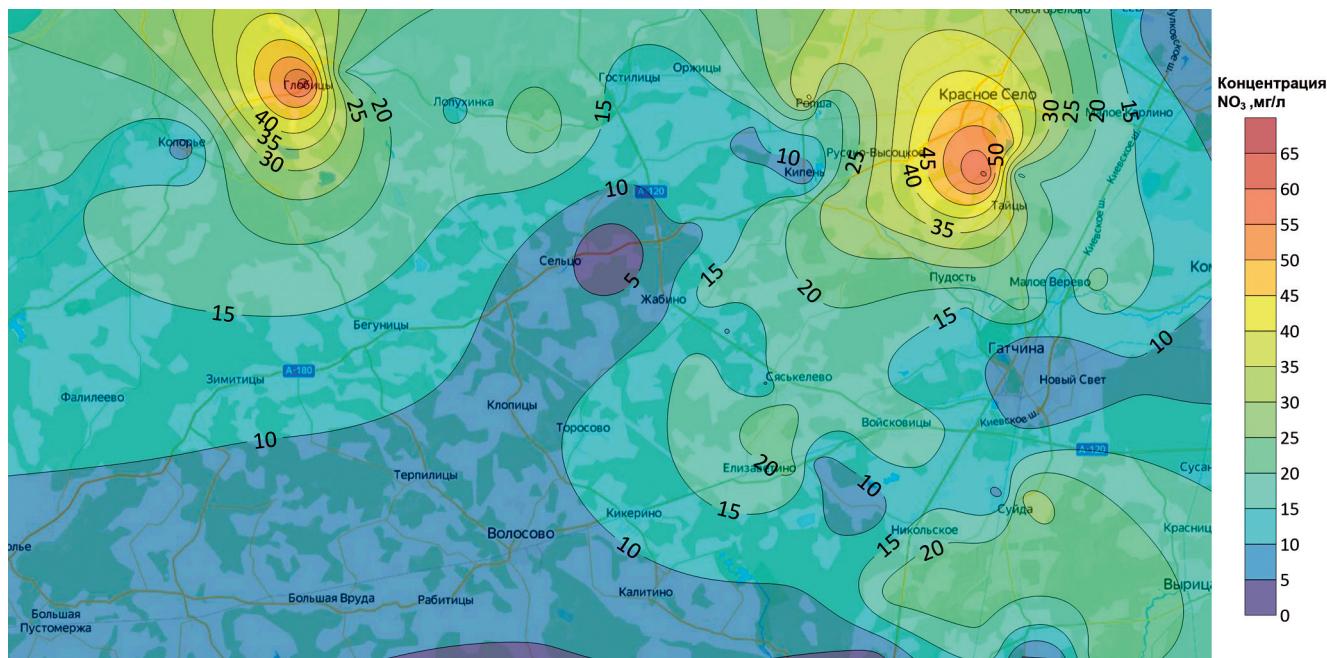


Рис. 5. Схема нитратного загрязнения подземных вод Ижорского плато

Большое значение при исследовании химического состава и оценке качества питьевых вод имеет изучение миграционных форм химических элементов, поскольку разные формы миграции одного и того же элемента могут оказывать и разное воздействие на организм человека вследствие их различной токсичности. Этим вопросам посвящены работы [Крайнов и др., 2004; Линник и др., 2007; Каюкова и Филимонова, 2022].

Токсичность определяется не общей концентрацией металла в воде, а состоянием, в котором металл обычно мигрирует. Более токсичной является та форма, которая отвечает большей биологической и химической активности металла. Гидратированные (свободные) ионы металлов токсичны [Линник и др., 2007]. Токсичность растворимых в воде веществ обладает большей реакционной способностью и, следовательно, более пропорциональна их растворимости. Например, растворимые соли бария (особенно BaCl₂) очень токсичны, нерастворимый BaSO₄ нетоксичен совершенно.

Ряд тяжелых металлов (Hg, Pb, Sn, Cd и др.) являются токсичными для человека. Установлено, что наибольшей токсичностью обладают их металлогорганические соединения, которые обладают даже большей токсичностью, чем их свободные (гидратированные) ионы [Крайнов и др., 2004; Линник и др., 2007].

Результаты расчета форм миграции химических элементов в воде (в программе Geochemist's Workbench) показали преобладающие формы. Так, 80–82% миграционных форм кальция и магния присутствуют в водном растворе в форме свободных катионов Ca²⁺ и Mg²⁺ (не связанных в комплексные единения), 10–13% приходится на гидрокарбонатные комплексы CaHCO₃⁺ и MgHCO₃⁺. Преобладающие миграционные формы щелочных металлов натрия

и калия: Na⁺ (96–97%) и K⁺ (97%). Основными миграционными формами главных анионов являются: SO₄²⁻ (70%), Cl⁻ (98%), HCO₃⁻ (96%).

Главным образом в виде свободных катионов мигрируют в подземных водах такие металлы как Ba²⁺ (93%), Li⁺ (99%), Mn²⁺ (80%), Sr²⁺ (90%), Zn²⁺ (96%). Эти формы токсичны, однако в случае низких массовых концентраций, влияние на организм человека этих форм незначительно. Поскольку в ордовикском горизонте возможны на отдельных участках превышения ПДК по барнию и марганцу, необходимо помнить, что формы, в которых мигрируют эти элементы, будут оказывать токсичный эффект на здоровье человека.

Заключение. По химическому составу подземные воды ордовикского горизонта Ижорского плато главным образом пресные щелочные гидрокарбонатные магниево-кальциевые инфильтрационного генезиса. По жесткости в 60% случаев изученных образцов воды выявлено несоответствие современным санитарным нормам. Вода по компонентам общего химического состава и микрокомпонентам, в основном, соответствует требованиям СанПиН 1.2.3685-21, кроме содержаний некоторых микрокомпонентов, в первую очередь железа, а также алюминия и бария. Относительно фоновых уровней выявлены повышенные значения минерализации, хлора, сульфатов и нитратов, что связано с антропогенной деятельностью, в основном за счет сельского хозяйства. Обнаруженные очаги нитратного загрязнения (с концентрациями более 45 мг/л) показали, что они также приурочены к районам ведения сельского хозяйства и животноводства.

Преобладающие миграционные формы главных элементов в подземных водах в основном представлены в виде свободных форм, это справедливо как

для анионов, так и для катионов. Незакомплексованы катионы металлов Ba^{2+} , Li^+ , Mn^{2+} , Sr^{2+} , Zn^{2+} . В случае высоких массовых концентраций этих элементов в питьевых водах, они будут оказывать токсичный эффект на организм человека.

Воды Дудергофских источников, которые активно используются в нецентрализованном водоснабжении, обладают естественной радиоактивностью за счет контакта подземных вод с диктионемовыми сланцами. Это делает их употребление опасным для здоровья человека. Повышенной радиоактивностью в отличие от других участков обладают подземные

воды Красносельского участка Ижорского месторождения. На стадии водоподготовки ее разбавляют водой реки Невы, чтобы вода соответствовала современным стандартам качества по жесткости и показателям радиации.

Пресные подземные воды ордовикских отложений — настоящее богатство Санкт-Петербургского региона и его стратегический запас. Подземные воды обладают хорошими питьевыми качествами, однако необходим постоянный мониторинг химического состава вод Ижорского месторождения для своевременного выявления возможных очагов загрязнений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вербицкий В.Р., Вербицкий И.В., Васильева О.В., Саванин В.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Листы О-35 (Псков), О-36 (Санкт-Петербург). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012а. 510 с.

Вербицкий В.Р., Яновский А.С., Вербицкий И.В., Васильева О.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000 000 (третье поколение). Центрально-Европейская серия. Геологическая карта дочетвертичных образований. Листы О-35 (Псков), О-36 (Санкт-Петербург). СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012б.

Гидрогеология СССР. Том 3. Ленинградская, Псковская и Новгородская области / Под ред. И.К. Зайцева // Сев.-Зап. терр. управление. М.: Недра, 1967. 325 с.

Грейсер Л.Е. Формирование ресурсов подземных вод Ижорского месторождения // Записки Ленинградского горного института им. Г.В. Плеханова. 1991. Т. 129. С. 62–70.

Жданов С.В., Каюкова Е.П. Условия формирования радионовых вод Северо-Западного региона России // Школа экологической геологии и рационального недропользования: Мат-лы конференции. СПб.: СПбГУ, 2006. С. 194–196.

Информационный бюллетень о состоянии недр на территории Российской Федерации в 2022 году. Вып. 45. М.: Гидроспецгеология, 2023. 424 с.

Каюкова Е.П. Дудергофские источники (у Вороньей горы): Памяти А.Н. Воронова / Под ред. Е.П. Каюковой. СПб.: ВВМ, 2018. С. 99–109.

Каюкова Е.П., Филимонова Е.А. Качество пресных подземных вод Горного Крыма (долина р. Бодрак) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 1. С. 79–88.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. М.: Наука, 2004. 677 с.

Куриленко В.В., Жданов С.В. Проблемы водопользования Ижорского месторождения подземных вод // Записки Горного института. 2013. Т. 200. С. 216–221.

Лебедев С.В., Рубаник А.В., Климова Л.А. Дудергофские высоты, высокорадиоактивные геологические тела

и экологический риск // Геология, геоэкология, эволюционная география: Колл. монография / Под ред. Е.М. Нестерова, В.А. Снытко. Т. XVII. СПб.: РГПУ им. А.И. Герцена, 2018. С. 153–161.

Линник П.Н., Васильчук Т.А., Линник Р.П. и др. Существующие формы тяжелых металлов в поверхностных водах Украины и роль органических веществ в их миграции // Методы и объекты химического анализа. 2007. Т. 2, № 2. С. 130–145.

Погода и Климат. Справочно-информационный портал. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru/archive.php> (дата обращения: 27.08.2023).

СанПиН 1.2.3685-21 «Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания».

СанПиН 2.6.1.2523-09. Нормы радиационной безопасности НРБ-99/2009.

Степанян А.А., Еремин Г.Б., Шварц А.А. Гигиеническая оценка качества воды подземных источников питьевого и хозяйствственно-бытового водоснабжения Волховского района Ленинградской области // Здоровье населения и качество жизни: Мат-лы IX Всеросс. научно-практ. конф. СПб., 30 марта 2022 г. Т. 2. СПб.: Сев.-Зап. гос. мед. ун-т им. И.И. Мечникова, 2022а. С. 156–162.

Степанян А.А., Исаев Д.С., Еремин Г.Б. и др. Оценка риска здоровью населения при употреблении питьевой воды из подземных источников в Ломоносовском районе Ленинградской области // Фундаментальные и прикладные аспекты анализа риска здоровью населения: Мат-лы научно-практ. конф. Пермь, 2022б. С. 118–127.

Шварц А.А. Химический состав подземных вод Санкт-Петербургского региона в свете новых требований к качеству питьевой воды // Вестник СПбГУ. Серия 7. 2005. Вып. 1. С. 85–93.

Bethke C.M., Farrell B., Yeakel S. The Geochemist's Workbench GWB Essentials Guide. 2022. <https://www.gwb.com/pdf/GWB12/GWBessentials.pdf>

Surfer User's Guide Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers, 2023. <https://downloads.golden-software.com/guides/Surfer17UserGuide.pdf>

Статья поступила в редакцию 16.12.2023, одобрена после рецензирования 21.03.2024, принятая к публикации 18.08.2024

УДК 556+550.845

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-70-86

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ТЕРМАЛЬНЫХ ВОДАХ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ: РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И МЕХАНИЗМЫ НАКОПЛЕНИЯ

Наталья Александровна Харитонова^{1✉}, Мария Андреевна Соколовская²,
 Екатерина Ивановна Барановская³, Георгий Алексеевич Челноков⁴,
 Александр Александрович Карабцов⁵, Лев Николаевич Чернощеков⁶,
 Иван Валерьевич Брагин⁷

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; tchenat@mail.ru✉

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; m.a.sokolovskaya1@gmail.com

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; baranovskaya_kat@mail.ru

⁴ Геологический институт РАН, Москва, Россия; geowater@mail.ru

⁵ Дальневосточный геологический институт ДО РАН, Владивосток, Россия; karabzov@fegi.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; chernoshko@mail.ru

⁷ Дальневосточный геологический институт ДО РАН, Владивосток, Россия; bragin_ivan@mail.ru

Аннотация. Приведены новые данные о содержании и механизмах концентрирования растворенных микроэлементов (Si, Fe, F, Al, Sr, Br, B, Mn, Ba, Ti, Li, Rb, Mo, As, U, Th, W, Sc, Y, РЗЭ, Hf) в термоминеральных, поверхностных и грунтовых водах северного Тянь-Шаня (Иссык-Кульская межгорная впадина). Установлено, что микроэлементный состав термоминеральных вод является маркером гидрогеологических условий их формирования и циркуляции: воды осадочного чехла межгорного артезианского бассейна обогащены Sr, Ba, Mn, B, Mo и U, в то время как воды скальных массивов содержат повышенные концентрации F, Rb, W и Sc. Термодинамические расчеты, выполненные для определенных микроэлементов с использованием программ Visual-MINTEQ 3.1 и GWB 14, позволили выявить формы водной миграции обследованных водопунктов. Расчет коэффициента водной миграции показал зависимость скорости накопления микрокомпонентов от типа водовмещающей толщи и гидрогеологических условий формирования вод.

Ключевые слова: термоминеральные воды, микрокомпоненты, скальные массивы, горно-складчатые области, межгорные артезианские бассейны, Тянь-Шань

Для цитирования: Харитонова Н.А., Соколовская М.А., Барановская Е.И., Челноков Г.А., Карабцов А.А., Чернощеков Л.Н., Брагин И.В. Микроэлементы в термальных водах северного Тянь-Шаня: распределение и механизмы накопления // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 4. С. 70–86.

TRACE ELEMENTS IN THERMAL WATERS OF THE NORTHERN TIEN SHAN: DISTRIBUTION AND FATE

Natalya A. Kharitonova^{1✉}, Marya A. Sokolovskaya², Ekaterina I. Baranovskaya³,
 Georgiy A. Chelnokov⁴, Aleksander A. Karabtsov⁵, Lev N. Chernoshchekov⁶,
 Ivan V. Bragin⁷

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; tchenat@mail.ru✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; m.a.sokolovskaya1@gmail.com

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; baranovskaya_kat@mail.ru

⁴ Geological Institute, RAS, Moscow, Russia; geowater@mail.ru

⁵ Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the RAS, Vladivostok, Russia; karabzov@fegi.ru

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; chernoshko@mail.ru

⁷ Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the RAS, Vladivostok, Russia; bragin_ivan@mail.ru

Abstract. The article presents new data on the abundance and ways of soluted trace elements (Si, Fe, F, Al, Sr, Br, B, Mn, Ba, Ti, Li, Rb, Mo, As, U, Th, W, Sc, Y, REE, Hf) in thermomineral, surface and groundwaters of the northern Tien-Shan (Issyk-Kul intermountain depression). It is established that trace element composition of thermomineral waters is able to be a marker of hydrogeological settings of water formation and flow: waters of sedimentary rocks of the intermountain artesian basin are enriched with Sr, Ba, Mn, B, Mo and U, while waters of rock massifs contain increased concentrations of F, Rb, W and Sc. Thermodynamic calculations performed for certain trace elements using Visual-MINTEQ 3.1 and GWB 14 programmes allowed us to identify the water migration patterns of the surveyed water points. Calculation of water migration coefficient showed the dependence of microcomponent accumulation rate on the type of water-bearing strata and hydrogeological conditions of water formation.

Keywords: thermomineral waters, trace elements, rock massifs, ridge system, intermountain artesian basins, Tien Shan

For citation: Kharitonova N.A., Sokolovskaya M.A., Baranovskaya E.I., Chelnokov G.A., Karabtsov A.A., Chernoshchekov L.N., Bragin I.V. Trace elements in thermal waters of the northern Tien Shan: distribution and fate. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 4: 70–86. (In Russ.).

Введение. Отличительной чертой Центральной Азии является высокая современная тектоническая активность, ведь на этой территории выявлено обилие активных глубинных разломов с высокими амплитудами и скоростями позднечетвертичных перемещений [Трифонов и др., 2021]. Открытые обширные трещинные системы территории обеспечивают проникновение метеорных вод в недра Земли на значительную глубину, их прогрев и подъем термальных вод в верхние гидрогеологические этажи. В северо-западной части Центральной Азии, на территории северного Тянь-Шаня выявлено огромное количество минеральных вод, различных по температуре, минерализации, химическому и газовому составам [Катаева, 1969; Матыченков, Иманкулов, 1987; Chelnokov, et al., 2022]. Распределение минеральных вод по территории северного Тянь-Шаня неравномерное и практически непредсказуемое: на Киргизском хребте обнаружены и углекислые минеральные воды, азотные маломинерализованные термы, в Восточном Приисыккулье встречаются высокоминерализованные и маломинерализованные воды [Матыченков, 1987]. Одной из самых привлекательных территорий с точки зрения бальнеологии является область Иссык-Кульского межгорного артезианского бассейна. Здесь функционируют множество санаториев и бальнеолечебниц различного медицинского профиля, использующих в своей деятельности как естественные выходы минеральных вод, так и выводимые глубокими скважинами. Уникальность данного района обусловлена тесной ассоциацией трещинно-поровых вод артезианских бассейнов межгорного типа, вскрытых скважинами на глубине более 1 км, и низкоминерализованных трещинно-жильных вод зон тектонических нарушений скальных массивов.

Данная статья является первой статьей, посвященной формированию солевой части термоминеральных вод северного Тянь-Шаня, и в ней мы рассмотрим только микроэлементы: Si, Fe, F, Al, Sr, Br, B, Mn, Ba, Ti, Li, Rb, Mo, As, U, Th, W, Sc, Y, Hf и группу редкоземельных элементов (РЗЭ). Новейшие данные по макрокомпонентному и изотопному ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) составу этих вод приведены нами ранее [Харитонова и др., 2023]. Основной целью статьи является детальное изучение микрокомпонентного состава 21 водопроявления термоминеральных вод северного Тянь-Шаня на примере Иссык-Кульского горного района, оценка механизмов распределения, выявление источников их поступления, механизмов и факторов мобилизации и фракционирования.

Геология и гидрогеология района исследования. Изучаемая территория является частью Среднеазиатского складчатого пояса и имеет сложное геологическое строение. Здесь присутствуют

метаморфические, вулканогенные и осадочные породы различного возраста, который имеет широкий диапазон: от архейского до кайнозойского. Интрузивные породы региона также разнообразны по возрасту: самые древние породы раннепротерозойского возраста, а самые молодые — палеогенового [Гидрогеология, 1971; Мандычев, 2002].

В сводном разрезе северной части Тянь-Шаня выделяются два геологических этажа: нижний сложен сильно дислоцированными осадочными, метаморфическими и магматическими отложениями домезозоя, верхний — недислоцированными и слабодислоцированными породами мезокайнозоя. Домезойскими породами сложен фундамент впадин и синхронные им антиклинали, а мезокайнозойские отложения выполняют новейшие синклинали (рис. 1).

В соответствии с гидрогеологическим районированием изучаемая территория относится к Иссык-Кульскому артезианскому бассейну (ИАБ), который представляет собой наложенную эпигерцинскую (мезо-кайнозойскую) межгорную депрессию, развитую в пределах северо-Тянь-Шаньской каледонской складчатой системы. Отличительной чертой бассейна является наличие широко развитых трех гидрогеологических этажей, большая глубина залегания фундамента и большая мощность третьего этажа (рис. 2). Бассейн сложен мезо-кайнозойскими континентальными осадочными породами типа моласс, имеющих максимальные мощности до 5 км [Мандычев, 2002].

Современная зона конечной разгрузки подземных вод в ИАБ совпадает с его центральной тектонической зоной, соответствующей максимальному прогибу домезо-кайнозойского фундамента. Региональным базисом разгрузки подземных вод бассейна служит уровень озера Иссык-Куль. ИАБ является гидравлически закрытой гидрогеологической системой, и его краевая часть, представленная зоной адыров, широко развита и разнообразно тектонически деформирована [Мандычев, 2002].

Тектонические структуры сопровождаются тектоническими разломами как неотектонического заложения, так и обновленными в этот период времени [Кендирбаева, 2023]. Основная масса разломов является гидрогеологическим экраном, так как сосредоточена в краевых частях бассейна и образована в условиях сжатия, лишь отдельные разломы центральной части бассейна типа флексурно-разрывных зон, образованные в условиях горизонтального растяжения, могут играть роль каналов разгрузки глубинных вод. Разломы субмеридионального простирания имеют в основном северо-западное и северо-восточное простирание и отличаются меньшими амплитудами и протяжен-

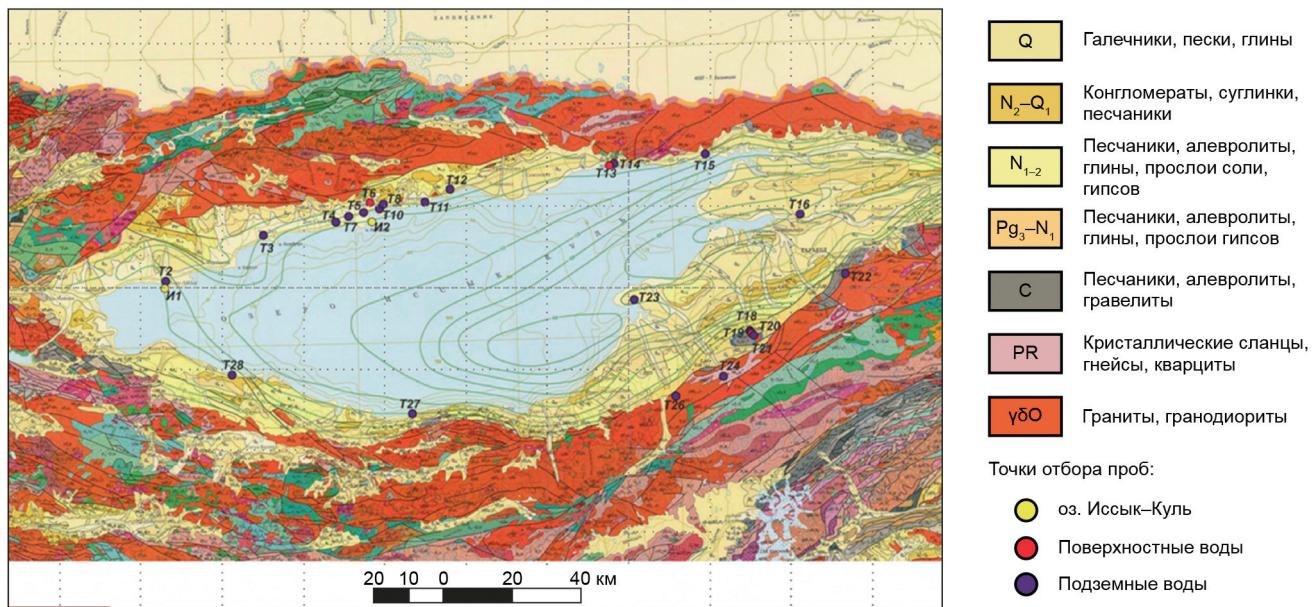


Рис. 1. Обзорная карта района исследований и расположения точек опробования. Построена на основе фрагмента геологической карты Кыргызской Республики [Жуков и др., 2008] с дополнениями и изменениями авторов

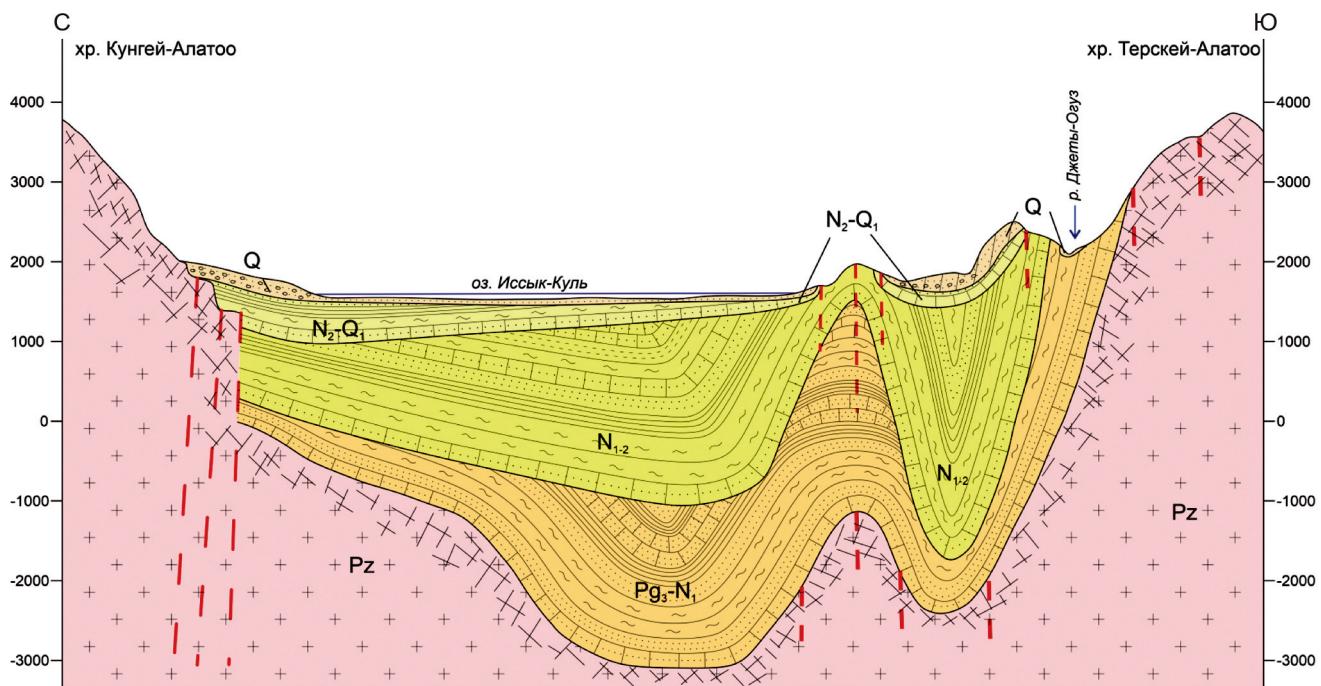


Рис. 2. Разрез через Иссык-Кульскую горную впадину. Составлено авторами на основании данных [https://geohydro.narod.ru/stat16A.htm]

ностью по сравнению с субширотными. Фильтрационные свойства осадочного чехла ИАБ ухудшаются с глубиной [Мандычев, 2002].

Материалы и методы исследования. В статье представлены результаты микроэлементного анализа термоминеральных и пресных вод Иссык-Кульской межгорной области (Кыргыстан). Пробы на анализ были отобраны при проведении полевых работ в июне 2023 г., во время которых были опробованы поверхностные (ручей, озеро) и подземные воды, и атмосферные осадки (рис. 1; 3). Всего было

отобрано 28 проб водной компоненты. Данные по их макросоставу, содержанию в них органического вещества и стабильных изотопов опубликованы нами в работе [Харитонова и др., 2023].

Концентрации микро- и рассеянных элементов определены в пробах воды, предварительно фильтрованных и подкисленных во время опробования, методами ICP-MS (Agilent 7700, США) и ICP-AES (iCAP 7600 Duo, США) в Центре коллективного пользования ДВГИ ДВО РАН. Содержание кремния определялось методом атомно-эмиссионной спек-



Рис. 3. Опробование скважин и минеральных источников. Вид водовмещающих толщ и вторичных фаз: *а* — ущелье Джети-Огуз; *б* — отбор проб термоминеральных вод и вторичной фазы в г. Балыкчи; *в* — отбор проб воды из озера Иссык-Куль; *г* — отбор проб термоминеральных вод в ущелье Джети-Огуз

трометрии с точностью определения не менее 10% RSD. Содержания РЗЭ оценивались напрямую без преконцентрирования, а при обработке полученных аналитических данных применялся путь математического устранения оксидных и гидроксидных интерференций при помощи математической модели внешней корректировки, для бария — оригинальной математической модели внутренней корректировки [Еловский, 2015]. Точность определения всех редкоземельных элементов, за исключением европия, не превышала 5% RSD. Точность определения Eu составляла 10% RSD.

Для корректной интерпретации поведения макрокомпонентов в водных средах необходимо знать формы их водной миграции, поскольку различные соединения одного и того же элемента имеют различные термодинамические и гидрогеодинамические параметры и характеристики, которые определяют возможность нахождения или осаждения элемента в водной среде в процессе ее движения через водовмещающие толщи [Крайнов, Швец, 1992]. В данной работе формы водной миграции были рассчитаны с использованием программных комплексов Visual Minteq 3.1. [Gustafsson, 2019] и The Geochemist's Workbench (GWB) [<https://www.gwb.com>]. Нами были рассчитаны только неорганические формы истинно водных фракций, т.е. тех, которые проходят через фильтр 0,45 мкм. Исходный состав гидрохимической системы задавали на основе реально определенных нами физико-химических параметров и состава природных вод, представленных в данной статье (табл. 1 и 2).

Для количественной оценки интенсивности водной миграции химических элементов и оценки степени их подвижности был использован коэффициент водной миграции (K_{BM}), который определялся по формуле, предложенной А.И. Перельманом в 1956 г. [Перельман, 1972]:

$$K_{\text{BM}} = \frac{100 m_x}{M n_x},$$

где m_x — содержание элемента в воде, M — минерализация воды, n_x — содержание элемента в водовмещающей породе либо его кларк.

Группировка элементов по интенсивности водной миграции позволяет построить геохимическую модель, анализ которой дает возможность выделить элементы, выносящиеся из горных пород и накапливающиеся в водной среде. Чем больше компонент извлекается из водовмещающих толщ, тем выше его коэффициент водной миграции.

По интенсивности водной миграции элементы подразделены на 4 ряда. I — очень подвижные (высокоподвижные) мигранты: $K_{\text{BM}} \approx n \cdot 10 \div n \cdot 100$, где n — целое число; II — легкоподвижные мигранты: $K_{\text{BM}} \approx n$; III — подвижные мигранты: $K_{\text{BM}} \approx n \cdot 10^{-1}$; IV — слабоподвижные (инертные) мигранты: $K_{\text{BM}} < n \cdot 10^{-1}$.

Результаты исследования и их обсуждение. Химический состав опробованных вод, их температурный режим, минерализация и pH приведены в табл. 1. По температуре исследованные воды делятся на три типа: весьма холодные (до 10 °C), холодные (10÷20 °C) и термальные (> 20 °C). Все воды

Таблица 1

Макрокомпонентный состав исследованных проб

Шифр пробы	Место отбора	Формула ионного состава
Поверхностные воды		
I ₁	Берег оз. Иссык-Куль	M _{5,67} $\frac{\text{Cl}47 \text{SO}_446 \text{HCO}_38}{\text{Na}70 \text{Mg}23 \text{Ca}5}$ pH 8,67 T 13,7
I ₂	оз. Иссык-Куль, глубина около 120 м	M _{5,54} $\frac{\text{Cl}51 \text{SO}_449}{\text{Na}67 \text{Mg}26 \text{Ca}6 \text{K}1}$ pH 8,4 T 12
T ₁₃	Ручей у форелевой фермы	M _{0,23} $\frac{\text{HCO}_371 \text{Cl}23 \text{SO}_46}{\text{Ca}51 \text{Na}38 \text{Mg}11 \text{K}1}$ pH 8,61 T 18,8
T ₂₀	Ручей около питьевого бювета санатория «Джети-Огуз»	M _{0,26} $\frac{\text{Cl}48 \text{HCO}_340 \text{SO}_412}{\text{Ca}49 \text{Na}44 \text{Mg}6 \text{K}1}$ pH 8,58 T 14
Подземные воды		
T ₂	Скв. (гл. 1150 м), пансионат «Ax-Бурах»	M _{9,25} $\frac{\text{SO}_473 \text{Cl}27}{\text{Na}81 \text{Ca}13 \text{Mg}6}$ pH 7,49 T 40,2
T ₃	Скв. (гл. 1300 м) около села Чок-Тал.	M _{0,4} $\frac{\text{SO}_446 \text{HCO}_334 \text{Cl}21}{\text{Na}98 \text{Ca}2}$ pH 9,83 T 37,3
T ₄	Термальный источник Кайнар, скв. 3954 (гл. 833 м)	M _{0,86} $\frac{\text{SO}_461 \text{Cl}22 \text{HCO}_317}{\text{Na}98 \text{Ca}2}$ pH 9,83 T 30,7
T ₅	Спа-комплекс «Ак-Бермет», скв. (гл. 1515 м)	M _{21,3} $\frac{\text{Cl}87 \text{SO}_412}{\text{Na}83 \text{Ca}17}$ pH 7,39 T 52,3
T ₆	Санаторий «Голубой Иссык-Куль», скв. (гл. 1000 м)	M _{20,1} $\frac{\text{Cl}90 \text{SO}_410}{\text{Na}68 \text{Ca}31}$ pH 7,57 T 18
T ₇	Пансионат «Евразия», скв. (гл. > 1000 м)	M _{1,18} $\frac{\text{SO}_454 \text{Cl}38 \text{HCO}_38}{\text{Na}95 \text{Ca}4}$ pH 8,93 T 33,9
T ₈	Спа-комплекс «Термаль», скв. (гл. 1500 м)	M _{25,1} $\frac{\text{Cl}89 \text{SO}_411}{\text{Na}79 \text{Ca}19 \text{Mg}2}$ pH 7,69 T 43,2
T ₁₀	Чопон-Ата, резиденция «У Татьяны», скв. (гл. 50 м)	M _{0,15} $\frac{\text{HCO}_348 \text{Cl}42 \text{SO}_49}{\text{Ca}51 \text{Na}41 \text{Mg}8 \text{K}1}$ pH 8,28 T 16,2
T ₁₁	Пансионат «Киргизское взморье», скв. (гл. 1500 м)	M _{35,0} $\frac{\text{Cl}93 \text{SO}_47}{\text{Na}76 \text{Ca}23 \text{Mg}1}$ pH 7,78 T 26,6
T ₁₂	Санаторий «Аврора», скв. (гл. 1500 м)	M _{12,51} $\frac{\text{Cl}176 \text{SO}_423 \text{HCO}_31}{\text{Na}90 \text{Ca}9 \text{Mg}1}$ pH 7,66 T 43,8
T ₁₄	с. Чон-Орукту, ист. Теремет-Суу	M _{9,8} $\frac{\text{Cl}98 \text{SO}_41 \text{HCO}_31}{\text{Na}64 \text{Ca}35}$ pH 8,09 T 38
T ₁₅	с. Ой-Булак, ист.	M _{7,83} $\frac{\text{Cl}91 \text{SO}_49 \text{HCO}_31}{\text{Na}64 \text{Ca}35}$ pH 8,00 T 33,5
T ₁₆	Санаторий «Джергалан», скв. (1500 м)	M _{1,25} $\frac{\text{Cl}79 \text{HCO}_311 \text{SO}_410}{\text{Na}91 \text{Ca}8 \text{Mg}1}$ pH 8,58 T 33,5
T ₁₈	Санаторий «Джети-Огуз», ванный комплекс, скв.	M _{15,3} $\frac{\text{Cl}95 \text{SO}_45}{\text{Na}58 \text{Ca}42}$ pH 7,71 T 32
T ₁₉	Санаторий «Джети-Огуз», питьевой бювет, скв.	M _{2,06} $\frac{\text{Cl}73 \text{SO}_425 \text{HCO}_32}{\text{Na}66 \text{Ca}34}$ pH 8,51 T 17,9
T ₂₁	Санаторий «Джети-Огуз», скв.	M _{0,38} $\frac{\text{Cl}58 \text{SO}_436 \text{HCO}_36}{\text{Na}70 \text{Ca}29 \text{K}1}$ pH 9,15 T 22
T ₂₂	Санаторий Ак-Суу, «Теплоключенка», скв.	M _{0,39} $\frac{\text{Cl}38 \text{SO}_436 \text{HCO}_326}{\text{Na}93 \text{Ca}6 \text{K}1}$ pH 9,15 T 48
T ₂₃	Село Кирпичное, ист. Кызыл-Суу, скв. 6732 (гл. 1960 м)	M _{0,38} $\frac{\text{HCO}_348 \text{Cl}28 \text{SO}_426}{\text{Na}96 \text{Ca}4}$ pH 9,27 T 40,3
T ₂₄	с. Чон-Кызыл-Суу, ист.	M _{0,51} $\frac{\text{Cl}54 \text{SO}_424 \text{HCO}_322}{\text{Na}87 \text{Ca}12 \text{K}1}$ pH 9,44 T 28,4
T ₂₆	Ущелье Джууку, гостевой дом, банный комплекс «Джууку-Жылуу-Суу»	M _{0,35} $\frac{\text{SO}_441 \text{Cl}32 \text{HCO}_327}{\text{Na}82 \text{Ca}17 \text{K}1}$ pH 8,93 T 37,9
T ₂₇	с. Каджи-Сай, Спа-комплекс «Ысык-Суу», скв. (гл. 1630 м)	M _{2,45} $\frac{\text{Cl}43 \text{SO}_431 \text{HCO}_326}{\text{Na}98 \text{Ca}2}$ pH 8,01 T 43,4
T ₂₈	Дом отдыха «Бар-булак», ванный комплекс, скв. (гл. 1400 м)	M _{5,23} $\frac{\text{Cl}78 \text{SO}_422 \text{HCO}_31}{\text{Na}77 \text{Ca}22}$ pH 8,18 T 38,6

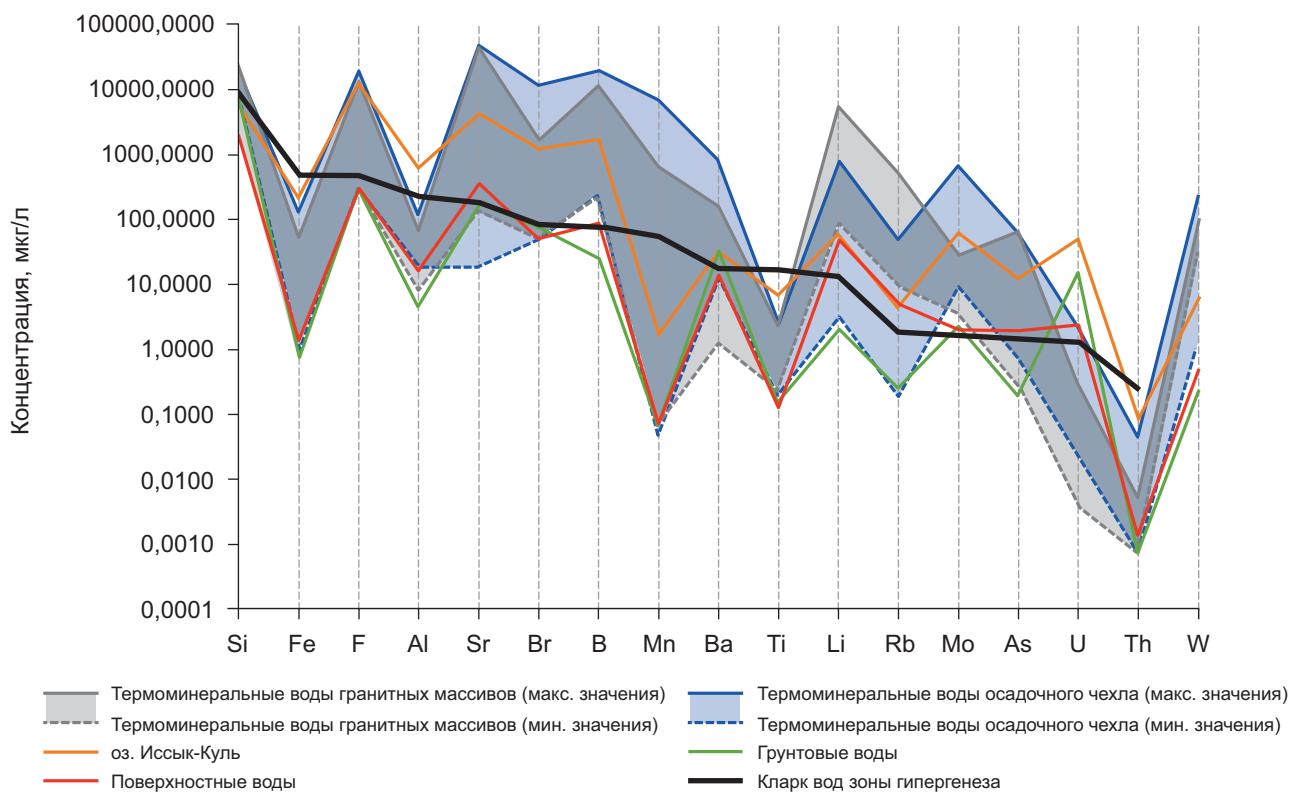


Рис. 4. Распределение микрокомпонентов в природных водах Иссык-Кульской горной впадины

умеренно-щелочные с pH , варьирующим от 6,7 до 9,4. Окислительно-восстановительный потенциал неоднородный и зависит от типа воды — поверхностные водотоки демонстрируют положительные Eh значение в диапазоне 100÷220 мВ, в то время как подземные источники показывают сильно восстановительную обстановку с Eh до -164 мВ (табл. 2).

Поверхностные воды и воды горных массивов обычно низкоминерализованные (минерализация редко превышает 500 мг/л), а термоминеральные воды осадочного чехла содержат значительно больше солевой компоненты, минерализация составляет более 1,1 г/л, часто находится в диапазоне значений от 10 до 20 г/л, иногда достигая 35 г/л (как в точке T_{11}). Корреляция глубины циркуляции термоминеральных вод с их минерализацией не установлена (табл. 1 и 2). Насыщенность газом изученных термоминеральных вод также неоднородна и меняется по отдельным участкам и скважинам [Харитонова и др., 2023].

Состав изучаемых подземных вод варьирует и зависит от комплекса параметров: температуры, глубины циркуляции и типа водовмещающих толщ. В холодных водах среди катионов преимущественно преобладают Ca^{2+} и Na^+ , а среди анионов HCO_3^- , редко Cl^- . В термальных водах осадочного чехла картина иная $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$. Разделение вод на группы по температурному признаку описано нами в [Харитонова и др., 2023]. В целом, с ростом минерализации повышается сульфатность и хлоридность термоминеральных вод.

Микрокомпоненты. Результаты микрокомпонентного состава представлены в табл. 2, и они сильно варьируют в зависимости от точки опробования (рис. 4). Жирным шрифтом в таблице выделены концентрации элементов, значительно превышающие кларковые значения.

В целом, воды характеризуются невысоким содержанием кремния: значения концентраций элемента (как Si) находятся в диапазоне 1,53÷23,67 мг/л (табл. 2, рис. 4). Наименьшие содержания элемента характерны для поверхностных водотоков ($\approx 2,02$ мг/л); в водах озера Иссык-Куль и грунтовых водах содержания кремния примерно равные — 5,54÷6,81 мг/л. В термоминеральных водах, за исключением трех точек T_{19} , T_{23} и T_{26} , содержания кремния в 1,5–3,0 раза выше, чем кларк элемента в водах зоны гипергенеза. Наибольшие концентрации выявлены в водах точек опробования T_5 , T_6 , T_8 , T_{11} и T_{12} . При прочих равных, уровень кремния в подземных водах осадочного чехла межгорного артезианского бассейна выше, чем в водах скальных массивов, что указывает на лучшее растворение кремнистых фракций осадочного чехла в сравнении с монолитными толщами.

Распределение фтора в изученных водах весьма неоднородно — наименьшие значения на уровне кларка элемента в водах зоны гипергенеза отмечены для поверхностных вод, а также грунтовых вод (табл. 2; рис. 4). В водах озера Иссык-Куль наблюдается повышенная концентрация фтора (≈ 12 мг/л), что почти в десять раз выше, чем кларк морской воды

Содержание микроэлементов в природных водах изучаемого района

№	Характеристика воды	рН	Eh, мВ	M, г/л	Si Mg/л	F	Br	Sr	B	Al	Fe	Ba	Mn	Li	Mo	Rb	As <th data-kind="parent" data-rs="2">W</th> <th data-kind="parent" data-rs="2">Ti</th> <th data-kind="parent" data-rs="2">U</th> <th data-kind="parent" data-rs="2">Th</th> <th data-cs="2" data-kind="parent">МКГ/л</th> <th data-kind="ghost"></th>	W	Ti	U	Th	МКГ/л			
И1	о. Иссык-Куль	8,67	-91,0	5,67	5,95	12,30	1,24	4,34	1,70	621,22	210,32	33,07	1,69	61,77	53,71	4,56	12,34	5,99	5,77	49,12	0,086				
И2				5,54	5,54	12,60	0,05	4,46	1,89	70,30	20,59	34,58	0,29	64,49	56,85	4,00	12,97	5,12	2,10	49,05	0,004				
Т20	Поверхностные воды	8,58	-84,0	0,26	2,02	0,30	0,05	0,35	0,09	16,10	1,35	13,69	0,07	47,82	2,09	5,15	1,98	0,47	0,12	2,41	0,001				
Т10	Грунтовые воды	8,28	-68,2	0,15	6,81	0,30	0,08	0,17	0,03	4,57	0,81	31,66	0,07	2,09	2,33	0,25	0,20	0,23	0,14	15,62	0,001				
Т13		8,61	-89,5	0,23	5,75	0,30	0,05	0,09	0,03	5,22	0,87	15,81	0,22	1,04	2,71	0,22	4,32	1,01	0,13	4,93	0,001				
Т2		7,49	-26,6	9,25	12,23	0,30	0,05	7,13	5,78	23,64	7,21	23,00	137,39	210,66	121,86	9,35	25,58	1,32	0,61	0,11	0,003				
Т3		9,83	-164,4	0,40	19,66	3,16	0,05	0,02	0,24	53,61	0,94	11,22	0,05	3,16	13,20	0,20	61,38	5,62	0,20	0,11	0,001				
Т4		9,19	-123,6	0,86	14,13	6,71	0,05	0,05	3,24	37,90	4,23	15,88	0,12	14,59	48,49	0,43	35,10	36,05	0,39	1,40	0,001				
Т5		7,39	-19,3	21,30	21,90	0,30	11,00	19,74	18,06	58,35	20,51	109,98	184,36	351,62	269,79	16,06	1,11	1,58	1,45	0,16	0,007				
Т6		7,57	-29,0	20,10	14,67	0,30	8,80	32,88	9,40	67,24	24,36	145,86	122,60	195,84	52,50	13,54	1,05	2,07	0,91	0,22	0,011				
Т7	Межгорный бассейн,	8,93	-114,8	1,18	14,51	13,50	0,05	0,10	7,93	48,04	9,01	23,67	1,50	25,43	57,00	0,57	5,13	26,97	1,05	0,45	0,002				
Т8	пластовые воды	7,69	-38,8	25,10	14,19	0,30	10,00	46,94	14,36	58,40	17,14	85,92	389,62	354,88	159,90	9,59	0,71	10,37	18,86	2,18	2,37	0,04	0,022		
Т11		7,78	-42,0	35,00	19,28	0,30	11,60	43,54	15,00	89,16	84,26	98,13	6968,31	348,90	9,10	12,09	57,00	0,57	5,13	26,97	1,05	0,45	0,002		
Т12		7,66	-36,8	12,51	16,46	0,30	3,28	6,85	19,44	30,91	13,97	46,63	216,86	157,43	674,62	12,09	1,20	4,13	0,85	2,22	0,008				
Т14		8,09	-59,6	9,80	13,39	2,16	1,88	9,78	3,57	115,19	7,53	829,22	22,21	29,57	42,36	7,07	5,44	6,32	0,49	0,04	0,003				
Т15		8,00	-55,9	7,83	10,39	2,32	0,05	11,27	2,90	76,94	5,06	96,21	14,76	59,39	60,81	4,95	0,82	3,90	0,55	0,02	0,003				
Т27		8,01	-51,8	2,45	20,72	19,20	0,05	0,16	4,21	22,99	127,49	48,58	50,95	149,63	138,18	36,36	26,29	226,73	0,98	0,80	0,003				
Т28		8,18	-67,4	5,23	13,78	2,86	0,05	5,82	2,69	55,72	34,68	153,21	50,18	778,46	42,34	49,34	16,57	78,47	2,36	0,03	0,045				
Т16		8,58	-90,0	1,25	10,10	5,86	0,48	0,48	0,46	18,85	4,14	260,54	20,03	30,78	100,01	0,84	0,90	24,23	0,53	0,02	0,010				
Т18		7,71	-37,5	15,30	23,67	0,30	1,64	43,44	11,33	20,88	15,89	157,25	652,11	5538,96	10,03	499,10	65,45	40,99	0,82	0,05	0,005				
Т19	Скальные массивы,	8,51	-81,2	2,06	1,53	3,32	0,05	4,19	1,69	56,85	15,55	25,59	102,96	829,89	3,59	46,95	1,94	54,52	1,66	0,00	0,003				
Т21	трещинно- жильные воды	9,15	-134,9	0,38	17,24	6,34	0,13	1,07	0,75	13,37	54,22	20,87	48,28	293,95	11,05	9,68	13,24	95,25	2,49	0,28	0,002				
Т22		9,15	-130,2	0,39	10,53	13,00	0,05	0,20	0,22	26,72	1,63	5,82	0,07	152,05	28,19	13,11	8,61	74,97	0,24	0,02	0,001				
Т23		9,27	-132,4	0,38	2,02	11,70	0,05	0,09	0,47	50,11	2,15	10,82	0,03	2,97	16,42	0,75	24,04	31,67	0,23	0,28	0,001				
Т24		9,44	-139,1	0,51	10,53	10,70	0,10	0,47	0,80	8,54	3,38	5,99	0,49	235,84	21,81	47,25	0,30	76,60	0,27	0,13	0,002				
Т26		8,93	-112,1	0,35	2,02	10,90	0,05	0,14	0,27	7,97	4,92	1,32	2,91	89,89	12,80	14,91	0,61	72,60	0,25	0,01	0,001				
Кларк вод зоны гипергенеза		8,35	0,48	0,09	0,18	0,08	226,00	481,00	18,30	54,50	13,00	1,75	1,85	1,46	1,00	17,40	1,31	0,240	0,001						
Кларк морской воды		2,10	1,30	0,67	8,10	4,45	1,00	3,40	21,00	0,40	170,00	10,00	120,00	2,60	2,00	1,00	3,30	0,001							

для данного элемента. В подземных водах осадочного чехла межгорного артезианского бассейна, за исключением точек T_{17} и T_{27} , наблюдается низкий уровень элемента с диапазоном вариативности $0,3 \div 3,1$ мг/л. В двух точках T_4 и T_{16} выявлено незначительное повышение до $5,86 \div 6,71$ мг/л. Для водопунктов T_7 и T_{27} характерно весьма высокое содержание фтора, которое более чем в 10 раз превышает кларк морской воды. В целом, оно близко к значению F^- в озере Иссык-Куль. В водах, циркулирующих в скальных массивах, повсеместно отмечается повышенное содержание фтор-иона ($3,32 \div 13,0$ мг/л), с максимальным значением 13,0 мг/л в точке T_{22} . Источником фтора в термальных водах скальных массивов являются фтор-содержащие слюды. Значимая корреляция фтора и кремнекислоты указывает на один источник обоих компонентов.

В изучаемых водах содержание брома практически повсеместно невысокое, и часто ниже, чем кларк элемента в морской воде (табл. 2; рис. 4). Сверхнизкие концентрации — на уровне кларка (0,09 мг/л) в водах зоны гипергенеза отмечены в поверхностных и грунтовых водах, в термоминеральных водах скальных массивов, и в некоторых точках глубоких вод осадочных толщ (табл. 2; рис. 4). Высокие уровни содержания элемента (более чем в 100 раз превышающие кларк зоны гипергенеза) обнаружены лишь в четырех точках термоминеральных вод осадочного чехла, а именно: T_5 , T_6 , T_8 и T_{11} . Однако даже в этих точках порог по брому как бальнеокомпоненту не достигнут. Эти пять проб демонстрируют и очень высокие содержания таких элементов как стронций (> 100 раз кларка элемента для вод зоны гипергенеза), бор ($9,4 \div 18,1$ мг/л), железо суммарное ($17 \div 84$ мкг/л), барий ($85,9 \div 145,9$ мкг/л), марганец ($122 \div 6968$ мкг/л), литий ($195,84 \div 354,88$ мкг/л), рубидий ($9,6 \div 16,6$ мкг/л). В точках T_5 и T_8 также выявлены высокие значения молибдена ($159 \div 269,8$ мкг/л). Все эти водопunkты расположены в районе населенного пункта Чолпон-Ата в зоне сочленения осадочного чехла со скальными массивами хребта Кюнгей Алатау. Значимая корреляция в паре $Cl-Br$ ($r=0,7$) для проб T_3 , T_6 , T_8 , T_{11} , T_{12} , T_{14} указывает на единый источник элементов, видимо, это испарительное концентрирование исходных морских рассолов. В остальных пробах источником элемента являются водовмещающие толщи с невысокими содержаниями элемента.

Содержание стронция в исследуемых водах значительно варьирует: минимальные концентрации элемента характерны для поверхностных вод, грунтовых вод и вод скальных массивов (табл. 2; рис. 4). В пластовых водах осадочного чехла концентрации стронция сильно изменяются от 0,02 до 46,94 мг/л и регулируются составом водовмещающих толщ. Самые большие уровни элемента выявлены в водопунктах T_5 , T_6 , T_8 , T_{11} , T_{18} , выводящих соленые воды сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого состава. Вероятным источником стронция здесь

являются карбонатные и сульфатные породы, слагающие водовмещающие толщи.

Суммарное железо, в целом, демонстрирует низкие содержания во всех изученных водах и не представляет никакого бальнеологического интереса. Концентрации железа повсеместно в два раза ниже, чем кларк элемента в водах гипергенеза (табл. 2; рис. 4). Наибольшие содержания $Fe_{общ}$ выявлены в приповерхностных водах озера Иссык-Куль (210,32 мкг/л), а также в водопунктах T_{27} (127,49 мкг/л) и T_{11} (84,26 мкг/л). В целом, в минеральных водах скальных массивов уровень концентраций $Fe_{общ}$ на порядок ниже, чем в пластовых водах ИАБ.

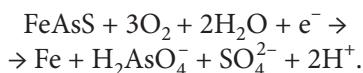
Количество марганца в изученных водах не превышает кларк элемента для вод зоны гипергенеза и преимущественно очень низкое $0,07 \div 2,91$ мкг/л, либо низкое $15 \div 51$ мкг/л (табл. 2, рис. 4). Только в семи водопунктах содержания достигают первых сотен мкг/л. Очень высокие концентрации элемента зафиксированы в пробе T_{11} (6,97 мг/л). В этой же пробе определены высокие содержания $Fe_{общ}$, Va , Li и Rb . В целом, наблюдается значимая корреляция между содержанием в водах железа и марганца. Стоит отметить, что в термоминеральных водах скальных массивов марганца содержится на два порядка меньше, чем в водах осадочного чехла. Источником марганца и железа в водах осадочного чехла являются карбонатные толщи, которые содержат повышенные содержания обоих компонентов.

Содержание мышьяка ($As_{общ}$) сильно варьирует между водопунктами (табл. 2, рис. 4): наименьшая концентрация характерна для поверхностных и грунтовых вод данной территории (до 4,32 мкг/л), а максимальное значение выявлено в точках T_3 и T_{18} и составляет 61,38 и 65,45 мкг/л соответственно. По характеру распределения все изученные воды подразделяются на две большие группы: в первую группу попадают водопункты (T_5 , T_6 , T_7 , T_8 , T_{12} , T_{14} , T_{15} , T_{16} , T_{19} , T_{24} , T_{26}) с низкими концентрациями элемента, находящимися в диапазоне значений $0,2 \div 5,2$ мкг/л, что близко к уровню кларка элемента в водах зоны гипергенеза, а во второй группе (водопункты T_2 , T_3 , T_4 , T_{11} , T_{18} , T_{27} , T_{28} , T_{21} , T_{19} , T_{23}) выявлены весьма значительные содержания $As_{общ}$ с диапазоном $12,2 \div 65,45$ мкг/л, превышающие кларковые значения в десятки раз. Стоит отметить и значительные содержания валого мышьяка (в районе 12 мкг/л) в водах озера Иссык-Куль. Никаких корреляционных связей между парами минерализация — $As_{общ}$, $Fe_{общ}$ — $As_{общ}$, условия формирования — $As_{общ}$ не выявлено. По нашему мнению, нет единого генезиса мышьяка в термоминеральных водах Иссык-Кульской межгорной впадины, однако можно выделить два возможных источника. В водах скальных массивов повышенные содержания мышьяка обусловлены растворением мышьякодержащих сульфидов (арсенопирит) согласно следующей реакции:

Таблица 3

Распределение Sc, Y, РЗЭ и Hf в природных водах северной части Тянь-Шаня

№	Характеристика воды	рН	Eh, мВ	M, г/л	МКТ/II																
					Sc	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	тв	Dy	Ho	Er	Tm	Yb		
И1	оз. Иссык-Куль	8,67	-91,0	5,67	0,19162	0,06997	0,05108	0,17805	0,01259	0,04238	0,00921	0,00541	0,01222	0,00158	0,00264	0,00518	0,00120	0,00809	0,00173		
И2		5,54	0,06830	0,04388	0,01116	0,01763	0,00244	0,01103	0,01129	0,00570	0,00787	<0,00061	0,00523	0,00122	<0,0022	0,00043	0,00412	<0,00091	0,00618		
T20	Поверхностные воды	8,58	-84,0	0,26	0,01883	0,00885	0,00544	0,00307	0,00090	0,00409	0,00104	0,00191	0,00128	0,00010	0,00129	0,00023	0,00041	0,00018	0,00066	0,00013	0,04258
T10	Грунтовые воды	8,28	-68,2	0,15	0,04292	0,01736	0,00839	0,00224	0,00132	0,00700	0,00163	0,00436	0,00175	0,00009	0,00135	0,00038	0,00021	0,00053	0,00011	0,00047	0,00073
T13	воды	8,61	-89,6	0,23	0,03761	0,00844	0,00267	0,00280	0,00064	0,00312	0,00134	0,00208	0,00135	0,00013	0,00065	0,00021	0,00053	0,00011	0,00047	0,00011	0,00051
T2		7,49	-26,6	9,25	0,06377	0,03276	0,00680	0,01007	0,00146	0,01042	0,00829	0,00341	0,01278	0,00167	0,00490	<0,00053	0,00525	<0,0015	0,00811	<0,0012	0,00957
T3		9,83	-164,4	0,40	0,09877	0,00069	0,01110	0,01070	0,00020	0,00087	0,00068	0,00155	0,00062	0,00006	0,00027	0,00009	0,00022	0,00003	0,00040	0,00009	0,00042
T4		9,19	-123,5	0,85	0,05437	0,00298	0,00269	0,00346	0,00046	0,00228	0,00073	0,00224	0,00100	0,00008	0,00094	0,00011	0,00042	<0,00035	<0,00032	0,00013	0,0116
T5		7,39	-19,3	21,30	0,12615	0,09020	0,02897	0,02447	0,00341	0,01458	0,01677	0,01084	0,02551	0,00196	0,01280	0,00110	0,00420	<0,0032	0,01682	0,00260	0,01217
T6		7,57	-29,0	20,10	0,26128	0,14548	0,04897	0,01127	0,00269	0,01729	-	0,00869	0,01631	0,00228	0,01182	0,00248	0,00812	-	0,01822	0,00368	0,02448
T7	Межгорный бассейн, пластовые воды	8,93	-114,8	1,18	0,06763	0,00272	0,00504	0,01176	0,00099	0,00421	0,00098	0,00331	0,00127	0,00011	0,00055	0,00028	0,00039	0,00009	<0,0007	0,00016	0,00451
T8		7,69	-38,8	25,10	0,10602	0,19446	0,01437	0,02149	0,00272	0,01879	0,01370	0,00895	0,02780	0,00388	0,01181	0,00225	0,01282	0,00460	<0,019	0,00338	0,01696
T11		7,78	-42,0	35,00	0,28195	0,16669	0,02321	0,10990	0,00549	0,04037	0,03199	0,00764	0,03268	0,00699	0,02062	0,00297	0,02067	<0,0058	<0,028	0,00470	0,01856
T12		7,66	-36,8	12,51	0,08732	0,03147	0,00818	0,01189	0,00221	0,01215	0,00713	0,00598	0,01576	0,00120	0,00551	0,00167	0,00735	<0,002	<0,0099	0,00160	0,00850
T14		8,09	-59,6	9,80	0,11531	0,08751	0,02503	0,00659	0,00104	0,00643	0,00568	0,03732	0,01463	0,00105	0,00240	0,00129	0,00343	<0,0013	0,00853	0,00126	0,00777
T15		8,00	-55,9	7,83	0,09644	0,04967	0,01920	0,01783	0,00182	0,00810	0,00434	0,00461	0,00733	0,00093	0,00267	0,00094	0,00247	<0,0011	0,00625	0,00091	0,01579
T27		8,01	-51,8	2,45	0,07618	0,00581	0,00499	0,00835	0,00089	0,00321	0,00400	0,00605	0,00284	0,00025	0,00165	0,00046	0,00091	0,00021	<0,0016	0,00036	0,00934
T28		8,18	-67,4	5,23	0,13057	0,04103	0,01951	0,04181	0,00377	0,01575	0,00697	0,01850	0,00859	0,00049	0,00210	0,00059	0,00170	<0,0002	<0,0031	0,00070	0,02805
T16		8,58	-90,0	1,25	0,05997	0,01421	0,01162	0,01165	0,00120	0,00715	0,00526	0,03309	0,00838	0,00013	0,00132	0,00020	0,00048	0,00015	0,00081	0,00024	0,00587
T18		7,71	-37,5	15,30	0,17213	0,15875	0,01369	0,02314	0,00329	0,01826	0,00610	0,01011	0,01907	0,00190	0,00818	0,00081	0,00808	<0,0022	<0,011	0,00232	0,00914
T19	Скальные массивы, трещинно-жильные воды	8,51	-81,2	2,06	0,08349	0,02934	0,00640	0,01051	0,00089	0,00464	0,00169	0,0364	0,00400	0,00020	0,00088	0,00039	0,00072	0,00020	0,00130	0,00029	0,00614
T21		9,15	-134,9	0,38	0,07435	0,02279	0,00470	0,00712	0,00072	0,00352	0,00166	0,00275	0,00221	0,00017	0,00160	0,00030	0,00091	0,00015	0,00092	0,00012	0,0190
T22		9,15	-130,2	0,39	0,10091	0,00227	0,00107	0,00180	0,00016	0,00105	0,00051	0,00088	0,00076	0,00006	0,00045	0,00008	0,00022	0,00007	<0,0004	0,00009	0,00172
T23		9,27	-132,4	0,38	0,06206	0,00232	0,00133	0,00216	0,00022	0,00105	0,00058	0,00115	0,00103	0,00008	0,00035	0,00016	0,00057	0,00016	0,00022	0,00008	0,00042
T24		9,44	-139,1	0,51	0,13268	0,00520	0,00197	0,00308	0,00047	0,00181	0,00103	0,00097	0,00062	0,00008	0,00057	0,00016	0,00033	0,00016	0,00050	0,00009	0,00127
T26		8,93	-112,1	0,35	0,08869	0,00120	0,00124	0,00227	0,00026	0,00099	0,00065	0,00019	0,00055	0,00006	0,00027	0,00008	0,00022	0,00003	0,00040	0,00009	0,00065
Северо-Американский сланец ¹		27,00000	32,00000	73,00000	7,90000	33,00000	5,70000	1,24000	5,20000	0,85000	5,80000	1,04000	3,40000	0,50000	3,10000	0,48000	-				
Водовмещающие породы (Гранит, г/т)		21,453	32,509	22,949	61,426	9,4118	45,917	10,148	2,1239	9,0948	1,2936	7,2622	1,3166	1,48159	3,0199	0,4082	0,528				
Водовмещающие породы (алевролит)		13,2088	17,3358	12,056	26,7382	3,5718	4,183	0,8998	3,9072	0,5966	3,4287	0,6547	1,9838	0,2592	1,7481	0,2579	2,8752				



В пластовых водах осадочного чехла высокий уровень As_{общ} вызван его выщелачиванием из угольных пластов в триасово-юрских отложениях, широко распространенных в Южно-Иссыккульском районе.

Содержание бария (Ba) в изученных водопунктах очень сильно варьирует, разброс крайних значений составляет несколько порядков от 1,32 до 829,22 мкг/л. Минимальные концентрации Ba первые мкг/л (табл. 2; рис. 4) выявлены в термоминеральных водах скальных массивов (водопункты T₂₂, T₂₄, T₂₆). Поверхностные и грунтовые воды демонстрируют содержания бария близкие к его кларку в водах гипергенеза. В пластовых термоминеральных водах ИАБ можно выделить две группы термоминеральных вод: в первой концентрация Ba колеблется в пределах 11÷48 мкг/л, а во второй — 96÷157 мкг/л. И особняком выделяется точка T₁₄ с максимальными концентрациями 829,22 мкг/л. Микрокомпонентный состав различных образцов водовмещающих пород показывает, что воды с повышенным содержанием бария формируются в прослоях карбонатных толщ (табл. 3) — карбонатные породы содержат барий в высоких концентрациях (до 33,16 кг/т). Среди карбонатных фаз выявлено значительное количество карбоната бария (витерита).

Содержание рубидия в термоминеральных водах Иссык-Кульской межгорной впадины обычно выше, чем кларк элемента в водах зоны гипергенеза во всех пробах, за исключением грунтовых вод, четырех водопунктов осадочного чехла и одного водопункта скального массива (табл. 2, рис. 4). В пробе T₁₈ (месторождение Джети-Огуз) диагностированы высокие содержания элемента 499,1 мкг/л. В этой же пробе зафиксированы повышенные содержания лития и стронция. Такие высокие концентрации элементов в данном водопункте обусловлены активным их извлечением из скальных водовмещающих толщ, которые обогащены данными компонентами. В целом, нет связи pH и минерализации вод, а также температурного режима с содержанием рубидия. Его высокие концентрации регулируются только локальным содержанием в водовмещающих породах.

В изучаемых водах достаточно часто обнаруживались высокие концентрации вольфрама, максимальное значение выявлено в точке T₂₇. В целом, в термоминеральных водах скальных массивов содержания W почти на два порядка выше, чем кларк данного элемента в водах зоны гипергенеза. Концентрации вольфрама в исследованных водах имеют хорошую прямую корреляционную связь с pH раствора, и обратную — с минерализацией. Для многих проб независимо от их гидрогеологических характеристик выявлена прямая связь в паре железо-вольфрам, что указывает на вольфрамит ((FeMn)WO₄) как на источник обоих компонентов.

Количество алюминия разнится в зависимости от точки отбора пробы, однако в целом оно невысокое, находится в районе первых десятков мкг/л и не превышает кларк элемента в водах зоны гипергенеза (табл. 2).

Все исследованные термоминеральные источники обеднены ураном и торием, содержания данных элементов в 10 раз ниже, чем их кларки в водах зоны гипергенеза. Высокие концентрации урана в районе 50 мкг/л диагностированы в водах озера Иссык-Куль, в поверхностных водах содержания примерно равны кларку элемента, а данные по грунтовым водам показывают диаметрально противоположные результаты.

Лантаноиды, иттрий, скандий и гафний. Редкоземельные элементы (РЗЭ) — это семейство 15 химических элементов периодической системы (от лантана до лютеция), часто в эту группу включают еще имеющие сходные химические свойства скандий и иттрий. Содержания РЗЭ в исследованных водах низкие и находятся в диапазоне значений 0,07÷0,81 мкг/л (табл. 4). В целом, наблюдается классическая зависимость содержания суммы РЗЭ от pH воды — чем выше pH, тем ниже концентрации РЗЭ (рис. 5). Минимальные концентрации РЗЭ наблюдаются в водах с высоким pH (8,1÷9,7), а максимальные коррелируют с интервалом pH 7,3÷7,9. Выпадают из общего тренда две точки И₁ и T₁₁, которые демонстрируют значительное обогащение РЗЭ 0,334 и 0,341 мкг/л, соответственно. Минимальные концентрации РЗЭ выявлены в водах скальных массивов. Сопоставление суммарного содержания РЗЭ и минерализации вод показывает неплохую корреляционную связь. Легкие РЗЭ (от La до Eu) доминируют над тяжелыми РЗЭ (от Gd до Lu), а максимальное содержание имеют La, Ce и Nd. Наблюдаемые различия в суммарном содержании РЗЭ в изучаемых термоминеральных водах обусловлены типом водовмещающих толщ, а также скоростью движения подземных вод и временем их циркуляции. Содержания скандия в водах достаточно хорошо коррелируются с концентрациями РЗЭ: в пробах, обогащенных РЗЭ, фиксируется повышенное содержание Sc. Исключение составляют пробы T₃, а также термоминеральные воды из скальных массивов в водопунктах T₁₉₋₂₃. В них фиксируются низкие уровни РЗЭ, при высоких концентрациях Sc. Содержание гафния во всех пробах низкое, повышенные значения выявлены только в пробах T₆ и T₂₈.

Формы водной миграции компонентов. Моделирование форм водной миграции показало, что основные катионы во всех пробах мигрируют преимущественно в виде ионов металлов: Ca²⁺, K⁺, Na⁺, Mg²⁺. Подобным образом ведут себя и некоторые микрокомпоненты: Rb⁺, Sr²⁺, Li⁺, Ba²⁺. Лишь небольшая доля водных фракций приходится на их комплексные соединения. Стоит отметить, что при прочих равных наименьший процент комплексных соединений образует натрий, далее следуют калий, рубидий и литий, а наибольший — кальций и магний. Для алюминия в рассматриваемых подземных

Таблица 4

Содержание микрокомпонентов в различных типах водовмещающих толщ северной части Тянь-Шаня, г/т

№ пробы	Порода	Li	As	Rb	Sr	Mo	Cs	Ba	W	Th	U	Sc	Hf
KG-23_AkCy	Гранит	9,11	0,96	238,11	238,16	0,14	9,51	667,21	0,53	30,06	8,01	1,48	1,29
KG-23_Дж_Oг_2	Известняк	3,58	1,92	0,67	1367,67	0,07	0,08	33157,18	4,21	0,10	0,28	0,37	0,05
KG-23_Дж_Oг_4	Монцодиорит	20,59	3,19	166,23	351,56	0,26	1,21	1896,77	1,91	3,49	0,75	21,45	0,53
KG-23_Дж_Oг_5	Аплит	6,58	2,52	190,85	150,73	0,14	3,23	1328,07	0,81	10,56	1,44	5,27	1,90
KG-23_Дж_Oг_6	Алевролит	65,18	8,14	78,41	146,58	0,19	7,68	467,80	1,38	7,93	2,84	13,21	2,88

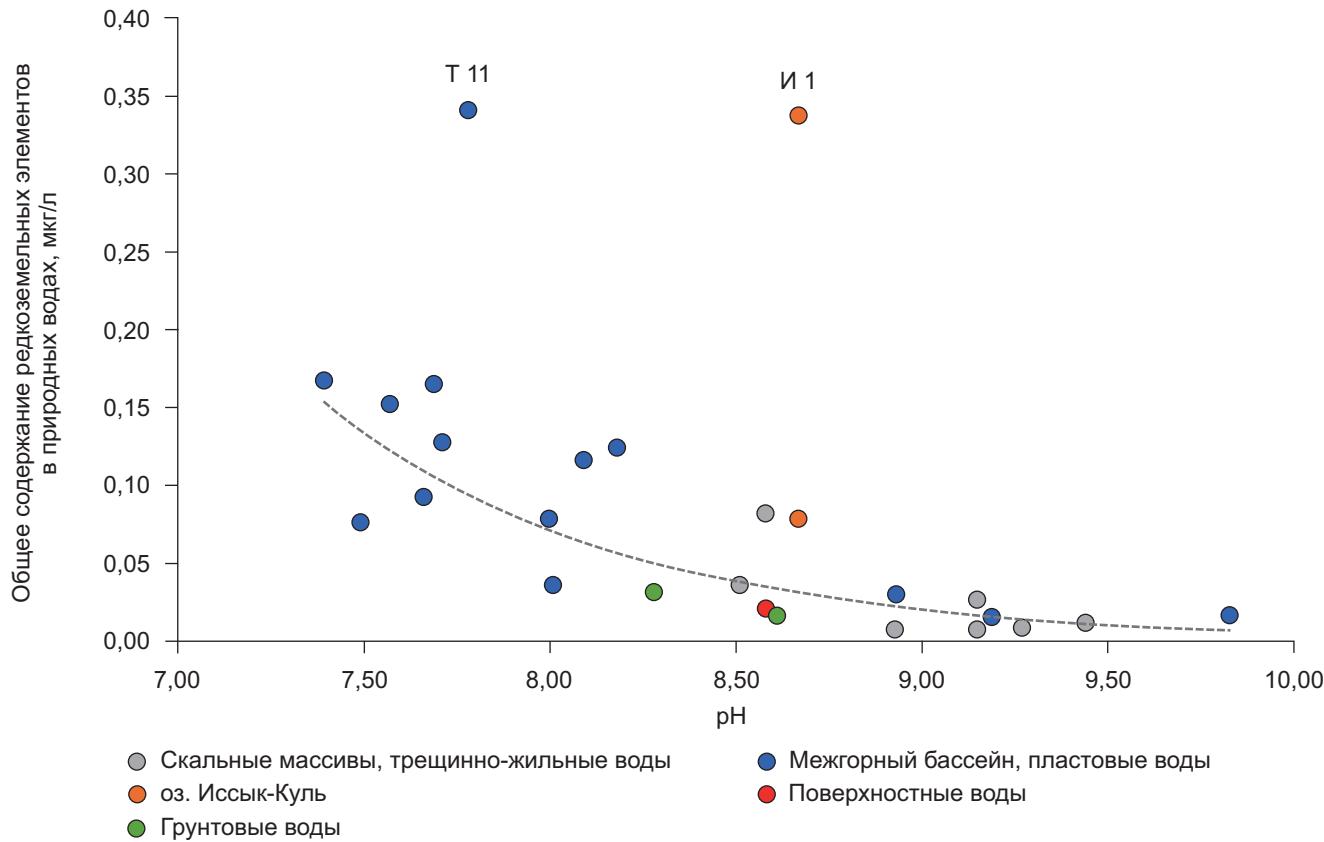


Рис. 5. Соотношение общего количества редкоземельных элементов в природных водах северного Иссык-Куля и pH водной среды

водах преобладающей формой миграции является $\text{Al}(\text{OH})_4^-$.

Миграционные формы элементов главным образом регулируются составом анионной части термоминеральных вод. По этому показателю воды можно разделить на несколько групп. На рис. 6 и 7 представлены диаграммы, иллюстрирующие связь анионного и катионного состава термоминеральных вод с водными комплексами элементов. В пресных хлоридно-гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных натриевых и натриево-кальциевых водах (водопункты T₁₆, T₁₀, T₁₃, T₂₀, T₂₂, T₂₃, T₂₄, T₂₆, T₃) комплексные соединения рассматриваемых элементов практически отсутствуют либо составляют незначительное количество (0,03–14,6%).

В высокоминерализованных хлоридных кальциево-натриевых и натриевых водах образуются

комплексные соединения MeCl и MeSO_4^- , на их долю приходится 2,71–34,41% и 0,45–14,99% соответственно (T₁₈, T₁₁, T₅, T₁₅, T₈, T₆, T₁₄).

В пресных сульфатно-хлоридных кальциево-натриевых (T₂₁), а также маломинерализованных сульфатно-хлоридных и гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридных натриевых и кальциево-натриевых водах (T₂₇, T₁₉); пресных гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатных натриевых водах (T₇, T₄) и высокоминерализованных хлоридно-сульфатных натриевых водах (И₁) комплексные соединения представлены в основном в форме MeSO_4^- .

В случае элементов с переходной валентностью на формы водной миграции значительное влияние оказывают Eh–pH условия системы. На рис. 8 для нескольких компонентов продемонстрирована связь форм миграции элементов с окислительно-восста-

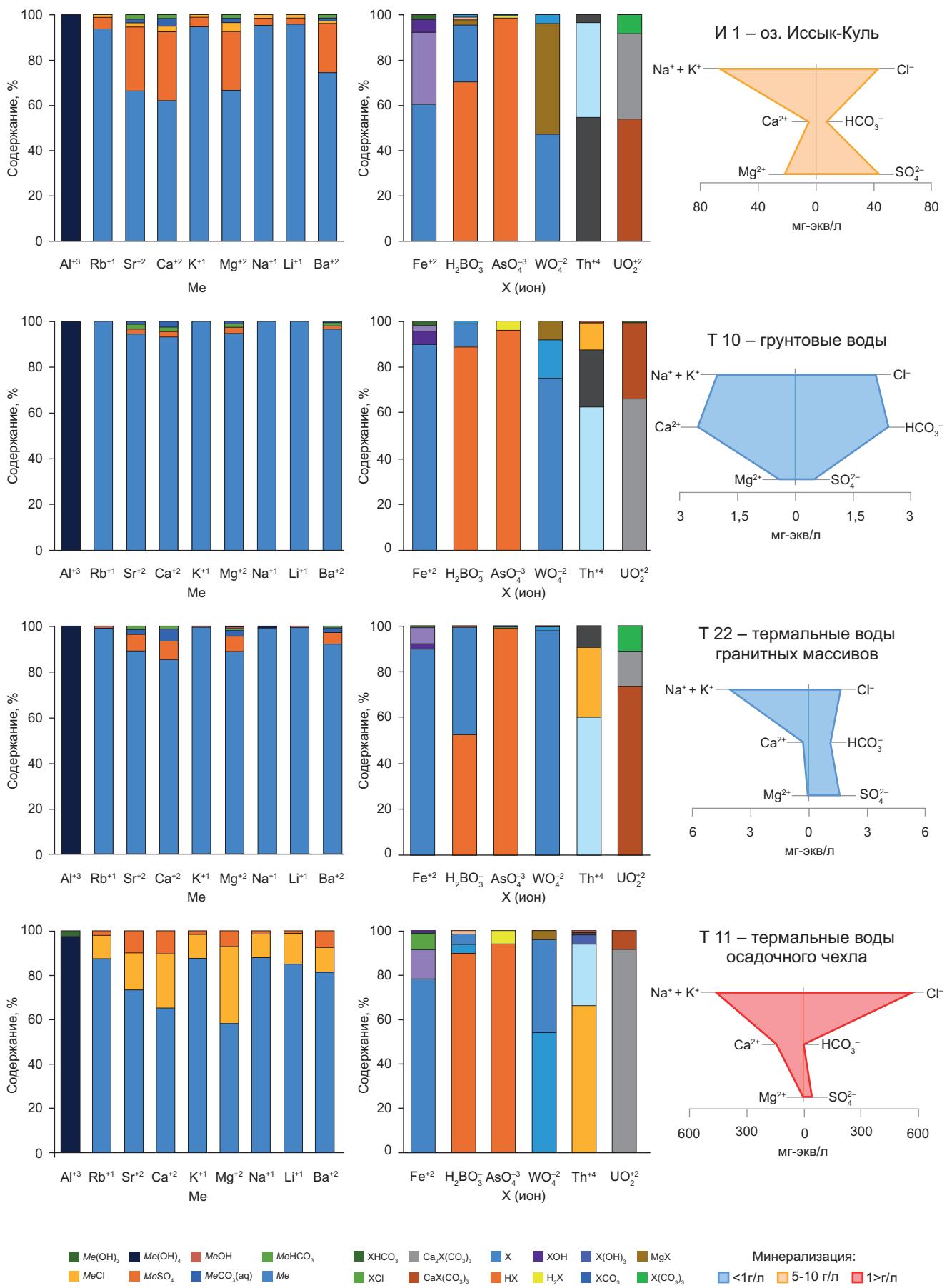


Рис. 6. Корреляция форм водной миграции отдельных компонентов с минерализацией и химическим составом природных вод Иссык-Кульского артезианского бассейна

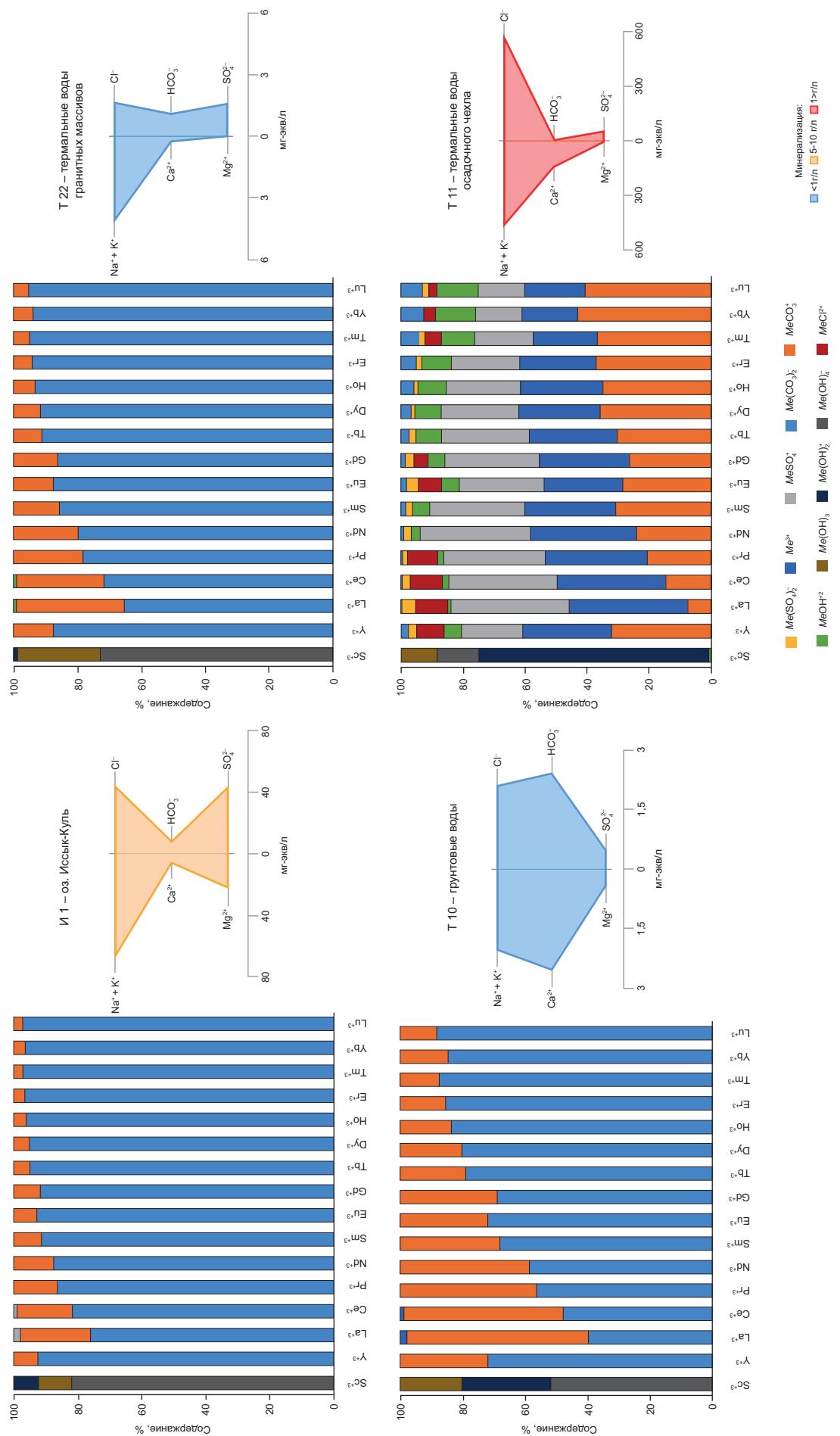


Рис. 7. Корреляция форм водной миграции редкоземельных элементов с минерализацией и химическим составом природных вод Иссык-Кульского артезианского бассейна

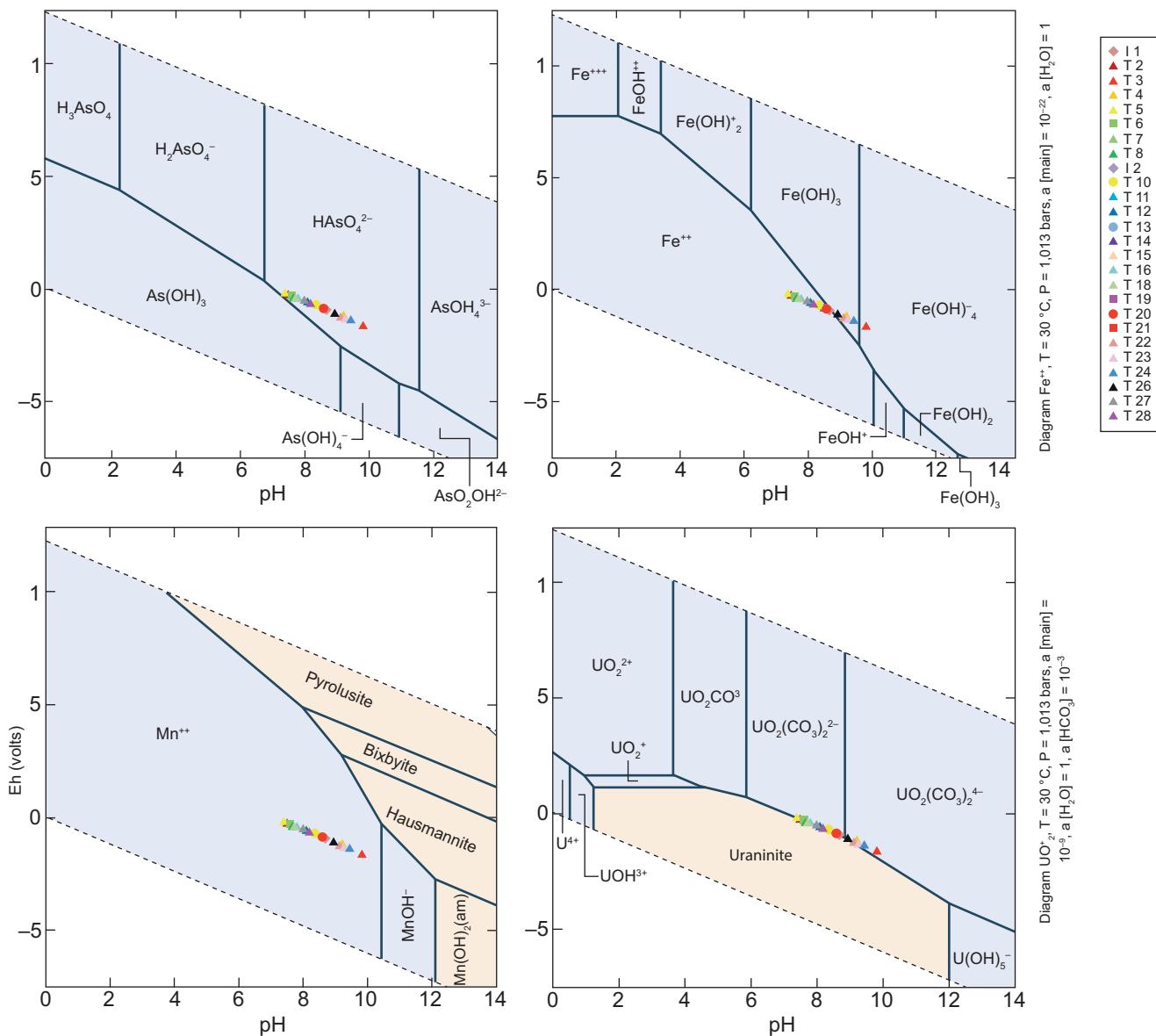


Рис. 8. Eh-рН диаграммы стабильности комплексов водной миграции мышьяка, железа, марганца и урана в природных водах Иссык-Кульского горного района

новительными условиями. Преобладающей формой миграции урана во всех пробах, за исключением T₂, являются комплексные соединения $\text{CaUO}_2(\text{CO}_3)_3$ и $\text{Ca}_2\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$. Если содержания кальция в растворе сильно уменьшаются до 2–5%-экв., комплексы с кальцием исчезают, и начинают преобладать уранил-карбонатные комплексы $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$.

Основными миграционными формами тория в рассматриваемых пробах являются $\text{Th}(\text{OH})_4$, $\text{Th}(\text{OH})_3\text{CO}_3$ и $\text{Th}(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$. С увеличением pH и уменьшением минерализации доля карбонатных форм увеличивается.

В большинстве проб преобладающей формой миграции вольфрама является WO_4^{2-} . При увеличении содержания кальция увеличивается доля CaWO_4 (до 54% в пробе T₁₈). Если в растворе присутствует значительное количество магния, то начинает образовываться комплекс MgWO_4 .

Мышьяк в изучаемых водах представлен в основном в двух формах: HAsO_4^{2-} и H_2AsO_4^- . Преобладающей формой является HAsO_4^{2-} и ее количество не зависит от гидродинамических условий. В случае же уменьшения pH вод ниже 7,0 начинает проявляться H_2AsO_4^- (рис. 8).

Основными формами миграции бора в рассматриваемых водах являются H_3BO_3 и H_2BO_3^- . Доля H_3BO_3 увеличивается при уменьшении pH. В высокоминерализованных водах присутствует небольшая доля $\text{CaH}_2\text{BO}_3^+$.

Преобладающей миграционной формой железа во всех пробах, за исключением T₃, является простой ион Fe^{2+} . С увеличением величины pH увеличивается доля формы $\text{Fe}(\text{OH})^+$, в пробе T₃ при pH = 9,83 доля $\text{Fe}(\text{OH})^+$ достигает 62%. Также при увеличении минерализации и содержания SO_4^{2-} появляется форма FeSO_4 . В высокоминерализованных хлоридных во-

дах присутствует небольшая доля FeCl^+ . В пресных и маломинерализованных водах, имеющих HCO_3^- в макрокомпонентном составе, в небольших количествах появляется комплексное соединение FeHCO_3^+ .

При рассмотрении редкоземельных элементов опробованные воды так же можно разделить на несколько групп. При этом скандий во всех пробах представлен в виде гидроксидов, преимущественно $\text{Sc}(\text{OH})_4^-$.

К первой группе отнесены пресные и слабоминерализованные воды, для них характерной формой миграции редкоземельных элементов являются карбонатные соединения MeCO_3^+ и $\text{Me}(\text{CO}_3)^{2-}$. Доля $\text{Me}(\text{CO}_3)^{2-}$ преобладает и увеличивается от лантана до лютения.

Вторая группа включает в себя среднеминерализованные воды, в которых редкоземельные элементы присутствуют в виде различных комплексных соединений — MeCO_3^+ , $\text{Me}(\text{CO}_3)^{2-}$ и MeSO_4^+ , а также простых ионов Me^{3+} . При уменьшении pH и содержания HCO_3^- в воде, доля карбонатных комплексов заметно уменьшается (T_5 , T_6 , T_{11}).

Коэффициент водной миграции позволяет представить особенности миграции отдельных химических элементов в различных водоносных горизонтах и зонах изучаемого района, оценить степень подвижности элементов. Чем выше коэффициент водной миграции (то есть, чем интенсивнее его водная миграция), тем сильнее химический элемент способен выщелачиваться из вмещающих отложений. Группировка элементов по интенсивности водной миграции позволяет построить геохимическую модель и выделить круг элементов, которые интенсивно выносятся за пределы водовмещающих толщ, обедняя их. На интенсивность водной миграции химического элемента влияет значительное количество параметров: его содержание в литосфере (кларк), индивидуальные свойства элемента, условия движения воды, минерализация, температура и т.д. [Крайнов, Швец, 1992]. Для оценки интенсивности миграции компонентов в термоминеральных водах изучаемой площади рассчитан коэффициент водной миграции K_x для макро- и микрокомпонентов по

отношению к их содержанию в гранитных породах и в алевролитах.

Таблица 5 представляет результаты расчета коэффициентов водной миграции отдельных компонентов в зависимости от гидрогеологических условий циркуляции, состава водной толщи и минерализации воды.

Анализ данных показывает, что миграция компонента достаточно сильно варьирует в зависимости от условий циркуляции вод. Например, в скальных массивах Sr является сильным мигрантом, а в осадочной толще он мигрирует слабее и его миграционная способность средняя. Похожая картина характерна и для Cs. Практически во всех условиях сильными или очень сильными мигрантами ($K_x > 1$) являются основные катионы (Ca, Na, Mg) и микроэлементы Mo, Sr, Mn и Cs. Наиболее низкая интенсивность водной миграции свойственна таким микроэлементам как Al, Th, Fe, Co, Cr, Rb, Ti. В термальных водах гранитных массивов сильная и очень сильная интенсивность миграции ($K_x > 1$) характерна для таких элементов как Mo, Mn, Na, Sr, Ca, средняя (0,1–1) для Rb, K, Mg. Для термальных вод осадочного чехла наблюдается такая же закономерность, исключением являются Rb и Mg, коэффициент водной миграции которых становится меньше 0,1. В холодных подземных водах осадочного чехла по сравнению с термальными увеличивается коэффициент водной миграции Sr, и он переходит в группу элементов с очень сильной интенсивностью миграции, а интенсивность миграции Rb увеличивается до средней.

На рис. 9 отражены средние значения для коэффициентов водной миграции для каждой группы опробованных вод, а также минимальные и максимальные значения рассматриваемых показателей.

Заключение. Таким образом, проведенные исследования показывают, что неравномерность заполнения осадками межгорной впадины Иссык-Куль приводит к спорадическому распространению минеральных вод с различной минерализацией и химическим составом. В палеогеновых осадках химический состав вод наследует тип водовмещающей

Таблица 5

Коэффициент водной миграции отдельных компонентов в водах различных гидрогеологических условий циркуляции

Интенсивность миграции	K_x границы	Скальные массивы		Осадочная толща				
		Минерализация термоминеральных вод, г/л						
		<1	1–2	<1	1–2	2–5	5–10	>10
Очень сильная	>10	Mo, Cs, Na	Mo, Mn, Na	Mo, Na	Mo, Na	Mo, Mn, Na	Mo, Na	Mo, Na, Mn, Sr
Сильная	1–10	Sr, Mn, Ca	Sr	—	Mn	Cs	Sr, Mn, Ca	Ca
Средняя	0,1–1	Rb, K, Mg	Ca, Ba	Sr, Mn, Si, Ca, K, U	Sr, Ca, U	Sr, Rb, K, Ca, U	—	—
Слабая	<0,1	Si, U, Ba, Hf, Lu, Al, Ti, La, Th	K, Mg, Cs, Si, Rb, U, Hf, Th, La, Lu, Al, Ti	Ba, Mg, Cs, Rb, Al, Lu, Hf, Th, La, Ti	K, Ba, Si, Mg, Cs, Rb, Al, Hf, Lu, Ti, La, Th	Ba, Si, Mg, Hf, Lu, Al, La, Ti, Th	K, Ba, Rb, Cs, Si, Mg, U, Hf, Lu, Al, La, Th, Ti	K, Mg, Cs, Ba, Rb, Si, U, Lu, Hf, La, Al, Th, Ti

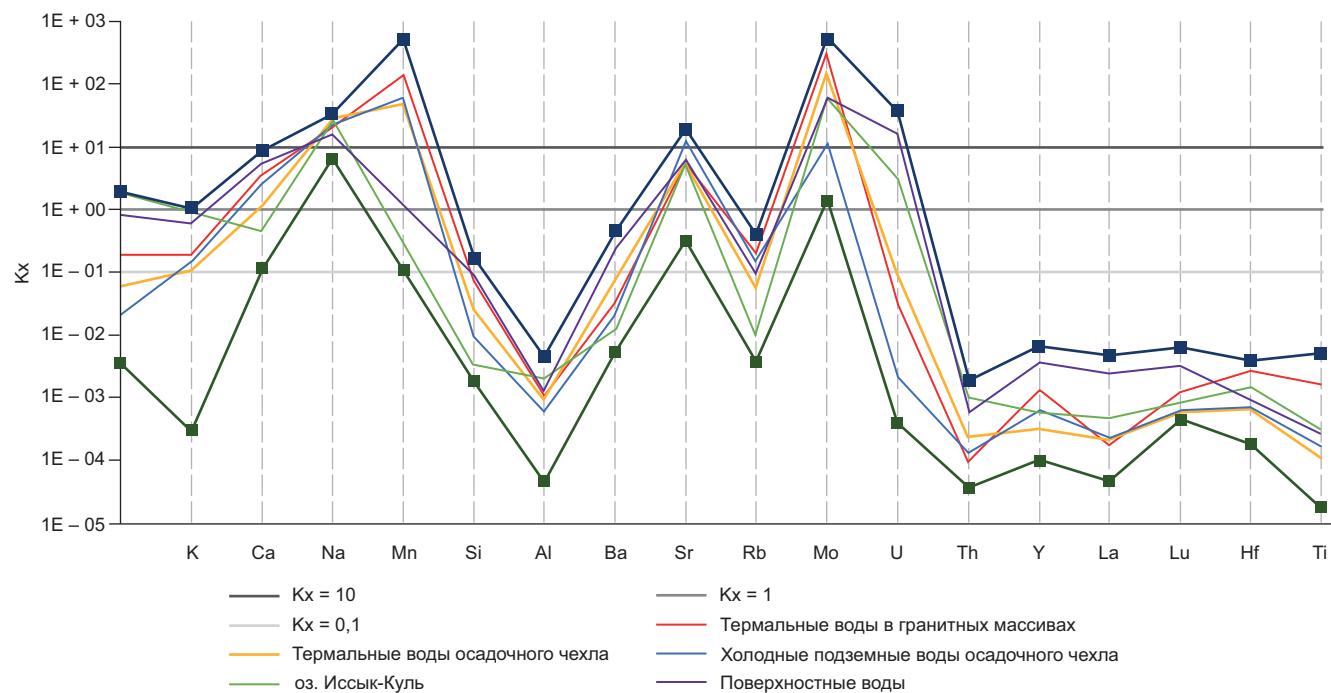


Рис. 9. Коэффициент водной миграции в природных водах Иссык-Кульской горной впадины

толщи. В средней и верхней частях разреза формируются солоноватые сульфатно-хлоридные/хлоридно-сульфатные воды кальциево-натриевого/натриевого состава. В нижней части разреза на глубине 1–2 км водовмещающая толща имеет пониженную проницаемость, что приводит к образованию застойного режима. В условиях повышенного теплового потока (высокой теплопроводности водовмещающих толщ) формируются термальные высокоминерализованные (соленые) воды хлоридно-натриевого состава. Присутствие в разрезе прослоев гипса, поваренной соли, мирабилита, глинистых пород, конгломератов, песчаников и гравелитов обеспечивает повышенные содержания B, Sr, Ba, Li, Fe, Mn, B, Mo и U в минеральных водах. Часто выявляются вертикальные перетоки соленых вод в верхние более пресные слои. Низкоминерализованные термальные воды скальных массивов содержат повышенные концентрации F, Li, Rb, W и Sc.

Минимальные концентрации РЗЭ выявлены в водах скальных массивов, что обусловлено высоким значением pH термоминеральных вод. Сопо-

ставление суммарного содержания РЗЭ и минерализации вод показывает неплохую корреляционную связь. Наблюдаемые различия в ΣРЗЭ в изучаемых термоминеральных водах обусловлены типом водовмещающих толщ, а также скоростью движения подземных вод и временем их циркуляции. Содержания скандия в водах достаточно хорошо коррелируются с концентрациями РЗЭ: в пробах, обогащенных РЗЭ, фиксируется повышенное содержание Sc.

Формы водной миграции компонентов зависят от анионной части раствора, его температуры и pH-Eh условий. Гидродинамическая обстановка не влияет на соотношение водных комплексов. Однако значение коэффициента миграции в значительной степени определяется типом водовмещающей толщи и гидродинамическими условиями циркуляции вод, и в меньшей степени зависит от температуры водной среды и ее минерализации.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке РНФ (проект № 23-27-00119 «Генезис и условия циркуляции термальных вод кристаллических массивов горноскладчатых областей»).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гидрогеология СССР. Т. XL. Киргизская ССР / Гл. ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1971. 487 с.

Еловский Е.В. Математическое устранение спектральных помех при прямом определении редкоземельных элементов в природных водах методом квадрупольной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Масс спектрометрия. 2015. Т. 12, № 2. С. 107–116.

Жуков Ю.В., Захаров И.Л., Березанский А.В., Израилева Р.М. Геологическая карта Кыргызской Республики. Масштаб 1 : 500 000 / Гл. ред. Б.Т. Турсунгазиев, О.В. Петров. СПб.: Картогр. ф-ка ВСЕГЕИ, 2008.

Катаева Н.И. Подземные минеральные воды Киргизской ССР / Н.И. Катаева, З.И. Мельникова, Р.Д. Барсуцкая и др.; М-во здравоохранения Кирг. ССР. Науч.-исслед. ин-т курортологии и физиотерапии. Фрунзе: Кыргызстан, 1969. 142 с.

Кендирибаева Д.Ж. Подземные воды межгорных впадин — основа водообеспеченности Кыргызстана для устойчивого развития // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа: Материалы XIII Всероссийской научно-технической конференции с международным участием. М.: Институт истории

естествознания и техники им. С.И. Вавилова РАН, 2023. С. 513–520. DOI 10.26200/GSTOU.2023.87.54.067.

Крайнов С.Р., Швец В.М. Гидрогоеохимия: Учебник для вузов. 1992. М.: Недра, 463 с.

Мандычев А.Н. Подземные воды Иссык-Кульского бассейна // Озеро Иссык-Куль: природные условия. Научные серии НАТО: IV. Земля и экологические науки. Т. 13. 2002. С. 71–76.

Мандычев А.Н. Роль гидрогоеологической системы в Иссык-Кульском водном бассейне. <https://geohydro.narod.ru/stat16A.htm>.

Матыченков В.Е., Иманкулов Б.И. Минеральные воды Киргизии. Фрунзе: Илим, 1987. 251 с.

Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергеза / А.И. Перельман. М.: Недра, 1972.

Трифонов В.Г., Зеленин Е.А., Соколов С.Ю., Бачманов Д.М. Активная тектоника Центральной Азии // Геотектоника. 2021. № 3. С. 60–77.

Харитонова Н.А., Барановская Е.И., Челноков Г.А. и др. Геохимия природных вод Киргизской части Тянь-Шаня // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами: Мат-лы V Всероссийской научной конференции имени проф. С.Л. Шварцева. Томск, 2023. С. 327–330.

Chelnokov G., Lavrushin V., Bragin I., et al. Geochemistry of Thermal and Cold Mineral Water and Gases of the Tien Shan and the Pamir // Water. 2022. V. 14, 838. <https://doi.org/10.3390/w14060838>.

Gustafsson J.P. Visual MINTEQ 3.1 user guide. 2019. 73 p.

Официальный сайт программного комплекса The Geochemist's Workbench (GWB). <https://www.gwb.com>.

Статья поступила в редакцию 23.03.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 18.08.2024

УДК 550.8.01: 550.85

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-87-101

ДЕТАЛИЗАЦИЯ ПОЗДНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПРОЦЕССОВ ДИАГЕНЕЗА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА НА ОСНОВЕ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ

Кирилл Владимирович Сыромятников¹, Михаил Аркадьевич Левитан²,
Руслан Рустемович Габдуллин³✉

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; sykirv@gmail.com, <https://orcid.org/my-orcid?orcid=0000-0001-8798-4425>

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; m-levitan@mail.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; gabdullin@geokhi.ru✉, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

Аннотация. В результате одномерного регрессионного анализа были получены количественные параметры по распределению отношений Mn/Al и Mn/Fe в разрезах изученных скважин международного проекта глубоководного бурения № 151 (далее — ODP 151 рейса). На основе данных корреляционного анализа с построением матриц Пирсона и классического факторного анализа с варимаксным вращением было проведено расчленение достаточно однородных верхнеплиоцен-четвертичных осадков с выделением трех главных факторов, которые характеризуют историю седиментации и диагенеза в Норвежско-Гренландском бассейне. На основе применения методов статистического анализа проведены границы между литостратиграфическими подразделениями. Установлено, что на характер и степень интенсивности процессов диагенеза в данном регионе повлияли следующие основные факторы: условия седиментации в Норвежско-Гренландском бассейне в позднеплиоцен-четвертичное время, гранулометрический и химический состав изученных отложений, содержание в осадках органического углерода, скорости осадконакопления.

Ключевые слова: седиментогенез, диагенез, верхнеплиоценовые отложения, четвертичные отложения, Норвежско-Гренландский бассейн, факторный анализ, регрессионный анализ

Для цитирования: Сыромятников К.В., Левитан М.А., Габдуллин Р.Р. Детализация позднеплиоцен-четвертичной истории осадконакопления и диагенеза в восточной части Норвежско-Гренландского бассейна на основе методов математической статистики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 4. С. 87–101.

DETAILED LATE PLIOCENE-QUATERNARY SEDIMENTATION HISTORY AND DIAGENESIS PROCESSES IN THE EASTERN PART OF THE NORWEGIAN-GREENLAND BASIN BASED ON MATHEMATICAL STATISTICAL METHODS

Kirill V. Syromyatnikov¹, Mikhail A. Levitan², Ruslan R. Gabdullin³✉

¹ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; sykirv@gmail.com

² Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; m-levitan@mail.ru

³ Lomonosov Moscow State University; Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; gabdullin@geokhi.ru

Abstract. As a result of univariate regression analysis, quantitative parameters on the distribution of Mn/Al and Mn/Fe ratios in the sections of the studied holes of ODP Leg 151 were obtained. On the basis of correlation analysis data with Pearson matrix construction and classical factor analysis with varimax rotation, a division of rather homogeneous Upper Pliocene-Quaternary sediments was carried out with the allocation of 3 main factors that characterize the history of sedimentation and diagenesis in the Norwegian-Greenland Basin. The boundaries between lithostratigraphic subdivisions are drawn on a strict mathematical basis. It is established that the nature and degree of intensity of diagenesis processes in this region were influenced by the following main factors: sedimentation environments in the Norwegian-Greenland Basin in the Late Pliocene-Quaternary time; grain-size and chemical composition of the studied sediments; total organic carbon content in the sediments; sedimentation rates.

Key words: sedimentogenesis, diagenesis, Upper Pliocene sediments, Quaternary sediments, Norwegian-Greenland Basin, factor analysis, regression analysis

For citation: Syromyatnikov K.V., Levitan M.A., Gabdullin R.R. Detailed Late Pliocene-Quaternary sedimentation history and diagenesis processes in the eastern part of the Norwegian-Greenland Basin based on mathematical statistical methods. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 4: 87–101. (In Russ.).

Введение. Изучение керна скважин глубоководного бурения, пробуренных в Норвежско-Гренландском бассейне [Larsen, et al., 1994; Myhre, et al., 1995; Talwani, et al., 1976], в Северном Ледовитом океане [Backman, et al., 2006], в Беринговом море [Левитан и др., 2018; Creager, et al., 1973], выявило в верхней части осадочного чехла существование марино-гляциальной осадочной формации, сформировавшейся в связи с оледенением Северного полушария. Как правило, эта толща представлена циклическим переслаиванием терригенных обломочных и глинистых осадков (пород), вмещающих материал ледового разноса, который может быть продуктом таяния как морского льда, так и айсбергов. Цикличность строения обусловлена чередованием оледенений и межледниковых. Считается, что начало глобального оледенения Северного полушария произошло 2,8 млн лет назад [Vogt, 1986]. Ранее граница между четвертичной системой и неогеном проходила на уровне (округленно) 1,8 млн лет назад [Gradstein, et al., 2004]. Теперь принято считать, что эта граница соответствует примерно 2,6 млн лет назад [Gradstein, et al., 2012].

Сравнительный анализ показал, что состав, структура и мощность рассматриваемой формации обладают сильной изменчивостью в зависимости от изменений фациальных условий седиментации, эволюции питающих провинций и других факторов. Авторский коллектив решил изучить соответствующие проблемы истории седиментации и диагенеза на примере этой осадочной толщи, вскрытой в восточной части Норвежско-Гренландского бассейна во время ODP 151 рейса тремя скважинами (907A, 908A и 909A,C) [Myhre, et al., 1995]. Следует отметить не только важное теоретическое значение такого исследования, но и возможные прикладные аспекты, например, с точки зрения нефтяной геологии.

К сожалению, плохая сохранность органических остатков не позволила провести участникам рейса детальный биостратиграфический анализ кернов. Поэтому приходится руководствоваться только сделанными определениями положения границы четвертичных и плиоценовых отложений, с одной стороны, и положением подошвы марино-гляциальных отложений, с другой.

Накопленный в мире опыт указывает на важность использования в историко-геологическом анализе геохимических данных. Известно, что существенные результаты могут быть получены за счет применения к ним методов математической статистики. В частности, они помогают получить определенные геологические выводы со статистической достоверностью с уровнем 95 и 99%. В данной статье использованы методы корреляционного, факторного и регрессионного анализов. Первый из них позволяет выделить геохимические ассоциации, взаимосвязанные между собой с уровнем достоверности 95%. На основе факторного анализа удается определить главные факторы, характеризующие

Таблица 1

Расположение скважин с координатами и глубиной дна в восточной части Норвежско-Гренландского бассейна [Myhre, et al., 1995]

Скважина	Координаты	Глубина моря, м
907A	69°14.989'N, 12°41.894'E	1800,8
908A	78°23.112'N, 1°21.637'E	1273,6
909A	78°35.065'N, 3°4.378'E	2622,5
909C	78°35.096'N, 3°4.222'E	2518,0

тот или иной геологический процесс (или сумму процессов). С помощью одномерного регрессионного анализа получаем количественные параметры и модели по линейным и нелинейным взаимосвязям между зависимой и независимой переменными. Данные регрессионного анализа использовались при изучении процессов седиментогенеза и раннего диагенеза донных осадков, например, для Карского моря и эоцен-плейстоценовых отложений плато Воринг [Сыромятников, Левитан, 2021; Сыромятников, Габдуллин, 2022; Сыромятников и др., 2023].

Материалы и методы исследований. В ODP 151 рейса было пробурено 7 скважин: с № 907 по 913. Нами использованы опубликованные материалы по содержанию оксидов петрогенных элементов, общему содержанию органического углерода (C_{opt}), а также данные по плотности (ρ) верхнеплиоцен-четвертичных осадков по скважинам, расположенным с юга на север в последовательности: 907A, 908A, 909A,C (рис. 1, табл. 1, 2) [Myhre, et al., 1995].

На рис. 2 показаны данные по литологии и стратиграфии отмеченных скважин. При этом помещены только материалы по упоминавшейся марино-гляциальной толще. Скв. 907A расположена на юго-восточном окончании Норвежской глубоководной котловины. Две другие скважины были пробурены севернее, в переходной зоне между этой котловиной и структурами южного окончания пролива Фрама; здесь следует указать на то, что скв. 908A расположена в гребневой зоне небольшого подводного хребта Хогворт.

В скв. 907A вскрыта (сверху вниз) пачка темно-коричневых (вверху), серых и темно-серых переслаивающихся алевритово-пелитовых, глинисто-алевритовых терригенных илов и фораминиферового алевритового ила. В верхней части разреза присутствуют остатки кокколитов и радиолярий. Характерны редкие дропстоуны. Мощность пачки составляет 17 м. Нижняя пачка состоит из тех же осадков, но без биогенных компонентов и отличается различными оттенками серого цвета. Граница четвертичных и верхнеплиоценовых осадков находится на уровне 35 м.

Керн скв. 908A отличается более крупнозернистым составом. В нем доминируют темно-серые алевриты и глинистые алевриты, часто встречаются дропстоуны. В самом верху разреза (в первой

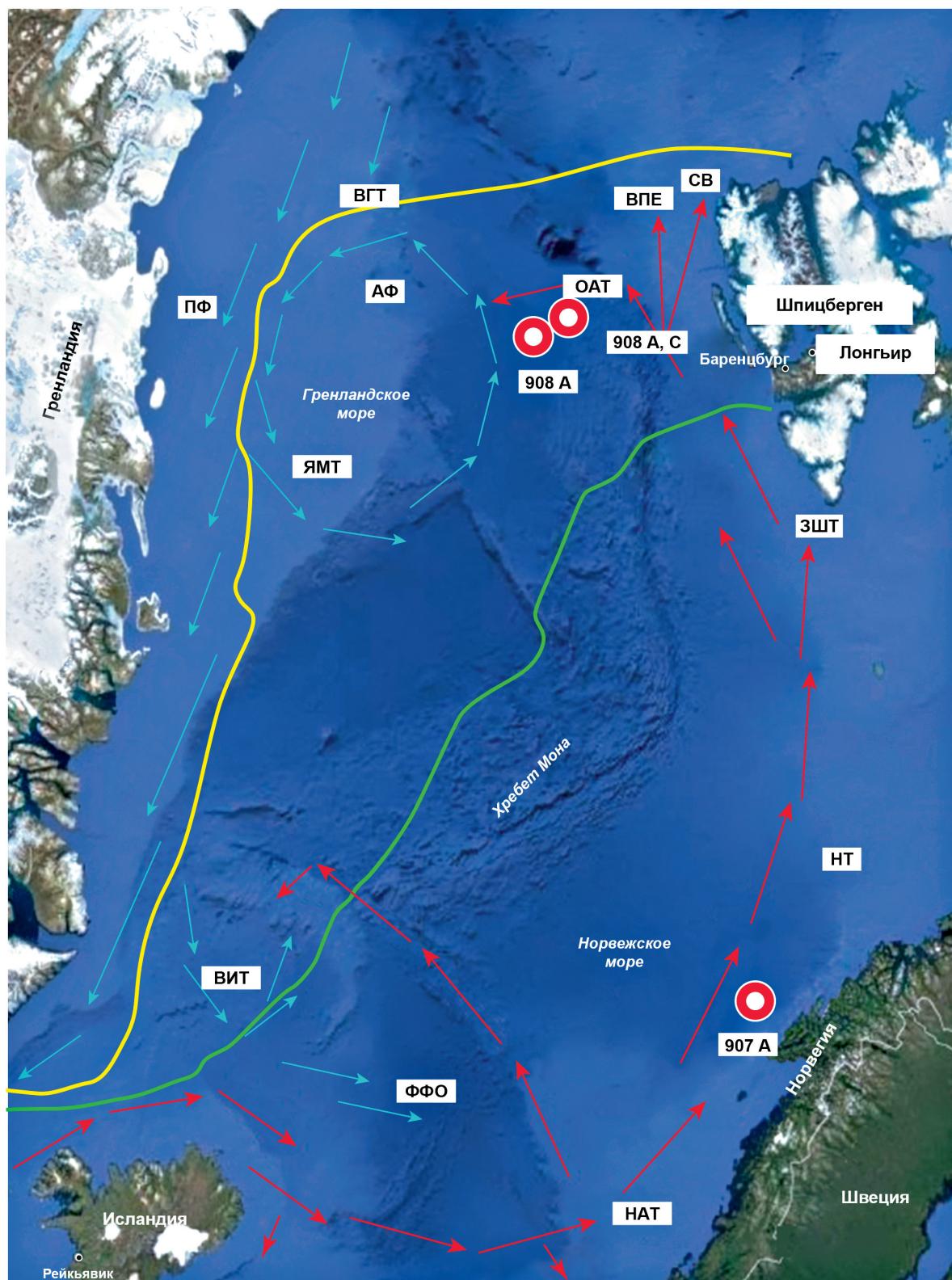


Рис. 1. Обзорная карта района исследования с указанием поверхностных течений и океанических фронтов [Маслов и др., 2022; Blindheim, Rey, 2004; Slubowska-Woldengen, et al., 2008] и положение скважин, пробуренных в международном проекте глубоководного бурения № 151 [Myhre et al., 1995]. Стрелки показывают направления перемещения вод: голубые — арктических, красные — вод Атлантического океана. НАТ — Норвежское Атлантическое течение; НТ — Нордкапское течение; ЗШТ — Западно-Шпицбергенское течение; СВ — Свальбардская ветвь; ВПЕ — ветвь плато Ермак; ОАТ — обратное Атлантическое течение; ЯМТ — Ян-Маейнское течение; ВИТ — Восточно-Исландское течение; БГТ — Восточно-Гренландское течение; ПФ — Полярный фронт (граница между малосолеными полярными водами и холодными высокосолеными арктическими водами); АФ — Арктический фронт (граница между холодными арктическими и теплыми атлантическими водами); ФФО — фронт Фарерских островов. Желтым показано положение современной границы морских льдов в августе. Зеленым показано положение современной границы морских льдов в декабре [Wadhams, 1986].

Таблица 2

Таблица данных химического состава осадков, плотности натуральных осадков (ρ), содержания органического углерода ($C_{опр}$), отношений Mn/Fe и Mn/Al в верхнеплиоцен-плейстоценовых осадках восточной части Норвежско-Гренландского бассейна по скважинам 907A, 908A и 909A,C [Myhre, et al., 1995]

Глубина, м	SiO ₂ , %	TiO ₂ , %	Al ₂ O ₃ , %	Fe ₂ O ₃ , %	MnO, %	MgO, %	CaO, %	Na ₂ O, %	K ₂ O, %	P ₂ O ₅ , %	ρ , г/см ³	$C_{опр}$ %	Mn/Fe	Mn/Al
скв. 907A														
0,25	52,69	1,06	12,63	7,01	0,17	3,36	7,01	3,24	2,44	0,23	1,49	0,08	0,008	0,006
1,67	53,37	1,03	14,46	7,21	0,23	3,45	6,14	2,5	2,82	0,26	1,61	0,11	0,010	0,007
3,2	54,27	0,87	13,93	6,31	0,2	3,1	6,64	2,53	2,74	0,11	1,68	0,13	0,010	0,006
4,74	55,52	0,89	14,16	6,85	0,27	3,5	5,14	2,33	2,97	0,21	1,66	0,14	0,013	0,008
6,24	56,93	0,92	13,61	7,00	0,09	3,21	4,95	2,46	2,9	0,3	1,68	0,15	0,004	0,003
7,56	60,28	0,92	15,00	6,67	0,1	3,14	2,44	2,43	2,95	0,21	1,7	0,16	0,005	0,003
10,54	50,5	1,04	14,12	6,7	0,18	3,17	7,96	2,9	2,8	0,19	1,54	0,18	0,009	0,006
13,54	54,3	0,94	14,24	6,59	0,13	2,95	5,05	2,84	3,01	0,18	1,45	0,20	0,006	0,004
16,54	48,69	1,27	13,87	7,77	0,15	3,14	7,08	3,16	2,6	0,23	1,49	0,21	0,006	0,005
17,04	60,49	0,93	14,57	7,53	0,09	3,33	1,96	2,50	3,01	0,17	1,83	0,23	0,010	0,006
20,04	61,46	0,95	15,42	6,66	0,21	2,98	2,1	2,72	3,29	0,17	2,09	0,24	0,003	0,002
23,04	65,52	0,8	13,86	5,75	0,05	2,11	1,72	2,31	2,89	0,24	1,49	0,25	0,003	0,002
26,04	57,72	1,05	15,22	8,67	0,08	3,11	2,06	2,62	3,51	0,2	1,84	0,26	0,004	0,002
26,83	62,53	0,92	14,45	6,54	0,08	2,97	1,96	2,53	3,25	0,16	1,8	0,27	0,003	0,002
29,52	61,07	0,93	16,42	6,67	0,07	2,96	1,9	2,67	3,40	0,13	1,85	0,28	0,076	0,050
32,52	61,47	0,9	13,67	6,56	1,57	2,91	2,16	2,23	3,16	0,15	1,85	0,29	0,002	0,001
35,75	62,6	0,91	16,03	6,48	0,05	2,72	1,86	2,86	3,20	0,14	1,70	0,29	0,003	0,002
36,05	60,1	0,93	15,55	8,41	0,07	2,99	1,93	2,56	3,34	0,14	1,87	0,30	0,003	0,002
39,04	61,35	0,88	15,95	7,55	0,06	2,88	1,84	2,39	3,49	0,14	1,88	0,31	0,003	0,002
42,03	60,63	1,00	17,17	7,4	0,06	2,94	1,96	2,41	3,4	0,12	1,45	0,31	0,003	0,002
44,97	56,72	1,46	17,16	8,67	0,09	3,26	2,87	3,33	2,96	0,15	1,89	0,32	0,003	0,002
45,57	61,56	0,9	15,55	7,63	0,06	2,74	1,87	2,36	3,45	0,15	1,59	0,32	0,003	0,002
48,55	59,68	1,17	16,71	7,79	0,07	3,03	2,24	2,88	3,12	0,13	1,78	0,33	0,003	0,002
51,54	61,26	0,93	16,56	7,03	0,06	2,95	1,94	2,6	3,22	0,14	1,58	0,34	0,003	0,002
54,55	59,31	1,08	16,63	7,93	0,07	2,99	2,14	2,78	3,09	0,12	1,46	0,34	0,003	0,002
55,04	58,67	1,17	16,21	7,49	0,08	3,24	2,79	3,37	2,85	0,15	1,49	0,35	0,003	0,002
скв. 908A														
4,92	61,05	0,88	15,92	5,85	0,04	3,15	1,98	2,21	3,16	0,24	1,96	0,53	0,003	0,001
9,68	64,41	0,85	15,02	5,3	0,09	2,61	1,91	2,57	2,88	0,15	1,96	0,54	0,007	0,003
19,29	67,38	0,72	13,1	4,96	0,04	2,66	2	2,31	2,94	0,35	1,95	0,56	0,003	0,001
29,54	61,05	0,95	16,72	6,68	0,04	2,88	1,85	2,15	3,09	0,16	1,95	0,58	0,003	0,001
37,54	61,42	0,93	16,61	6,5	0,04	2,89	1,82	2,04	3,19	0,17	1,94	0,59	0,003	0,001
47,03	63,97	0,7	13,51	4,34	0,03	2,6	1,76	2,71	2,81	0,19	1,94	0,61	0,003	0,001
56,46	62,82	0,87	16,15	5,79	0,03	2,68	1,79	2,32	3,16	0,17	1,93	0,63	0,002	0,001
67,15	61,32	0,9	16,6	6,51	0,04	3,03	1,88	2,16	3,31	0,16	1,93	0,65	0,003	0,001
76,56	61,83	0,97	16,82	7,45	0,04	2,81	1,7	1,9	3,07	0,16	1,92	0,67	0,002	0,001
86,14	60,83	0,93	15,64	6,39	0,08	2,64	1,85	2,02	2,71	0,18	1,92	0,69	0,005	0,002
94,59	63,04	0,92	15,95	6,22	0,04	2,88	1,8	2,09	3,22	0,15	1,91	0,71	0,003	0,001
105,36	61,73	0,89	16,13	6,62	0,03	2,79	1,77	2,18	3,06	0,2	1,91	0,74	0,002	0,001
115,56	59,59	1,06	18,04	7,77	0,04	2,78	1,84	2,1	2,83	0,1	1,90	0,76	0,002	0,001
125,18	57,87	1,02	18,92	7,88	0,04	2,9	1,72	2,01	2,98	0,12	1,90	0,79	0,002	0,001
133,4	61,89	1,06	17,64	6,58	0,03	2,6	1,67	2,01	2,76	0,06	1,89	0,81	0,002	0,001

Окончание табл. 2

Глубина, м	SiO ₂ , %	TiO ₂ , %	Al ₂ O ₃ , %	Fe ₂ O ₃ , %	MnO, %	MgO, %	CaO, %	Na ₂ O, %	K ₂ O, %	P ₂ O ₅ , %	ρ, г/см ³	C _{опр} , %	Mn/Fe	Mn/Al
скв. 909А, С														
3,64	55,16	0,93	15,56	7,65	0,16	3,46	3,22	1,93	3,33	0,24	1,73	0,45	0,007	0,004
11,13	58,49	0,94	15,42	6,98	0,19	3,27	2,04	1,98	3,34	0,21	1,81	0,54	0,009	0,005
20,63	56,67	1,04	17,62	8,34	0,14	3,36	1,84	2,00	3,13	0,16	1,86	0,60	0,005	0,003
30,14	59,59	1,00	16,87	7,48	0,05	3,16	1,83	1,91	3,57	0,20	1,89	0,64	0,002	0,001
43,05	64,54	0,80	13,46	5,38	0,14	2,49	1,93	2,50	2,78	0,17	1,92	0,68	0,008	0,004
48,51	60,19	0,94	16,89	6,63	0,05	3,02	1,78	2,07	3,57	0,16	1,93	0,69	0,002	0,001
58,95	59,62	0,94	15,82	7,68	0,04	3,11	1,82	2,11	3,50	0,17	1,95	0,71	0,002	0,001
68,44	61,36	0,94	16,59	6,32	0,08	3,04	1,81	2,09	3,31	0,17	1,96	0,73	0,004	0,002
77,44	60,22	0,92	15,37	6,22	0,12	2,71	1,91	2,12	2,71	0,18	1,97	0,75	0,006	0,003
87,88	60,98	0,95	16,02	6,31	0,08	3,06	1,87	1,97	3,42	0,15	1,98	0,76	0,004	0,002
105,00	61,10	0,96	16,49	6,82	0,04	2,90	1,82	2,03	3,31	0,17	2,00	0,79	0,002	0,001
116,09	60,07	0,93	15,93	7,12	0,05	3,15	1,95	2,05	3,34	0,17	2,01	0,80	0,002	0,001
123,95	60,86	0,93	16,11	6,94	0,05	3,00	1,91	2,11	3,30	0,15	2,02	0,81	0,002	0,001
136,92	59,71	0,93	16,52	7,80	0,04	2,83	1,78	1,81	3,36	0,15	2,02	0,82	0,002	0,001
146,60	61,17	0,94	16,73	7,02	0,05	3,03	1,88	2,12	3,42	0,16	2,03	0,83	0,002	0,001
156,30	61,33	0,95	16,37	7,40	0,04	2,89	1,81	2,02	3,24	0,15	2,04	0,84	0,002	0,001
164,49	60,79	1,00	17,41	6,83	0,04	2,73	1,77	1,84	3,43	0,15	2,04	0,85	0,002	0,001
175,60	60,41	0,96	16,44	7,67	0,18	3,19	1,95	2,01	3,63	0,16	2,05	0,86	0,007	0,005
185,42	59,60	1,00	17,30	7,56	0,05	3,33	1,96	2,09	3,38	0,14	2,05	0,87	0,002	0,001
194,90	58,39	1,04	18,17	7,75	0,06	3,46	2,02	2,30	3,29	0,15	2,06	0,87	0,002	0,001
204,50	61,19	0,97	16,32	6,22	0,04	2,92	1,85	2,09	2,99	0,13	2,06	0,88	0,002	0,001
214,19	59,71	0,99	17,15	7,25	0,04	2,97	1,94	2,02	3,12	0,13	2,06	0,89	0,002	0,001
223,79	57,87	0,98	16,46	8,01	0,05	2,90	1,86	1,87	2,96	0,16	2,07	0,89	0,002	0,001
233,29	62,04	0,99	16,38	5,93	0,04	2,82	1,87	2,08	2,96	0,12	2,07	0,90	0,002	0,001
242,90	62,25	1,05	17,23	6,43	0,03	2,91	1,75	2,12	2,81	0,07	2,08	0,91	0,001	0,001
248,86	60,65	1,02	17,95	6,98	0,04	2,95	1,81	2,09	3,16	0,11	2,08	0,91	0,002	0,001

сверху пачке) отмечены редкие раковинки фораминифер. В нижней пачке остатки фораминифер отсутствуют. Граница пачек описана на 81 м, а подошва четвертичных осадков находится на уровне 50 м.

В скв. 909А, С рассматриваемая толща представлена переслаиванием темно-серых алевритово-пелитовых и глинисто-алевритовых терригенных илов, вмещающих в верхней пачке (0–45 м) редкие кокколиты, а в нижней (45–249 м) — аутогенные включения черных полос моносульфидов и небольшие конкреции доломита. В обеих пачках описаны дропстоуны. Граница четвертичных и верхнеплиоценовых осадков находится приблизительно в интервале с 75 до 150 м [Myhre, et al., 1995].

Для сопоставления данных по химии и плотности натурального осадка (табл. 2) проведен одномерный регрессионный анализ, чтобы рассчитать плотность натурального осадка для тех горизонтов керна скважин 908А, 909А, С, где она не была измерена [Myhre, et al., 1995]. Затем был выполнен корреляционный анализ с построением матриц Пирсона на основе данных по химическому составу оксидов,

общему содержанию органического углерода, а также плотности верхнеплиоцен-четвертичных осадков данного региона для выявления положительных и отрицательных корреляционных связей между ними. На основе построенных матриц Пирсона для каждой из скважин проведен классический факторный анализ с варимаксным вращением с целью выделения основных факторов, которые позволили бы восстановить условия седименто- и диагенеза верхнеплиоцен-четвертичных осадков восточной части восточной части Норвежско-Гренландского бассейна. С помощью одномерного регрессионного анализа изучено распределение отношений Mn/Fe и Mn/Al в разрезах указанных выше скважин, которые отчасти характеризуют степень интенсивности процессов диагенеза в данном регионе в верхнеплиоцен-четвертичное время.

Факторный и одномерный регрессионный анализы были выполнены в программе Statgraphics plus v.5. Корреляционные матрицы Пирсона были построены с помощью надстройки стандартного пакета Excel 2003 модулем StatPlus Ver. 5 по методике [Берк и др., 2005].

Современная седиментация. Большую роль для данного региона играет система поверхностных течений (рис. 1). Поверхностное Северо-Атлантическое течение проходит между Фарерскими и Шотландскими островами и привносит теплые и соленые воды в Норвежское море, формируя Норвежское течение, в которое с запада впадают воды Восточно-Исландского течения. Дополнительный поток Норвежского течения (Норвежское прибрежное) направлен вдоль побережья Скандинавского полуострова на северо-восток и включает в себя также течения из Балтийского моря и норвежских фьордов.

Норвежское течение подразделяется на две ветви: Нордкапскую, которая уходит на восток в Баренцево море, и Западно-Шпицбергенскую, продолжающую движение на север. Воды Западно-Шпицбергенского течения вовлекаются в циклонический водоворот в центре Гренландского моря, направляясь на запад, а другие его ветви движутся в северо-восточном направлении в бассейне Северного Ледовитого океана как теплые течения промежуточной водной массы [Rossby, et al., 2009; Randelhoff, et al., 2018]. Вдоль восточного побережья Гренландии распространено Восточно-Гренландское течение, которое через Датский пролив перемещает холодные воды в Атлантический океан [McClelland, et al., 2012]. При этом Ян-Майенская ветвь направлена на юго-восток. В районе хребта Мона она поворачивает на восток, а затем на северо-восток. Вторая ветвь отделяется и движется в том же направлении от Восточно-Гренландского течения. В Исландской котловине ее воды формируют Восточно-Исландское течение (рис. 1). В изученном регионе четырьмя основными транспортирующими агентами осадочного материала является Норвежское течение, действующее в районе скважины 907А, Ян-Майенское течение в районе скважины 908А; обратное Атлантическое течение и Арктический фронт в районе скважины 909А, С.

Для данного региона особенно важен ледовый режим. На рис. 1 показано положение современной границы морских льдов в августе и декабре [Wadhams, 1986]. Видно, что зимой морские льды смещаются заметным образом к югу по всей акватории Норвежско-Гренландского бассейна.

Основными питающими провинциями для района скважины 907А являются гравийно-песчано-глинистые толщи мезозойско-кайнозойского возраста континентального шельфа западной Норвегии [Маслов и др., 2022] и норвежские каледониды, представленные гнейсами, кварцитами, мраморами, гранитами архейского и раннепротерозойского возраста, а также вулканогенно-осадочными толщами среднепротерозойского возраста [Хайн, 2001]. Для севернее расположенных скважин 908А и 909А, С главными питающими провинциями являются мезозойские метаморфизованные породы карбонатно-терригенного состава западного террейна Шпицбергена [Маслов и др., 2022; Хайн, 2001].

Продукты эрозии пород континентов и островов переносятся в бассейн аккумуляции с помощью береговой абразии, реками, айсбергами (особенно со Шпицбергена), морским льдом, гравитационными процессами и т.д.

Результаты исследований и их обсуждение. На основе одномерного регрессионного анализа 103 образцов по скважине 908А была установлена обратная взаимосвязь между плотностью натурального осадка и глубиной по разрезу (рис. 2) с уровнем достоверности 99%, p -value < 0,01. Коэффициент корреляции составляет: -0,5. Коэффициент детерминации равен 23,5%. Стандартная ошибка регрессии — 0,04. Взаимосвязь плотности и глубины по объединенному разрезу скважины 909А, С, напротив, носит положительный характер. Коэффициент корреляции равен 0,5, а коэффициент детерминации — 28,4%. Стандартная ошибка составляет 0,06. Данная модель регрессии имеет 99%-й уровень достоверности, поскольку p -value составляет менее 0,01 (табл. 3).

Таблица 3

Уравнение регрессии для расчета показателей плотности натурального осадка (ρ , $\text{г}/\text{см}^3$) верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений восточной части Норвежско-Гренландского бассейна для скважин 908А, 909А, С

Уравнение регрессии	Количество исследуемых образцов	Коэффициент корреляции, R, %	Коэффициент детерминации, R^2 , %	Стандартная ошибка регрессии	p -value
Скв. 908А					
$\rho = 1/(0,51 + 0,13 \cdot 10^{-3} \cdot H)$	103	-0,5	23,5	0,04	0,000
Скв. 909А, С					
$\rho = 1,63 \cdot H^{0,044}$	78	0,5	28,4	0,06	0,000

На основе построенных корреляционных матриц Пирсона для каждой из скважин были определены положительные и отрицательные корреляционные связи с глубиной, а также основных оксидов (в мас. %), плотности (ρ , $\text{г}/\text{см}^3$) и содержания органического углерода (в мас. %) на основе значимых коэффициентов корреляции с уровнем достоверности 95%. Данные корреляционного анализа приведены в табл. 4. В результате для скважины 907А были выделены две геохимические ассоциации, имеющие корреляцию с глубиной. Первая ассоциация представлена SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , C_{opr} , содержание которых возрастает с глубиной и имеет положительные коэффициенты корреляции, соответственно равные: 0,53; 0,82; 0,44; 0,55 и 0,97. Вторая ассоциация представлена P_2O_5 и CaO , содержание которых уменьшается с глубиной и их коэффициенты Пирсона равны -0,67 и -0,69. Корреляционные связи между основными оксидами, плотностью и содержанием органического углерода показаны в построенной матрице (табл. 4).

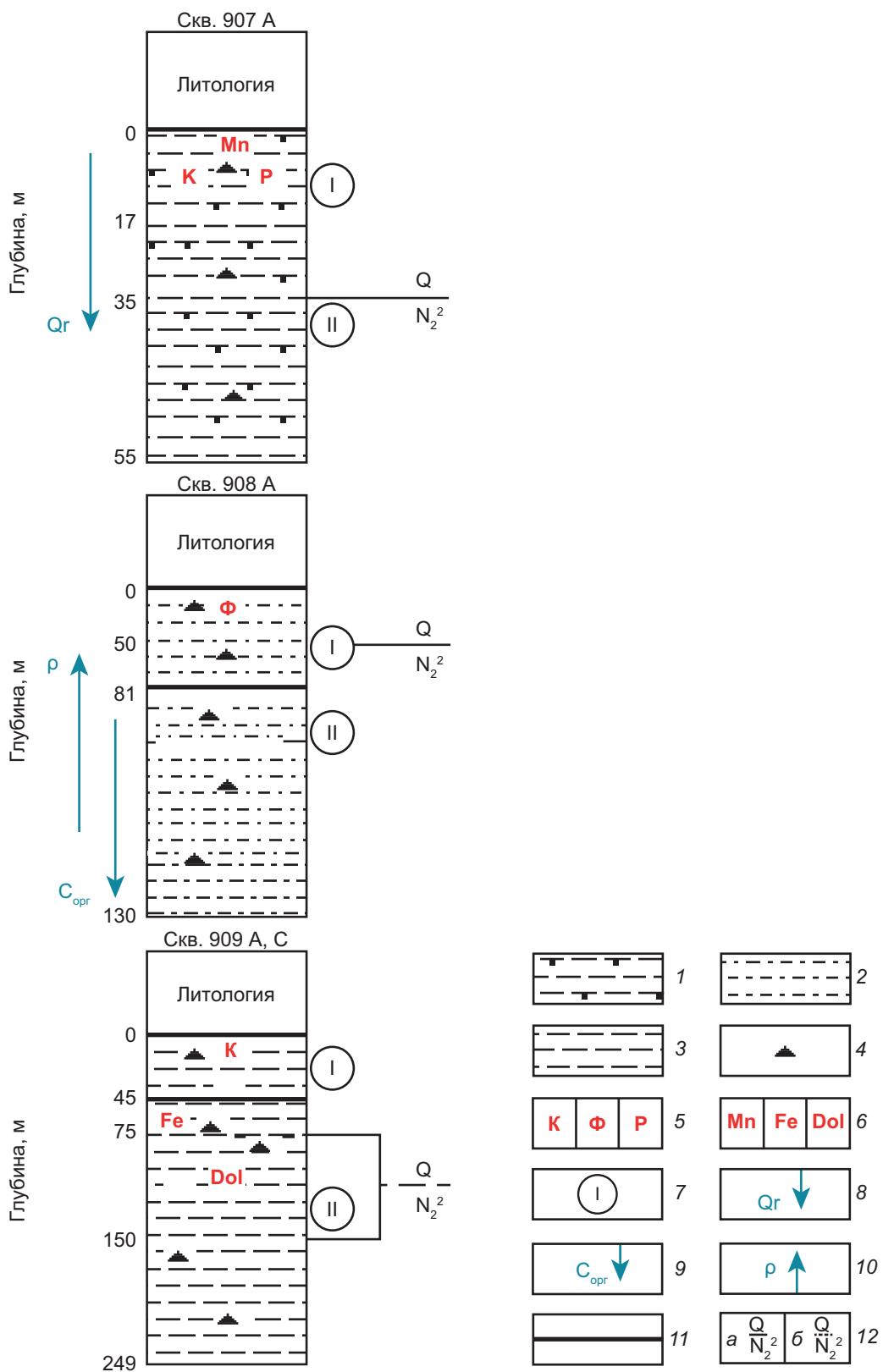


Рис. 2. Литологический разрез скважин 907А, 908А и 909А, С. Типы осадков: 1 — переслаивание алевритово-пелитового ила, пелитово-алевритового ила, фораминиферового алевритового ила с пелитовым илом; 2 — пелитовый ил, встречаются дропстоуны менее 5%; 3 — переслаивание пелитового, алевритово-пелитового и пелитового илов, с незначительным количеством известковых наннофоссилий менее 5% с моносульфидами железа по всему разрезу. Материалы ледового разноса: 4 — дропстоуны. 5 — биогенные остатки: К — кокколиты; Φ — фораминиферы; Р — радиолярии. 6 — аутигенные образования: Mn — оксигидроксиды Mn; Fe — моносульфиды железа; Dol — доломит. 7 — нумерация пачек; 8 — направление увеличения содержания зерен кварца; 9 — направление увеличения концентрации валового органического углерода; 10 — направление увеличения плотности натурального осадка (ρ , g/cm^3) по разрезу; 11 — литологические границы между пачками верхнеплиоцен-четвертичных осадков в соответствии с данными [Myhre, et al., 1995]; 12 — биостратиграфические границы: a — доказанные; b — предполагаемые [Myhre, et al., 1995]

Таблица 4

Корреляционная матрица Пирсона на основе данных по содержанию оксидов и органического углерода ($C_{\text{опр}}$), плотности (ρ), отношений Mn/Fe и Mn/Al в разрезах (H , м — глубина горизонта опробования) верхнеплиоцен-четвертичных осадков восточной части Норвежско-Гренландского бассейна по скважинам 907A, 908A и 909A,C

	H , м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ρ , g/cm^3	$C_{\text{опр}}$	Mn/Fe	Mn/Al
скв. 907A															
H , м	1,00	0,53	0,27	0,82	0,44	-0,08	-0,37	-0,69	0,16	0,55	-0,67	0,04	0,97	-0,12	-0,13
SiO_2		1,00	-0,46	0,43	-0,16	0,01	-0,64	-0,93	-0,47	0,67	-0,38	0,36	0,61	0,00	-0,01
TiO_2			1,00	0,32	0,64	-0,13	0,41	0,21	0,80	-0,30	-0,03	-0,06	0,19	-0,11	-0,10
Al_2O_3				1,00	0,47	-0,34	-0,14	-0,63	0,16	0,60	-0,66	0,18	0,79	0,09	0,09
Fe_2O_3					1,00	-0,22	0,35	-0,17	0,33	0,25	-0,17	0,18	0,38	-0,19	-0,19
MnO						1,00	0,03	0,04	-0,27	-0,05	-0,02	0,19	-0,06	-0,07	-0,07
MgO							1,00	0,51	0,31	-0,38	0,22	0,07	-0,46	0,07	0,07
CaO								1,00	0,32	-0,78	0,48	-0,42	-0,77	0,00	0,02
Na_2O									1,00	-0,46	-0,05	-0,19	0,07	-0,01	0,00
K_2O										1,00	-0,51	0,48	0,64	0,12	0,10
P_2O_5											1,00	-0,21	-0,67	-0,11	-0,09
ρ												1,00	0,15	0,15	0,13
$C_{\text{опр}}$													1,00	-0,09	-0,09
Mn/Fe														1,00	1,00
Mn/Al															1,00
скв. 908A															
H , м	1,00	-0,54	0,67	0,65	0,65	-0,27	-0,14	-0,73	-0,55	-0,27	-0,64	-1,00	1,00	-0,46	-0,38
SiO_2		1,00	-0,78	-0,88	-0,82	0,09	-0,47	0,40	0,59	-0,06	0,63	0,54	-0,54	0,36	0,27
TiO_2			1,00	0,94	0,90	-0,04	0,22	-0,48	-0,78	-0,05	-0,78	-0,67	0,68	-0,32	-0,22
Al_2O_3				1,00	0,92	-0,18	0,37	-0,51	-0,71	0,12	-0,76	-0,64	0,66	-0,44	-0,36
Fe_2O_3					1,00	-0,12	0,37	-0,44	-0,83	0,10	-0,57	-0,65	0,65	-0,42	-0,29
MnO						1,00	-0,25	0,36	0,15	-0,36	0,00	0,26	-0,27	0,95	0,98
MgO							1,00	0,27	-0,38	0,75	0,07	0,15	-0,14	-0,36	-0,32
CaO								1,00	0,33	0,17	0,70	0,72	-0,72	0,46	0,44
Na_2O									1,00	-0,18	0,32	0,54	-0,54	0,43	0,28
K_2O										1,00	0,17	0,28	-0,28	-0,36	-0,37
P_2O_5											1,00	0,64	-0,65	0,16	0,15
ρ												1,00	-1,00	0,45	0,37
$C_{\text{опр}}$													1,00	-0,45	-0,38
Mn/Fe														1,00	0,98
Mn/Al															1,00
скв. 909A,C															
H , м	1,00	0,29	0,49	0,49	-0,02	-0,56	-0,24	-0,33	0,01	-0,29	-0,81	0,90	0,93	-0,56	-0,57
SiO_2		1,00	-0,34	-0,28	-0,77	-0,32	-0,74	-0,58	0,49	-0,27	-0,51	0,50	0,47	-0,13	-0,25
TiO_2			1,00	0,90	0,43	-0,34	0,42	-0,17	-0,33	0,07	-0,47	0,33	0,36	-0,48	-0,43
Al_2O_3				1,00	0,47	-0,46	0,38	-0,25	-0,31	0,26	-0,47	0,42	0,44	-0,59	-0,55
Fe_2O_3					1,00	0,04	0,64	0,19	-0,49	0,45	0,23	-0,12	-0,10	-0,16	-0,03
MnO						1,00	0,29	0,49	0,09	0,00	0,59	-0,66	-0,66	0,97	0,99
MgO							1,00	0,47	-0,17	0,52	0,34	-0,39	-0,37	0,12	0,21
CaO								1,00	-0,07	0,07	0,59	-0,62	-0,57	0,42	0,49
Na_2O									1,00	-0,40	-0,18	0,09	0,07	0,23	0,15
K_2O										1,00	0,36	-0,20	-0,21	-0,11	-0,05
P_2O_5											1,00	-0,82	-0,82	0,55	0,60
ρ												1,00	1,00	-0,63	-0,67
$C_{\text{опр}}$													1,00	-0,63	-0,66
Mn/Fe														1,00	0,99
Mn/Al															1,00

Примечание: Курсивом и п/ж показаны коэффициенты корреляции, отвечающие 95% уровню значимости. Курсивом — положительные, а п/ж — отрицательные значения коэффициентов корреляции с уровнем достоверности 95%.

По скважине 908А на основе положительных значимых коэффициентов корреляции с глубиной разреза выделяется первая геохимическая ассоциация, представленная TiO_2 , Al_2O_3 и C_{opr} с коэффициентами корреляции, соответственно, равными 0,67; 0,65 и 1,00. Во вторую ассоциацию входят SiO_2 , CaO , P_2O_5 , а также и плотность натуального осадка; их содержания и величина плотности уменьшаются с глубиной. Коэффициенты Пирсона, соответственно, равны -0,54; -0,73; -0,64 и -1,00 (табл. 4). В совмещенном разрезе скважин 909А,С выделяются две группы геохимических параметров с положительной и отрицательной корреляцией по глубине. Первая группа имеет положительную связь с глубиной: TiO_2 — 0,49; Al_2O_3 — 0,49; ρ — 0,9; C_{opr} — 0,93. Вторая группа представлена MnO , P_2O_5 , Mn/Fe , Mn/Al с отрицательными коэффициентами корреляции, соответственно, равными: -0,56; -0,81; -0,56; -0,57 (табл. 4).

На основе построенных матриц Пирсона был выполнен классический факторный анализ (табл. 5, рис. 3 и 4) с варимаксным вращением, который позволил выделить в составе довольно однородной верхнеплиоцен-четвертичной толщи осадков восточной части Норвежско-Гренландского бассейна 3 главных фактора, которые характеризуют процессы седименто- и диагенеза в данном регионе.

По скважине 907А были выделены 3 главных фактора, которые в сумме объясняют 84% дисперсии в исследуемых данных (рис. 3 и 4, табл. 5). Первый фактор составляет 45,9% от общей дисперсии, второй — 27,8%, а третий — 10,3%. Первый фактор отражает основной литологический и химический состав отложений. С ним положительно коррелируют SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и C_{opr} , что связано с накоплением терригенно-глинистого материала, включающего обломки калиевых полевых шпатов (КПШ), а также кластики калишпатовых гранитоидов. Судя по особенностям его распределения по разрезу можно утверждать, что верхняя пачка обладает составом, существенно отличающимся от состава осадков нижней пачки. Возможно, что основным источником осадочного материала для верхней пачки служили рыхлые толщи шельфовых мезозойско-кайнозойских отложений, которые с помощью «бульдозерного» механизма сбрасывались на континентальный склон при наступлениях ледникового щита, дошедшего до бровки шельфа [Vogt, 1986]. Тогда для нижней пачки в качестве основной питающей провинции можно предположить коренные породы каледонид Западной Норвегии. Положительные значения второго фактора связаны с отраженной в гранулометрии гидродинамики восточной части Норвежско-Гренландского бассейна в позднеплиоцен-четвертичное время. Распределение второго фактора по разрезу позволило нам провести дополнительную границу между литологическими подпачками на уровне 39,04 м от уровня моря. В позднем плиоцене во время формирования нижней подпачки началось

Таблица 5

Результаты классического факторного анализа с варимаксным вращением оксидов, органического углерода и плотности верхнеплиоцен-четвертичных осадков восточной части Норвежско-Гренландского бассейна по скважинам 907А, 908А, 909А,С

Скважина №	Фактор №	Собственные значения	% дисперсии	Суммарный % дисперсии
907А	1	4,65	45,9	45,9
	2	2,82	27,8	73,7
	3	1,05	10,3	84,0
908А	1	6,40	56,5	56,5
	2	2,35	20,7	77,2
	3	1,19	10,5	87,7
909А,С	1	4,74	44,7	44,7
	2	3,46	32,6	77,3
	3	0,93	8,80	86,1

обширное оледенение Северного полушария, но поверхность моря только начинала покрываться морским льдом. В секции от 39,04 до 17,04 м (верхняя подпачка нижней пачки) изменения в гранулометрическом составе осадков связаны с активным развитием оледенения и формированием морино-гляциальных отложений в плейстоцене. Интервал от 17,04 до 0 м (верхняя пачка) охватывает период седиментации, который связан с почти полным исчезновением ледового покрова и восстановлением деятельности поверхностных морских течений (рис. 1). В это время в большей степени развиты однообразные по составу гемипелагические тонкие алевритово-пелитовые осадки (табл. 5; рис. 2, 3). Третий фактор обусловлен диагенезом. В верхней пачке он связан с окислительным диагенезом Mn типа, с ним положительно коррелируют MnO , K_2O , а также плотность (табл. 5; рис. 3, 4). Ниже по разрезу уже преобладает диагенез восстановительного типа (особенно в верхней подпачке нижней пачки). По этому фактору (как и по двум предыдущим) в разрезе проявлены те же три литологические секции. С помощью рентгено-фазового анализа было установлено возрастание валового содержания кварца вниз по разрезу [Myhre, et al., 1995].

Для верхнеплиоцен-четвертичных осадков скважины 908А было выделено 3 главных фактора, составляющие 87,7% дисперсии. Первый фактор составляет 56,5% от общей дисперсии, с ним связаны высокие значения SiO_2 , Na_2O , P_2O_5 , плотности и CaO . Данный фактор отражает литологический состав более крупнозернистого карбонатно-терригенного (кварц-плагиоклазового) обломочного материала, содержание которого уменьшается вниз по разрезу, что подтверждается как уменьшением плотности верхнеплиоцен-четвертичных осадков скважины 908А с глубиной, так и возрастанием в этом направлении концентраций C_{opr} [Myhre, et al., 1995] (табл. 5; рис. 2, 3, 4). Не исключено, что это явление связано

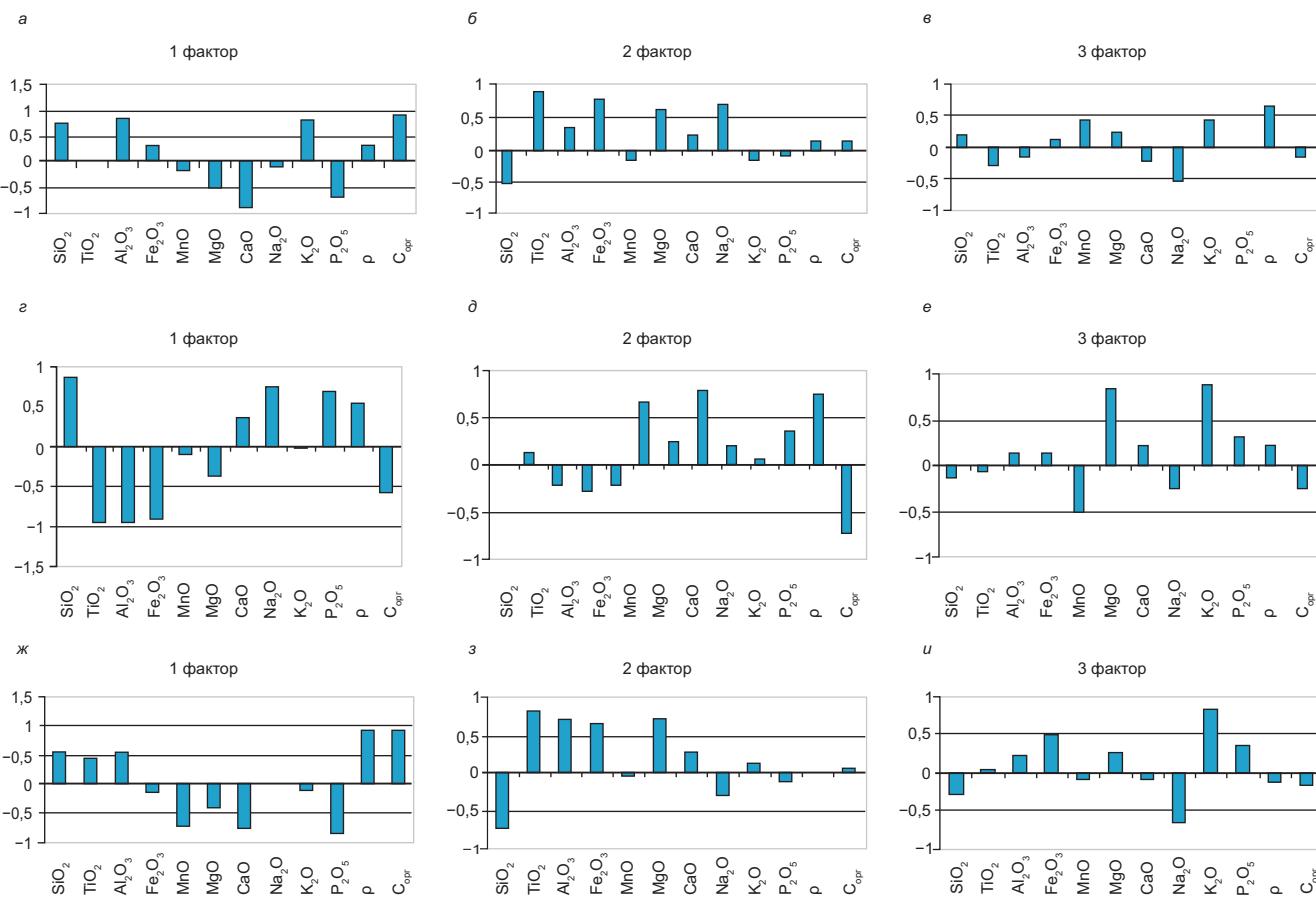


Рис. 3. Распределение факторных нагрузок для трех главных выделенных факторов: *а–в* — по скважине 907А; *г–е* — по скважине 908А; *ж–и* — по скважине 909А, С

не только с возрастанием глинистости осадков, но и с повышающимся выделением газообразных углеводородов (метана и его гомологов) в процессе диагенеза, которые разрыхляли осадки [Литология..., 1981]. Это было доказано на основе данных [Myhre, et al., 1995] по содержанию CH_4 и $\text{C}_{\text{орг}}$ в верхнеплиоцен-четвертичных осадках скважины 908А. В результате нами была установлена положительная нелинейная регрессионная взаимосвязь CH_4 и $\text{C}_{\text{орг}}$ с уровнем достоверности 99%, $p\text{-value}<0,01$. Коэффициент корреляции равен 0,998, а коэффициент детерминации 99,7%. Стандартная ошибка составляет всего 0,01. В результате получено уравнение регрессии (рис. 5). На уровне 81 м удалось провести еще одну границу, отражающую уже не столь важные изменения в литологическом составе. Второй фактор составляет 20,7% от общей дисперсии и положительно коррелирует в большей степени с MnO , CaO и плотностью (табл. 5). Данный фактор отвечает процессу уменьшения роли средне-крупнозернистой гранулометрической фракции вниз по разрезу, что вызвано ослаблением гидродинамической активности придонного слоя с увеличением возраста. Рассмотрение распределения значений первого и второго факторов по глубине выявило границу на глубине 50 м, что полностью совпало с границей между четвертичными и плиоценовыми

отложениями (рис. 2). Отмеченная в распределении первого фактора дополнительная граница (81 м) прослежена и в распределении второго фактора. Третий фактор составляет всего 10,5% дисперсии и с ним связаны повышенные содержания MgO , K_2O , P_2O_5 . Третий фактор связан с восстановительной стадией диагенеза и отражает цикличность диагенетической активности, вероятно, в связи с ледниково-межледниковых циклами (табл. 5). Интересно, что даже в распределении третьего фактора по глубине можно провести границу на уровне 81 м.

Рассмотрим 3 главных фактора, выделенных в пределах верхнеплиоцен-четвертичных отложений объединенного разреза скважин 909А, С (табл. 5). Первый фактор составляет 44,7%. Для него характерны повышенные содержания SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$ и значения плотности. Прежде всего он связан с литологическим составом и характеризует доминирующий алюмосиликатный состав существенно пелитовых осадков. Второй фактор составляет 32,6% от общей дисперсии и связан с гидродинамическим режимом восточной части Норвежско-Гренландского бассейна. Данный фактор положительно коррелирует с TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO и CaO , что отвечает карбонатно-терригенному и вулканогенному составу обломочного материала. Третий фактор,

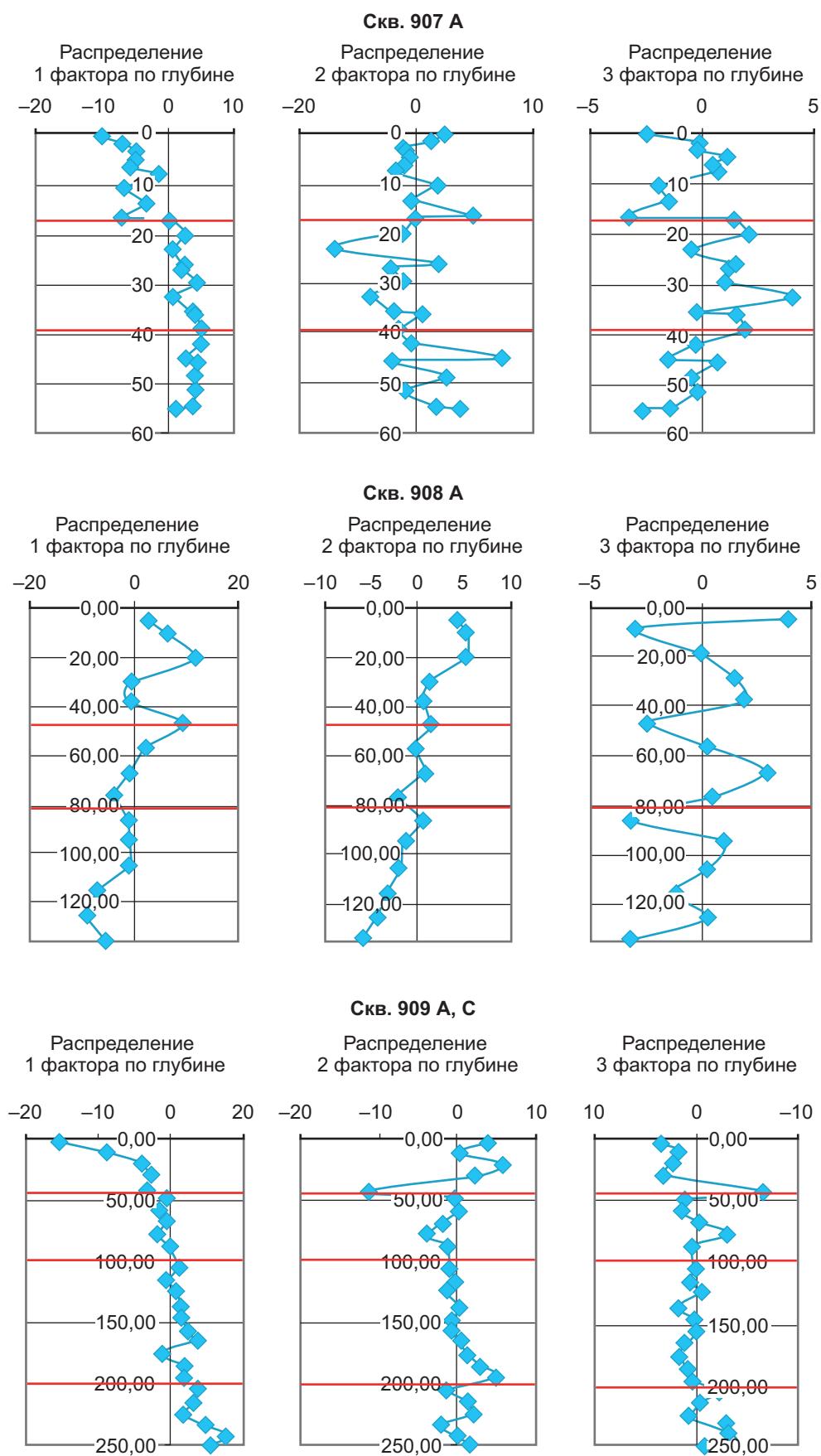


Рис. 4. Распределение проекций основных факторов по разрезу скважин 907А, 908А, 909А, С (в м). Красная линия — граница между пачками и подпачками верхнеплиоцен-четвертичных осадков в соответствии с результатами классического факторного анализа с варимаксным вращением

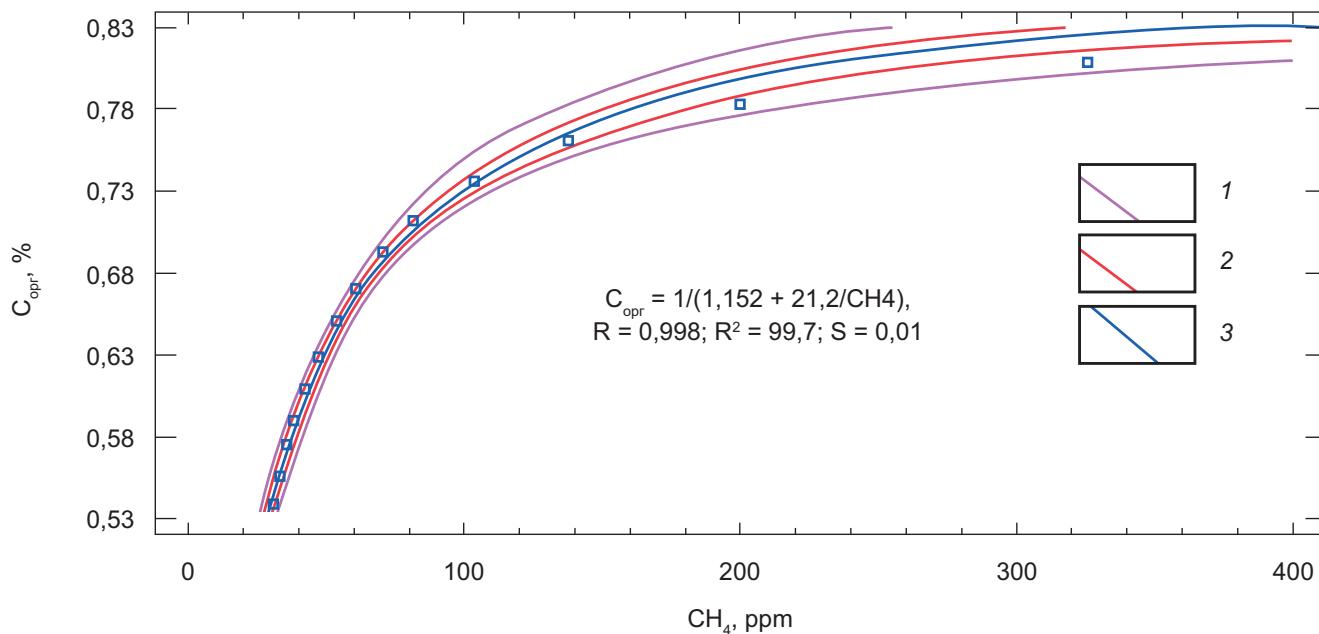


Рис. 5. Результаты регрессионного анализа прямой нелинейной взаимосвязи C_{opr} и CH_4 в верхнеплиоцен-четвертичных осадках по скважине 908А. R — коэффициент корреляции; R^2 — коэффициент детерминации; S — стандартная ошибка. 1 — доверительный интервал, соответствующий предсказанному значению регрессии; 2 — доверительный интервал для среднего значения предсказанных значений регрессии; 3 — линия регрессии

который составляет 8,8% от общей дисперсии, отражает диагенетические процессы — восстановление Fe при образовании железистых моносульфидов и сидеритовых конкреций [Myhre, et al., 1995], возможное формирование диагенетических фосфатов, процессы иллитизации по смектиту. Поэтому для данного фактора характерны повышенные содержания Fe_2O_3 , K_2O и P_2O_5 .

По всем трем факторам удалось установить существование границ на уровнях 200, 100 и 45 м. Уровень 45 м соответствует ранее установленной авторами отчета по данному рейсу Проекта глубоководного бурения границе между верхней и нижней литологическими пачками. С нашей точки зрения, уровень 100 м можно рассматривать как подошву четвертичных осадков. Он попадает в предполагаемый интервал границы между четвертичным периодом и плиоценом (рис. 2). Граница 200 м введена нами впервые и она характеризует достаточно заметные изменения как в условиях седиментации, так и в восстановительном диагенезе. Обращает на себя внимание большое графическое сходство в поведении первого фактора для скважин 907А и 909А, С. Для скважины 907А объяснение этому уже было дано выше. Вероятно, его можно применить и для скважины 909А, С, имея в виду в качестве питающей провинции для верхней пачки отложения шельфа. Кроме того, между этими двумя скважинами выявлено и похожее трехчленное строение разреза, что обусловлено, в том числе, их существенно пелитовым составом.

Результаты одномерного регрессионного анализа по распределению отношений Mn/Al и Mn/Fe в скважинах 907А, 908А и 909А, С позволили оценить

и объяснить степень интенсивности диагенетических преобразований.

В итоге по скважине 907А выявлена обратная экспоненциальная зависимость отношения Mn/Al с глубиной по разрезу, с уровнем достоверности 99%, $p\text{-value}<0,01$. Коэффициент корреляции равен $-0,5$, а коэффициент детерминации, который показывает долю изменения отношения Mn/Al с глубиной, составляет 25,3%. При этом стандартная ошибка (среднеквадратическое отклонение регрессионных остатков) равна 0,7. Наряду с этим отношение Mn/Fe имеет схожую обратную экспоненциальную зависимость с глубиной с уровнем достоверности 99%, $p\text{-value}<0,01$. Здесь и коэффициент корреляции, и коэффициент детерминации, и стандартная ошибка регрессии также равны $-0,5$, 25,3%, 0,7 (табл. 6; рис. 6).

В скважине 908А обнаружена обратная экспоненциальная зависимость распределения отношения Mn/Fe по глубине, с уровнем достоверности 95%, $p\text{-value}<0,05$ (табл. 6; рис. 6, в). Коэффициент корреляции составляет $-0,6$. Коэффициент детерминации равен 32,5%, а стандартная ошибка — 0,3. При этом не установлена статистическая зависимость между отношением Mn/Al и глубиной в этой скважине.

Для скважины 909 зафиксирована достаточно сильная обратная зависимость распределения отношения Mn/Fe с глубиной, с уровнем достоверности 99%, $p\text{-value}<0,01$. Коэффициент корреляции равен $-0,6$, а коэффициент детерминации — 40,6%. Стандартная ошибка составляет 0,05 (табл. 6; рис. 6, г). Распределение отношения Mn/Al также характеризуется сильной обратной взаимосвязью с глубиной, с уровнем достоверности 99%, $p\text{-value}<0,01$ (табл. 6; рис. 6, д). При этом коэффициент корреляции равен

–0,7, а коэффициент детерминации –43,7%. Стандартная ошибка составляет всего 0,002. Сходство в распределении отношений Mn/Fe и Mn/Al обусловлено, вероятно, изменениями в составе терригенного материала ниже и выше границы 100 м. В свою очередь, именно эти изменения повлияли на активизацию диагенеза выше этой границы и ослабление — ниже ее. Это подтверждает проведенную нами границу между верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями. Ниже этой отметки происходит не резкое, а постепенное уменьшение отношения Mn/Fe, что связано с ледовыми условиями осадконакопления в четвертичное время и накоплением более грубого осадочного вещества, содержащего материалы ледового разноса в виде дропстоунов.

Распределение отношений Mn/Al и Mn/Fe в разрезе трех рассмотренных скважин отражает не только процессы диагенеза в восточной части Норвежско-Гренландского бассейна, но и историю осадконакопления в данном регионе. Следует отметить постепенное сокращение отношений Mn/Al и Mn/Fe, характерное для скважины 907A (рис. 6, *a, б*), где мощности верхнеплиоцен-четвертичных осадков небольшие и составляют всего 55 м. При этом слабо повышенные значения отношений Mn/Al и Mn/Fe отражают процессы окислительного диагенеза, а их сокращение с глубиной обусловлено восстановительным диагенезом. В керне скважины 908A выявлено отсутствие признаков сильного

Таблица 6
Результаты одномерного регрессионного анализа по распределению Mn/Fe и Mn/Al в верхнеплиоцен-четвертичных осадках восточной части Норвежско-Гренландского бассейна в разрезах скважин 907A, 908A, 909A, С

Уравнение регрессии	Количество исследуемых образцов	Коэффициент корреляции, <i>R</i>	Коэффициент детерминации, <i>R</i> ² , %	Стандартная ошибка регрессии	<i>p</i> -value
Скв. 907A					
Mn/Al = exp(–5,16 – 0,0223· <i>H</i>)	26	–0,5	25,3	0,7	0,008
Mn/Fe = exp(–4,74811 – 0,0219· <i>H</i>)	26	–0,5	25,3	0,7	0,009
Скв. 908A					
Mn/Fe = exp(–5,55 – 0,00495· <i>H</i>)	15	–0,6	32,5	0,3	0,03
Скв. 909A, С					
Mn/Fe = 0,0075· <i>H</i> ^{–0,36}	26	–0,6	40,6	0,05	0,0005
Mn/Al = 0,0097 – 0,00143·ln(<i>H</i>)	26	–0,7	43,7	0,002	0,0002
Скв. 907A					
Mn/Al = exp(–5,16 – 0,0223· <i>H</i>)	26	–0,5	25,3	0,7	0,008
Mn/Fe = exp(–4,74811 – 0,0219· <i>H</i>)	26	–0,5	25,3	0,7	0,009
Скв. 908A					
Mn/Fe = exp(–5,55 – 0,00495· <i>H</i>)	15	–0,6	32,5	0,3	0,03
Скв. 909A, С					
Mn/Fe = 0,0075· <i>H</i> ^{–0,36}	26	–0,6	40,6	0,05	0,0005
Mn/Al = 0,0097 – 0,00143·ln(<i>H</i>)	26	–0,7	43,7	0,002	0,0002

Примечание: *H* (в м) — глубина разреза по скважинам 907A, 908A, 909A, С.

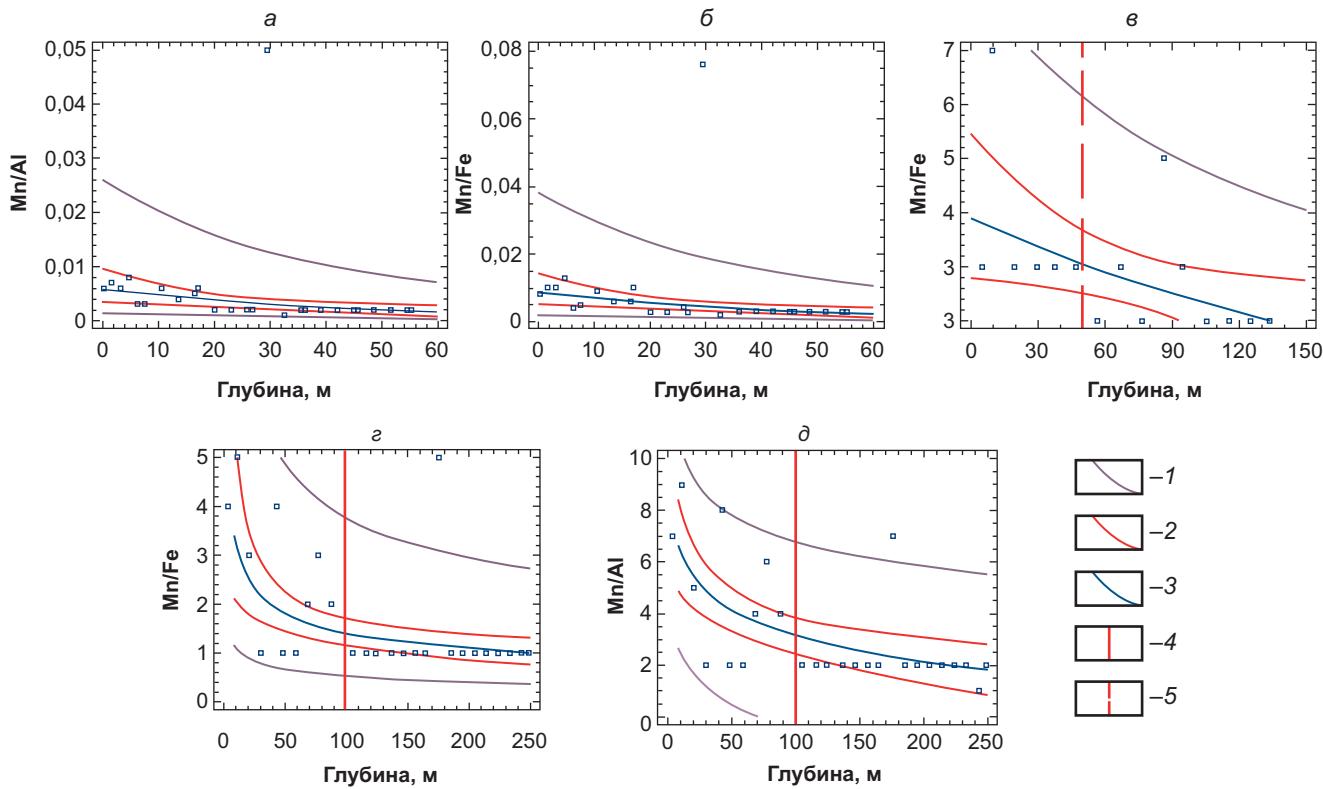


Рис. 6. Результаты регрессионного анализа прямой нелинейной взаимосвязи Mn/Fe и Mn/Al с глубиной по разрезу скважин: *a*, *б* — по скважине 907A; *в* — по скважине 908A; *г, д* — по скважине 909A, С. 1 — доверительный интервал, соответствующий предсказанному значению регрессии; 2 — доверительный интервал для среднего значения предсказанных значений регрессии; 3 — линия регрессии; 4 — граница доказанная; 5 — граница предполагаемая

окислительного диагенеза. Наблюдаемое распределение отношения Mn/Fe с глубиной (рис. 6, в) свидетельствует только о различном химическом составе четвертичных и верхнеплиоценовых осадков. Столь же четко различия в геохимии этих разновозрастных отложений видны по отношениям Mn/Fe и Mn/Al в керне скважины 909 (рис. 6, г, д). Однако диагенетические процессы проявлены явно сильнее в осадках последней скважины из-за их более тонкого гранулометрического состава и гораздо большей мощности.

Заключение. В результате применения методов математической статистики было произведено более детальное расчленение достаточно однородной толщи верхнеплиоцен-четвертичных осадков восточной части Норвежско-Гренландского бассейна на составляющие ее пачки и подпачки, чем было сделано в первичном описании в отчетах по ODP 151 рейса [Myhre, et al., 1995]. Так, в скважине 907А нижняя пачка была расчленена на две подпачки: 55–39 и 39–17 м. В керне скважины 909А, С в нижней пачке также выделены две подпачки: 249–200 и 200–45 м. Для скважины 908А нами установлено, что граница между четвертичными и верхнеплиоценовыми осадками строго совпадает с проведенной границей по результатам проведения классического факторного анализа с варимаксным вращением данных химического состава, содержания органического углерода, а также плотности натурального осадка. В скважине 909А, С обнаружено, что проведенная по результатам этого же анализа граница на уровне 100 м попала в предварительно определенный методами биостратиграфии интервал глубин для подошвы четвертичных отложений.

По результатам бурения в ODP 151 рейса [Myhre, et al., 1995] и проведенных авторами исследований выяснено, что скважина 907А относится к южной фациальной зоне, а остальные изученные скважины — к северной. Обе зоны отличаются своими питающими провинциями, степенью влияния атлантических вод, ледовым и гидродинамическим режимом, скоростями седиментации (судя по данным о мощностях синхроничных интервалов), историей процессов диагенеза.

В южной зоне питающей провинцией служит западная Норвегия и ее шельф, приток атлантических вод относительно велик (особенно он возрос в конце

четвертичного времени), усиление ледового режима во время оледенения Северного полушария произошло позже, чем на севере. Скорости седиментации отличаются небольшими величинами. Достаточно четко проявлен окислительный диагенез, а восстановительный диагенез ослаблен.

В северной фациальной зоне Западный Шпицберген и его шельф служили основным источником осадочного материала, относительное значение потока атлантических вод было гораздо меньше (хотя и здесь зафиксированы его проявления в конце плейстоцена-голоцене), ледовый морской режим установился почти сразу после начала оледенения Северного полушария. Скорости седиментации более высокие, причем они заметно меньше в условиях подводного хребта, чем в котловине, и здесь же на хребте формировались более крупнозернистые осадки. Доминирует восстановительный диагенез, вплоть до образования скоплений моносульфидов и мелких конкреций доломитов в условиях относительно высоких скоростей седиментации пелитовых осадков.

Были выделены основные факторы, которые оказывали влияние на характер и степень интенсивности диагенеза в данном регионе: 1) условия седиментации; 2) гранулометрический и минеральный состав верхнеплиоцен-четвертичных осадков; 3) содержание органического углерода; 4) скорости осадконакопления в восточной части Норвежско-Гренландского бассейна.

Примененные методы исследования позволили математически точно обосновать литостратиграфическое расчленение верхнеплиоцен-четвертичной толщи марино-глациальных отложений в восточной части Норвежско-Гренландского бассейна. На этой основе детализирована история осадконакопления, изменения гидродинамической активности придонных вод, эволюция диагенеза в различных фациальных условиях.

Финансирование. Участие всех авторов осуществлялось при финансовой поддержке госзаказа ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского. Участие Р.Р. Габдуллина происходило также при финансовой поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова «Математические методы анализа сложных систем».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Берк К., Кэйри П. Анализ данных с помощью Microsoft Excel / Пер. с англ. М.: ИД «Вильямс», 2005. 560 с.

Левитан М.А. Гельви Т.Н. Сыромятников К.В. и др. Фациальная структура и количественные параметры плейстоценовых отложений Берингова моря // Геохимия. № 4. 2018. С. 321–335.

Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. 270 с.

Маслов А.В., Клювоткин А.А., Козина Н.В. и др. Минеральный и химический состав поверхностных

донных осадков ряда районов восточной части Норвежско-Гренландского бассейна // Океанология. 2022. Т. 62, № 5. С. 795–810.

Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р. Основные факторы седиментогенеза и раннего диагенеза в донных осадках Карского моря на основе методов математической статистики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2022. № 5. С. 99–112.

Сыромятников К.В., Габдуллин Р.Р., Левитан М.А. Количественные параметры диагенетических преобра-

зований в эоцен-плейстоценовых осадках плато Воринг (Норвежское море) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2023. № 6. С. 55–66.

Сыромятников К.В., Левитан М.А. Применение дисперсионного и регрессионного анализов для изучения взаимоотношений ряда компонентов верхнеплиоценовых отложений Индийского океана // Геохимия. 2021. Т. 66, № 2. С. 114–126.

Хайн В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A., et al. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. V. 302. DOI: 10.2204/iodp.proc.302.2006. 2006.

Blindheim J., Rey F. Water-mass formation and distribution in the Nordic Seas during the 1990s // ICES Journal of Marine Science. 2004. V. 61. P. 846–863.

Creager J. S., Scholl D.W., Supko P.R., et al. Init. Repts. DSDP, 19. Washington DC, U.S. Govt. Print. Office, 1973. P. 897.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. 599 p.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The geologic time scale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012. 1176 p.

Larsen H.C., Saunders A.D., Clift P.D., et al. Proceedings of the ODP // Init. Repts. 1994. V. 152. College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 5–16.

McClelland J.W., Holmes R.M., Dunton K.H., Macdonald R.W. The Arctic Ocean Estuary // Estuaries and Coasts. 2012. V. 35. P. 353–368.

Myhre A.M., Thiede J., Firth J.V., et al. Proceedings of the ODP // Init. Repts. 1995. V. 151. College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 925.

Randelhoff A., Reigstad M., Chierici M., et al. Seasonality of the Physical and Biogeochemical Hydrography in the Inflow to the Arctic Ocean Through Fram Strait // Front. Mar. Sci. V. 5. P. 1–16. 2018. doi:10.3389/fmars.2018.00224.

Rossby T., Ozhigin V., Ivshin V., Bacon S. An isopycnal view of the Nordic Seas hydrography with focus on properties of the Lofoten Basin // Deep-Sea Research I. 2009. V. 56. P. 1955–1971. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.07.005>.

Slubowska-Woldengen M., Koč N., Rasmussen T.L., et al. Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal. yr B.P. // Quaternary Sci. Reviews. 2008. V. 27. P. 1476–1492.

Talwani M., Udistsev G.B., White S.M. Init. Repts. DSDP. Washington DC, U.S. Govt. Print. Office. 1976. V. 38. P. 1243.

Vogt P.R. Sea floor topography, sediments and paleoenvironments // The Nordic seas / Ed. by B.G. Hurdle. Berlin: Springer-Verlag, 1986. P. 237–412.

Wadhams P. The ice cover // The Nordic seas / Ed. by B.G. Hurdle. Berlin: Springer-Verlag, 1986. P. 21–84.

Статья поступила в редакцию 23.03.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 18.08.2024

УДК 550.8.01. 550.85

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-102-115

СТРУКТУРА ФУНДАМЕНТА ПРИЛАПТЕВОМОРСКОЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

**Ксения Федоровна Алёшина¹✉, Анатолий Михайлович Никишин²,
Елизавета Андреевна Родина³, Владимир Евгеньевич Вержбицкий⁴,
Виктор Юрьевич Татаринов⁵**

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kfstartseva@gmail.com✉, <https://orcid.org/0009-0000-6261-4110>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; amnikishin@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-5375-6237>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; rodina_liza@mail.ru, <https://orcid.org/0009-0006-3381-7326>

⁴ ПАО «НК «Роснефть», Москва, Россия; v_verzhbitskiy@rosneft.ru

⁵ Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов, Москва, Россия; vtatarinov@rosnedra.gov.ru

Аннотация. Прилаптевоморская часть Евразийского бассейна — это область перехода от спрединга к внутриплитным рифтовым обстановкам. Предложен подход к построению 3D-модели фундамента прилаптевоморской части Евразийского бассейна на основе увязки всех имеющихся на сегодняшний день геолого-геофизических данных. Для структуры акустического фундамента Евразийского бассейна в поперечном сечении характерно чередование впадин и поднятий. Разреженность данных сейсморазведки не позволяет непосредственно проследить простиранние этих структур, однако они могут быть соотнесены линейностью, устанавливаемой по данным грави- и магниторазведки и связанной с постепенным раскрытием бассейна. Для прилаптевоморской части Евразийского бассейна, где по магнитным данным линейность перестает прослеживаться, предложена методика установления простиранния структур фундамента на основе сейсмостратиграфического анализа. Новая 3D-модель акустического фундамента исследуемой области легла в основу тектонической схемы всего Евразийского бассейна. В модели отражены основные этапы развития бассейна: континентальный рифтинг до 56 млн л. н., «нормальный» спрединг 56–45 млн л. н., ультрамедленный спрединг 45–34 млн л. н., «ультра-ультрамедленный» спрединг 34–20 млн л. н. Южная часть исследуемой области перекрыта осадочным чехлом с возрастом 20 млн лет и моложе, что связывается с прекращением спрединга здесь не позднее 20 млн л. н.

Ключевые слова: Евразийский бассейн, море Лаптевых, хребет Гаккеля, ультрамедленный спрединг, сейсмостратиграфия, акустический фундамент

Для цитирования: Алёшина К.Ф., Никишин А.М., Родина Е.А., Вержбицкий В.Е., Татаринов В.Ю. Структура фундамента прилаптевоморской части Евразийского бассейна по геофизическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 4. С. 102–115.

STRUCTURE OF THE BASEMENT OF THE NEAR-LAPTEV PART OF THE EURASIAN BASIN ACCORDING TO GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL DATA

**Kseniya F. Aleshina¹✉, Anatoly M. Nikishin², Elizaveta A. Rodina³,
Vladimir E. Verzhbitsky⁴, Viktor Yu. Tatarinov⁵**

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kfstartseva@gmail.com✉

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; amnikishin@gmail.com, <https://orcid.org/0000-0002-5375-6237>

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; rodina_liza@mail.ru, <https://orcid.org/0009-0006-3381-7326>

⁴ Rosneft Oil Company, Moscow, Russia; v_verzhbitskiy@rosneft.ru

⁵ Institute of Mineralogy, Geochemistry and Crystallochemistry of Rare Elements, Moscow, Russia; vtatarinov@rosnedra.gov.ru

Abstract. The near-Laptev part of the Eurasian basin is the area of transition from modern spreading to intraplate rifting. We propose an approach to the construction of a 3D model of the basement of the Laptev Sea part of the Eurasian basin based on the linkage of all currently available geological and geophysical data. The structure of the acoustic basement of the Eurasian basin is characterized by alternating troughs and highs in cross-section. The sparse seismic data do not allow us to directly trace the strike of these structures, but they can be correlated with the linearity established by gravity and magnetic data and related to the sequential opening of the basin. For the Laptev Sea part of the Eurasian basin, where linearity is no longer traceable from magnetic data, we propose a method of determining the strike of the basement structures on the basis of seismic stratigraphic analysis. The new 3D model of the acoustic basement in the studied area provided the basis for the tectonic scheme of the entire Eurasian basin. The model reflects the main stages of basin development: continental rifting up to 56 Ma, normal spreading 56–45 Ma, ultra-slow spreading 45–34 Ma, ultra-ultra-slow spreading 34–20 Ma. The southern part of the study area is overlain

by a sedimentary cover with an age of 20 Ma and younger, which is associated with the cessation of spreading here no later than 20 Ma.

Keywords: Eurasian basin, Laptev Sea, Gakkel Ridge, ultraslow spreading, seismic stratigraphy, acoustic basement

For citation: Aleshina K.F., Nikishin A.M., Rodina E.A., Verzhbitsky V.E., Tatarinov V.Yu. Structure of the basement of the near-Laptev part of the Eurasian basin according to geological and geophysical data. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 4: 102–115. (In Russ.).

Введение. Евразийский бассейн представляет собой продолжение Северо-Атлантического бассейна, и простирается от пролива Фрама до шельфа моря Лаптевых (рис. 1). Он отделяет хребет Ломоносова от шельфа Баренцева и Карского морей. В строении Евразийского бассейна выделяются центральный хребет Гаккеля, бассейны Нансена и Амундсена.

Непосредственно Евразийский бассейн не изучен глубоким бурением. Основу современных пред-

ставлений о его геологии составляют данные драгирования морского дна [Jokat, et al., 2019; Michael, et al., 2003; Каминский и др., 2023], 2D-сейсморазведки, площадной грави- и магниторазведки [Глебовский и др., 2018], увязанные с данными бурения на хребте Ломоносова [Backman, et al., 2008; Nikishin, et al., 2021], а также на прилегающих шельфах, например, вблизи о-вов Де-Лонга [Петров и др., 2023], и на суше [Petrov and Smelror, 2021]. Для Евразийского бассейна характерны линейные магнитные аномалии (ЛМА)

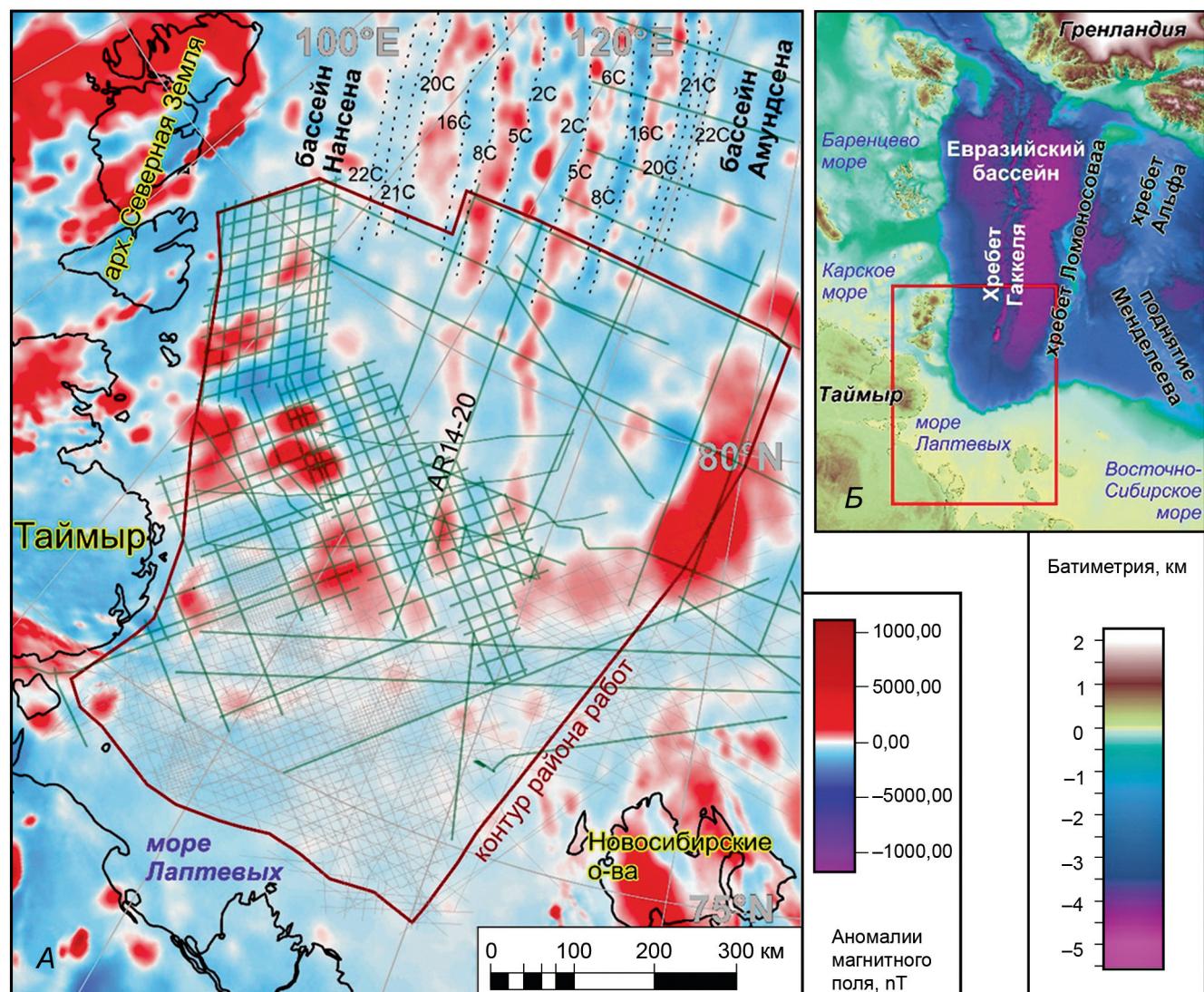


Рис. 1. А — карта магнитных аномалий в районе исследования [Glebovsky et al., 2006]. Серый пунктир — контуры ЛМА, прослеживаемых из северной части Евразийского бассейна (по [Brozena et al., 2003; Chernykh et al., 2023]), зеленые сплошные линии — сейсмопрофили, по которым была прослежена граница акустического фундамента в Евразийском бассейне и несогласие break-up (~56 млн лет), серые сплошные линии — профили корреляции фундамента бассейна моря Лаптевых. Б — карта батиметрии, красным прямоугольником отмечено положение карты А. Возраст ЛМА: 2С ~5 млн л, 5С ~10 млн л, 6С ~20 млн л, 8С ~25 млн л, 16С ~35 млн л, 20С ~43,5 млн л, 21С ~47 млн л, 22С ~50 млн л

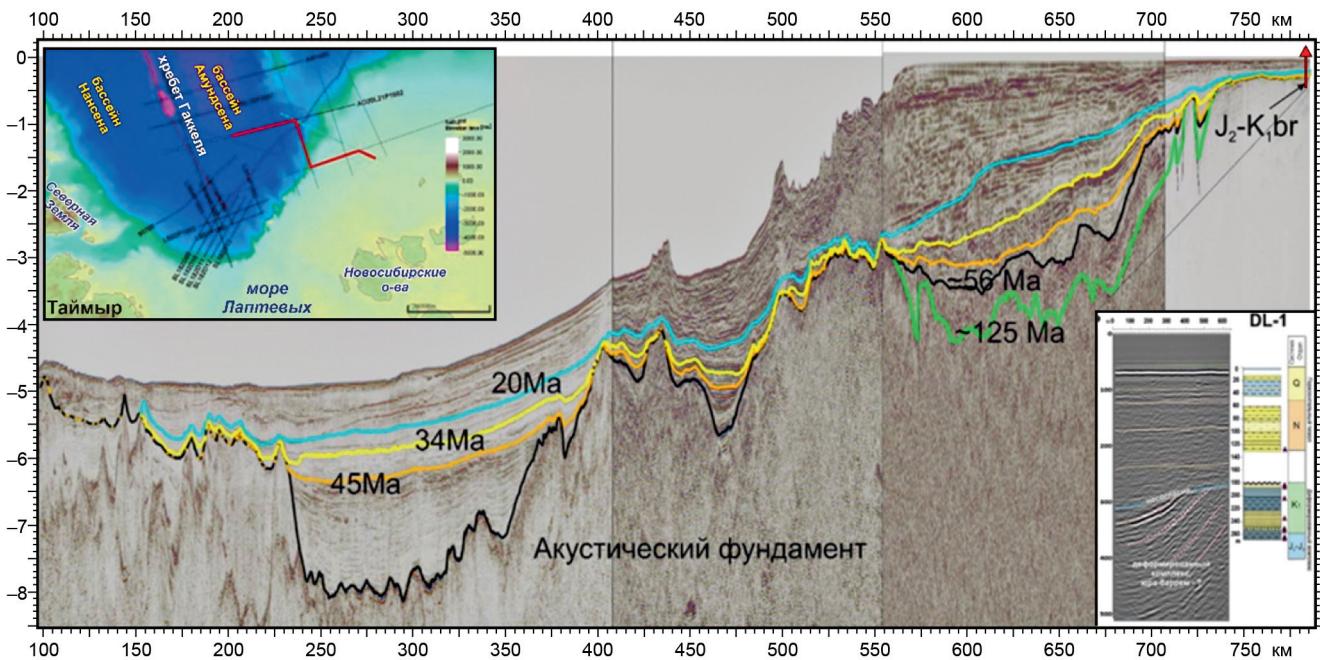


Рис. 2. Схема привязки сейсмо-стратиграфических комплексов Евразийского бассейна к скважине DL-1, пробуренной вблизи островов Де-Лонга [Петров и др., 2023]. Фрагменты профилей AO20L21, ARC-P23, ARC12-16, DL1101

(рис. 1). Преобладающей на сегодняшний день является концепция постепенного раскрытия океанического бассейна [Brozena, et al., 2003; Chernykh, et al., 2023; Glebovsky, et al., 2006; Nikishin, et al., 2021; Piskarev, et al., 2019; Weigelt, et al., 2014; Карасик, 1973], на основе которой разработаны схемы стратиграфии, которые увязывают возраст ЛМА и горизонтов, выделяемых на сейсмопрофилях.

На сегодняшний день установлено, что Евразийский бассейн развивается в уникальных обстановках ультрамедленного спрединга, изучение которых продолжается до сих пор [Bird, et al., 2017; Chernykh, et al., 2023; Sauter, et al., 2013; Theunissen and Huismans, 2022]. На основе данных драгирования и геофизического моделирования было определено, что кора в Евразийском бассейне может варьировать от гипер-растянутой континентальной [Funck, et al., 2022] и нормальной океанической до серпентинитовой, т.е. представлять собой экстремированную мантию [Jokat, et al., 2019; Jokat and Schmidt-Aursch, 2007; Lutz, et al., 2018]. Установлено, что в продольном сечении Евразийского бассейна вдоль хребта Гаккеля наблюдается чередование сегментов [Michael, et al., 2003]: 1) условно «амагматических», протяженных и сложенных в основном серпентинитами, перидотитами с долей базальтового материала, и 2) условно «магматических» сегментов, сложенных в основном базальтами, и вытянутых в узкие цепочки вкрест простириания современной рифтовой долины.

Таким образом, в Евразийском бассейне предполагается многообразие состава коры. Вероятные геодинамические причины этого многообразия могли бы быть установлены на основе изучения морфоло-

гии океанической коры в масштабе всего бассейна. В свою очередь, детали морфологии могут быть определены по региональным 2D-сейсмопрофилям, поскольку граница предполагаемых пород океанической коры и перекрывающих глубоководных осадков выражена на них в виде высокоамплитудных рефлекторов на границе раздела акустического фундамента и осадочного чехла. Следовательно, актуальной является задача создания модели морфологии акустического фундамента Евразийского бассейна.

Трудность при этом составляет существующая на сегодняшний день разреженность данных сейсморазведки. В рамках данной работы предлагается подход к решению этой проблемы на основе комплексирования данных сейсморазведки со всеми доступными данными о геологическом строении Евразийского бассейна.

Для исследования выбран район работ, находящийся на сочленении Евразийского бассейна и прилегающего шельфа моря Лаптевых. Выбор района был определен, во-первых, тем, что в его пределах представлены обстановки как современного спрединга океанической коры, так и его прекращения; во-вторых, для этого района в 2020–2022 гг. были получены новые данные глубинной сейсморазведки; в-третьих, в 2022 г. вблизи этого района пробурены скважины, позволяющие выполнить привязку сейсмо-стратиграфических комплексов (рис. 2).

Исходя из имеющегося на сегодняшний день массива геолого-геофизических данных о Евразийском бассейне, предлагается методика построения такой схемы морфологии его фундамента, которая объединяла бы в себе все эти данные и отражала

современные представления о геодинамическом развитии изучаемого региона.

Материалы и методы. Основу модели фундамента составляет сейсмическая корреляция акустического фундамента по сети сейсмопрофилей МОВ-ОГТ, пересекающих Евразийский бассейн. Профили, использованные в работе, показаны на рис. 1. В их перечень входят:

- региональные профили Государственной съемки 2011, 2012, 2014, 2020 гг.;
- профили, полученные в 2018 г. по Таймырско-Североземельскому участку (съемка TS182D) и в зоне сочленения Евразийского бассейна и шельфа моря Лаптевых (съемка SL182D), а также данные съемки 2022 г., выполненные на участке SL;
- профили, полученные в 2011–2013 гг. (съемка NWL и РТ) для шельфа моря Лаптевых и другие.

На сейсмопрофиле, пересекающих Евразийский бассейн, видно, что для геометрии его акустического фундамента характерно чередование локальных поднятий и впадин (рис. 3). Разреженность сейсмических данных в большей части бассейна (см., например, рис. 1) не позволяет непосредственно проследить простирание этих структур, но комплексирование разнородных данных позволяет решить эту проблему.

Во-первых, в рельефе дна изучаемой области выделяется осевая долина хребта Гаккеля. При этом на сейсмопрофиле видно, что рельеф фундамента в осевой впадине практически повторяет рельеф дна (см. рис. 3). Таким образом, используя данные батиметрии, можно в первом приближении интерполировать фундамент рифтовой долины между сейсмопрофилами вдоль хребта Гаккеля.

Во-вторых, по грави- и магнитным данным [Gaina, et al., 2011; Глебовский и др., 2018] наблюдается линейность, связанная с постепенным раскрытием бассейна. Было сделано предположение, что эта линейность может совпадать с линейностью структур акустического фундамента, выделяемых на сейсмопрофиле. Данные грави- и магниторазведки часто имеют более плотную сеть исследования, чем данные сейсморазведки, поэтому могут быть использованы для уточнения модели фундамента.

Сложность заключается в том, что линейность, хорошо прослеживаемая в центральных частях Евразийского бассейна, перестает прослеживаться в направлении к изучаемой прилаптевоморской части бассейна (см. рис. 1). Для уточнения модели фундамента в этой области был применен метод сейсмостратиграфии. Для построения модели сейсмостратиграфии были использованы датировки линейных магнитных аномалий, приведенные в работах [Brozena, et al., 2003; Chernykh, et al., 2023], данные драгирования дна Евразийского бассейна и бурения скважин в сопряженных акваториях [Backman, et al., 2008; Michael, et al., 2003; Nikishin, et al., 2021; Каминский и др., 2023; Петров и др., 2023], и результаты геологических исследований на суше,

прилегающей к району исследований, обобщение которых, например, приведено в работе [Petrov and Smelror, 2021]. В результате была получена модель фундамента, которая объединяет в себе весь комплекс имеющихся разнородных данных.

Сейсмостратиграфия и магнитостратиграфия прилаптевоморской части Евразийского бассейна. В основе современных моделей стратиграфии Евразийского бассейна лежит увязка осадочных комплексов, выделяемых на сейсмопрофиле, с линейными магнитными аномалиями [Nikishin, et al., 2021; Piskarev, et al., 2019; Weigelt, et al., 2014]. В прилаптевоморской части бассейна магнитное поле имеет особенности, которые необходимо учитывать при построении модели фундамента.

В целом для Евразийского бассейна характерны протяженные линейные магнитные аномалии (ЛМА), датированные от 0 до ~56 млн лет [Glebovsky, et al., 2006]. В центральных частях бассейна выделяются аномалии от C1 до C24, выделение аномалий C25 является дискуссионным [Brozena, et al., 2003; Chernykh, et al., 2023; Gaina, et al., 2011]. Южнее, в направлении к морю Лаптевых, часть аномалий становится менее амплитудной, учащаются нарушения их непрерывности, и число линейных аномалий, уверенно прослеживаемых в направлении от осевой впадины, уменьшается до 7–8 (см. рис. 1, северная часть). Еще южнее, современные аномалии сливаются с аномалиями 2C и в районе широты 82°N вовсе перестают прослеживаться в южном направлении. Примерно на этой же широте аномалии 5C, 6C, 8C (соответственно, с возрастом ~10, 20 и 25 млн лет) объединяются, и более древние перестают прослеживаться, таким образом, в южной части бассейна остается, по существу, две протяженные ЛМА (см. рис. 1).

В соответствии с принятой моделью, возраст фундамента Евразийского бассейна уменьшается от периферии бассейна к его осевой впадине, следовательно: 1) с расстоянием от осевой долины хребта Гаккеля увеличивается возраст поднятий и впадин фундамента, выделяемых на сейсмопрофиле, и 2) сейсмические горизонты, выделяемые в осадочном чехле, перестают прослеживаться в направлении к осевой долине в том месте, где возраст океанической коры соответствует времени формирования горизонта.

Но из второго пункта следует не только то, что возраст горизонта может быть определен по магнитохронам в месте исчезновения горизонта, но и наоборот — если возраст участка океанической коры не удается установить по ЛМА, то его можно определить по возрасту горизонта, который вблизи данного участка перестает прослеживаться в направлении к оси растяжения. Необходимый для этого возраст горизонта может быть установлен с помощью сеймокорреляции из тех районов бассейна, для которых датировки горизонта известны.

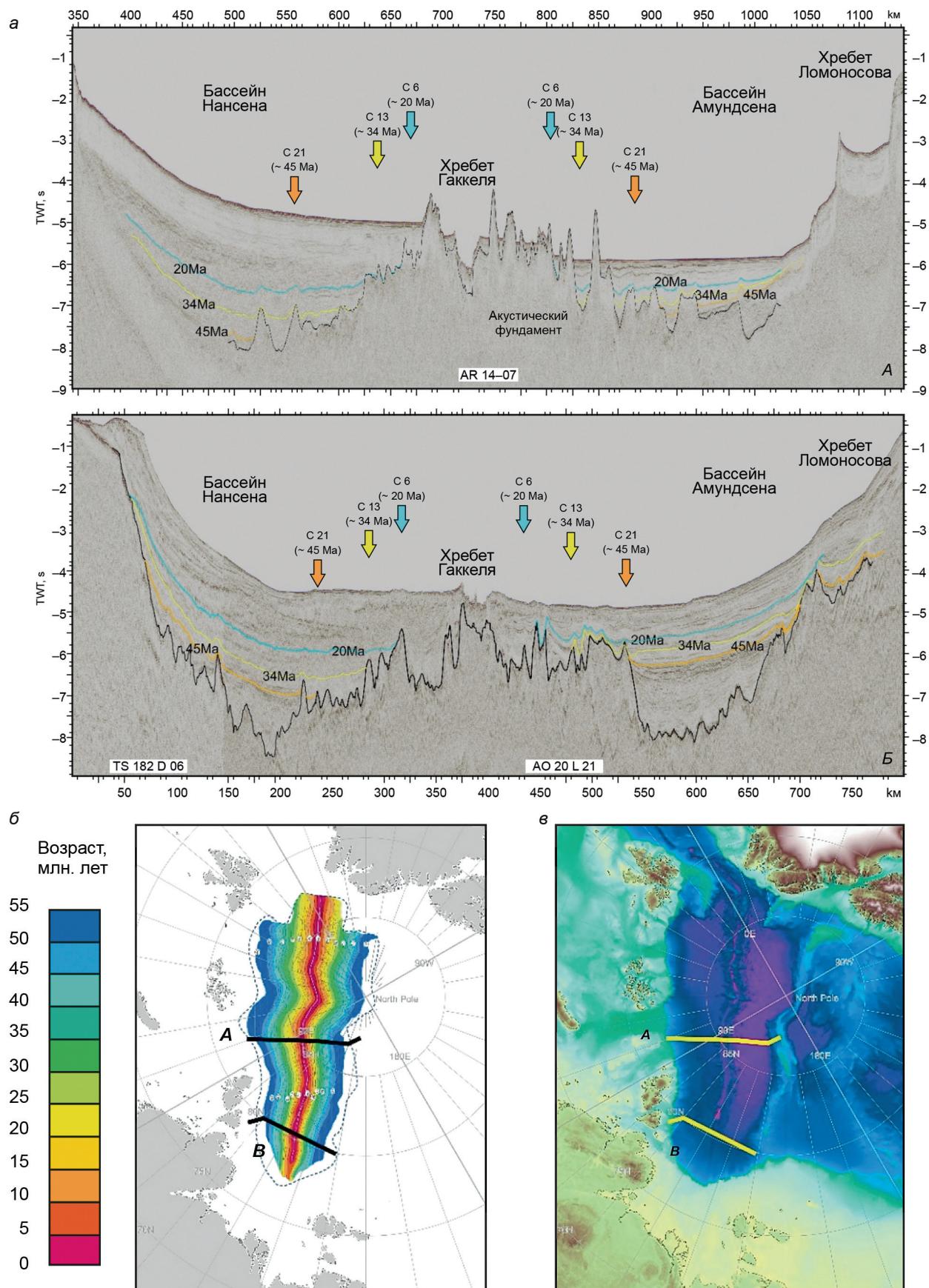


Рис. 3. Интерпретация сейсмических профилей, пересекающих Евразийский бассейн. Увязка сейсмических горизонтов с данными магниторазведки (а). Положение сейсмопрофилей на карте магнитохрон по данным [Chernykh, et al., 2023] (б) и на карте батиметрии (в)

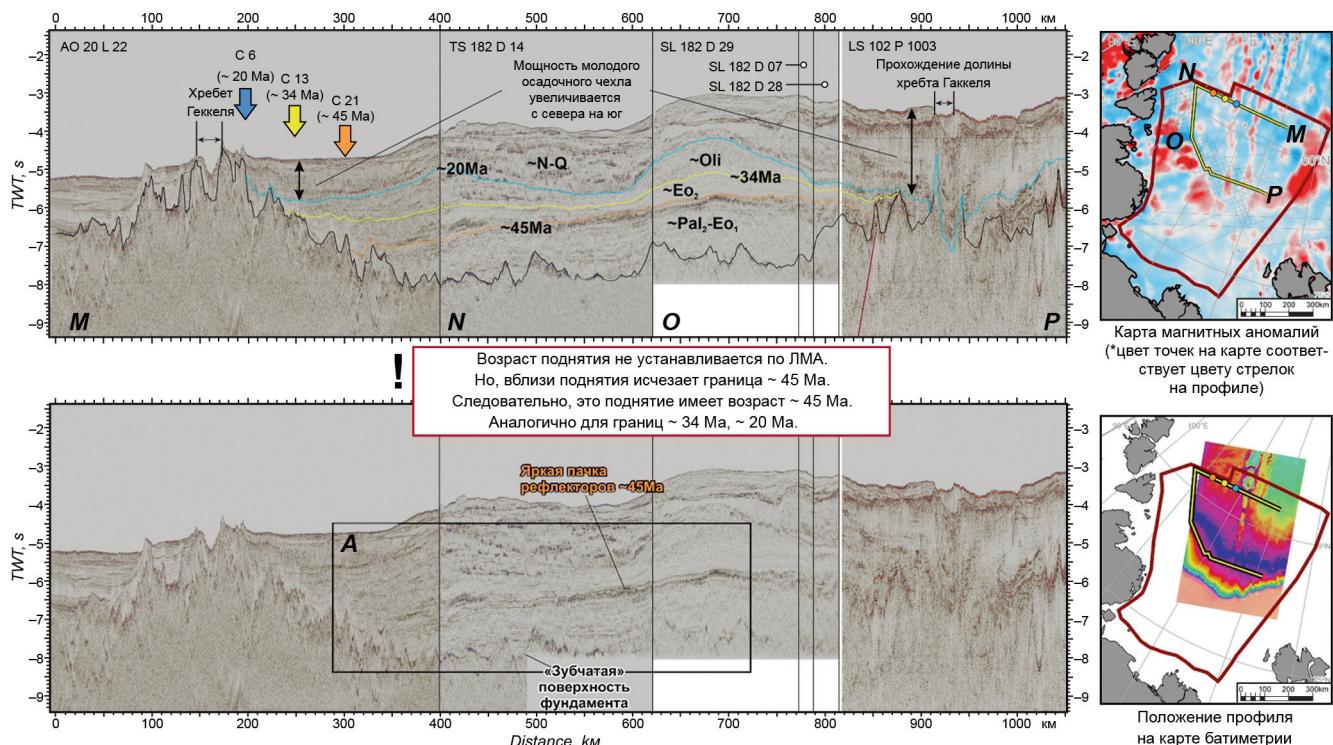


Рис. 4. Композитный профиль с непрерывной корреляцией осадочного чехла в бассейне Нансена с севера на юг. А — контуры рис. 5

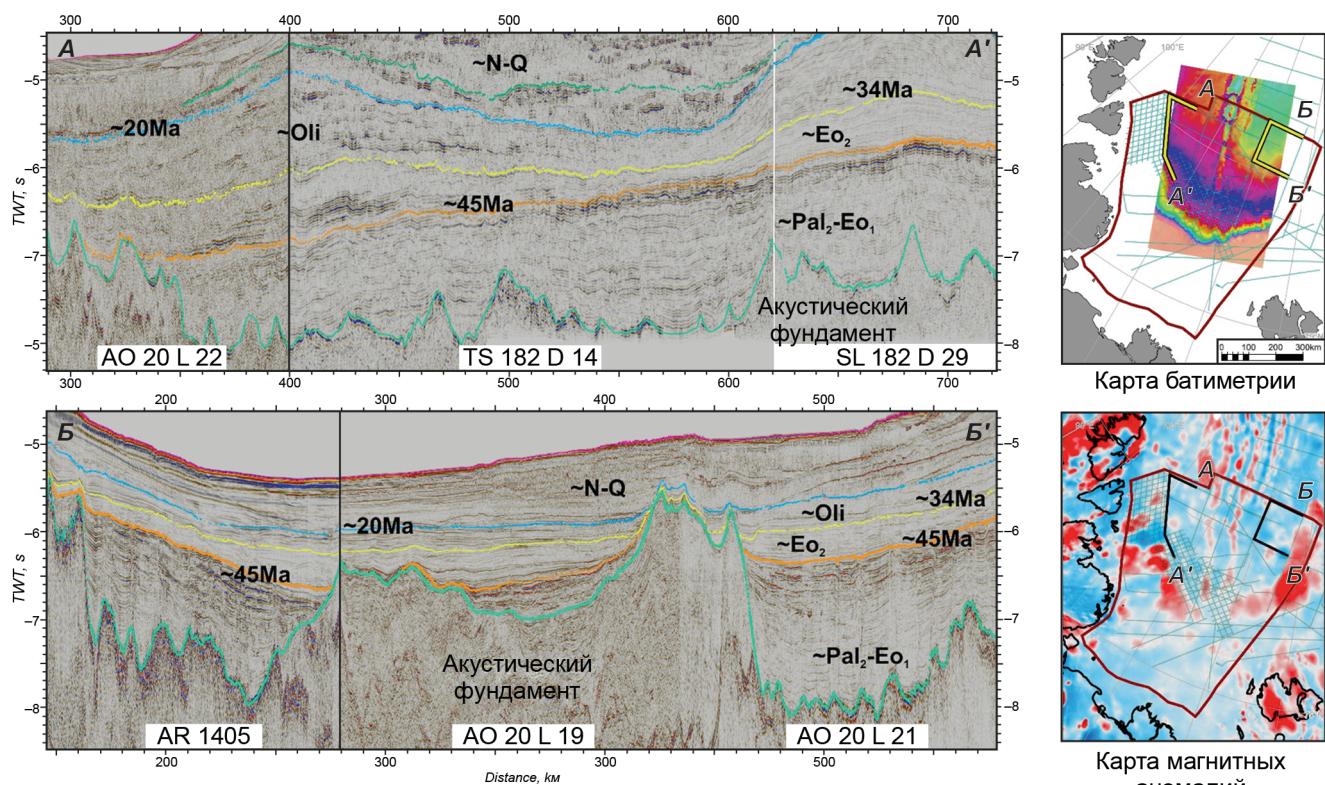


Рис. 5. Сравнение сейсмокомплексов, выделяемых в бассейне Нансена (АА') и Амундсена (ББ'). Вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковые. Мощности осадочных пород в бассейне Нансена больше, чем в бассейне Амундсена

Основной границей, прослеживаемой на сейсмопрофилях в пределах Евразийского бассейна, является поверхность акустического фундамента (рис. 3). Характерной особенностью является изрезанный рельеф, который отделяет яркие, высокоамплитудные и в основном хаотические отражения

акустического фундамента от менее амплитудных, от акустически прозрачных до слоистых отражений осадочного чехла (рис. 4; 5).

Одним из наиболее характерных горизонтов в осадочном чехле Евразийского бассейна является граница ~45 млн лет [Nikishin, et al., 2021; Weigelt,

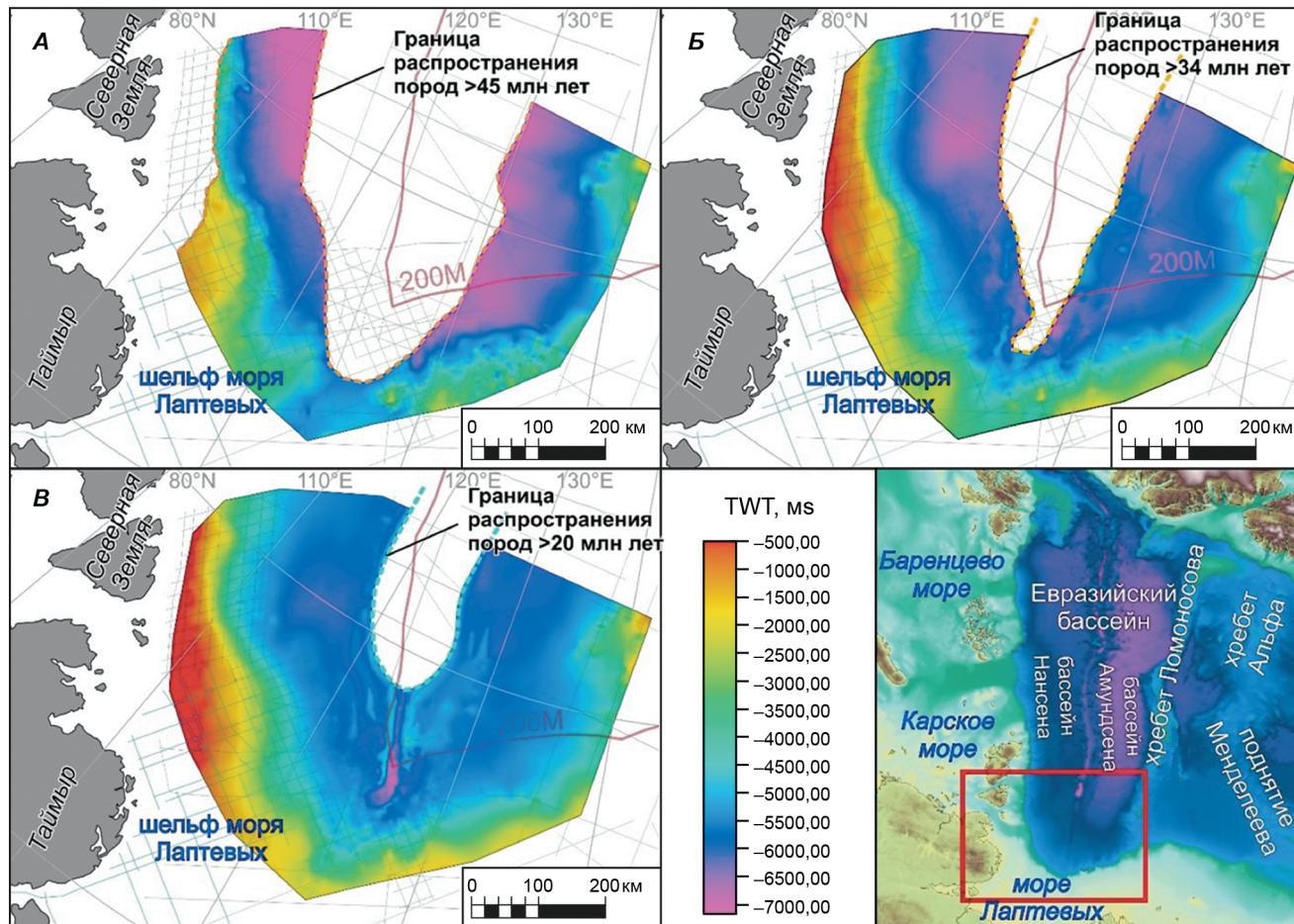


Рис. 6. Структурные карты в масштабе времени (TWT), построенные по результатам сейсмической корреляции горизонтов 45 млн лет (A), 34 млн лет (B), 20 млн лет (C). 200M — граница двухсотмилльной зоны. Цветовую легенду для карты батиметрии см. на рис. 1

et al., 2014; Никишин и др., 2022; Черных, Крылов, 2011]. Горизонт проходит в кровле пачки ярких рефлекторов, формирование которых относится к периоду климатического оптимума в Арктике 56–45 млн лет [Nikishin, et al., 2021; Stein, et al., 2015]. Возраст границы ~45 млн лет устанавливается по данным магнитостратиграфии и увязан с данными скважины ACEX [Backman, et al., 2008; Никишин и др., 2022; Черных, Крылов, 2011].

На большей части Евразийского бассейна в целом распространение пачки ярких рефлекторов ~45 млн лет по направлению к оси растяжения ограничено поднятиями в акустическом фундаменте, возраст которых по ЛМА также составляет ~45 млн лет (рис. 3; рис. 4 — левая часть). В направлении к морю Лаптевых, по данным сейсмокорреляции, эта пачка ярких рефлекторов продолжает прослеживаться (см. рис. 4, правая часть), и ее распространение также ограничено поднятиями в фундаменте. Различие состоит в том, что в прилаптевоморской части бассейна эти поднятия невозможно датировать по ЛМА, поскольку магнитные аномалии древнее 25 млн лет здесь не прослеживаются. Тем не менее, исходя из того, что вблизи этих поднятий пачка ярких рефлекторов ~45 млн лет исчезает, то, аналогично более север-

ным частям бассейна, возраст поднятий принимается также ~45 млн лет.

На сейсмопрофилях, показанных на рис. 1, были отмечены точки, в которых наблюдается прекращение распространения рефлекторов ~45 млн лет в направлении к осевой долине. Эти точки были соединены в плане (рис. 6, A). Таким образом, в первом приближении была построена граница распространения осадочных пород с возрастом ~45 млн лет, которая совпадает с границей океанической коры, сформировавшейся после ~45 млн лет назад. По результатам сейсмической корреляции, в Евразийском бассейне в направлении к шельфу моря Лаптевых наблюдается клиновидное сужение области отсутствия осадков с возрастом >45 млн лет.

Аналогичным образом были прослежены горизонты ~34 и ~20 млн лет (соответственно, рис. 6, B и C), выделяемые в более северных частях Евразийского бассейна [Nikishin, et al., 2021; Weigelt, et al., 2014]. Для этих горизонтов так же, как и для границы ~45 млн лет, в прилаптевоморской части бассейна выявлены границы их распространения в направлении к оси растяжения бассейна.

Таким образом, в прилаптевоморской части Евразийского бассейна были установлены возрасты некоторых выделяемых на сейсмопрофилях под-

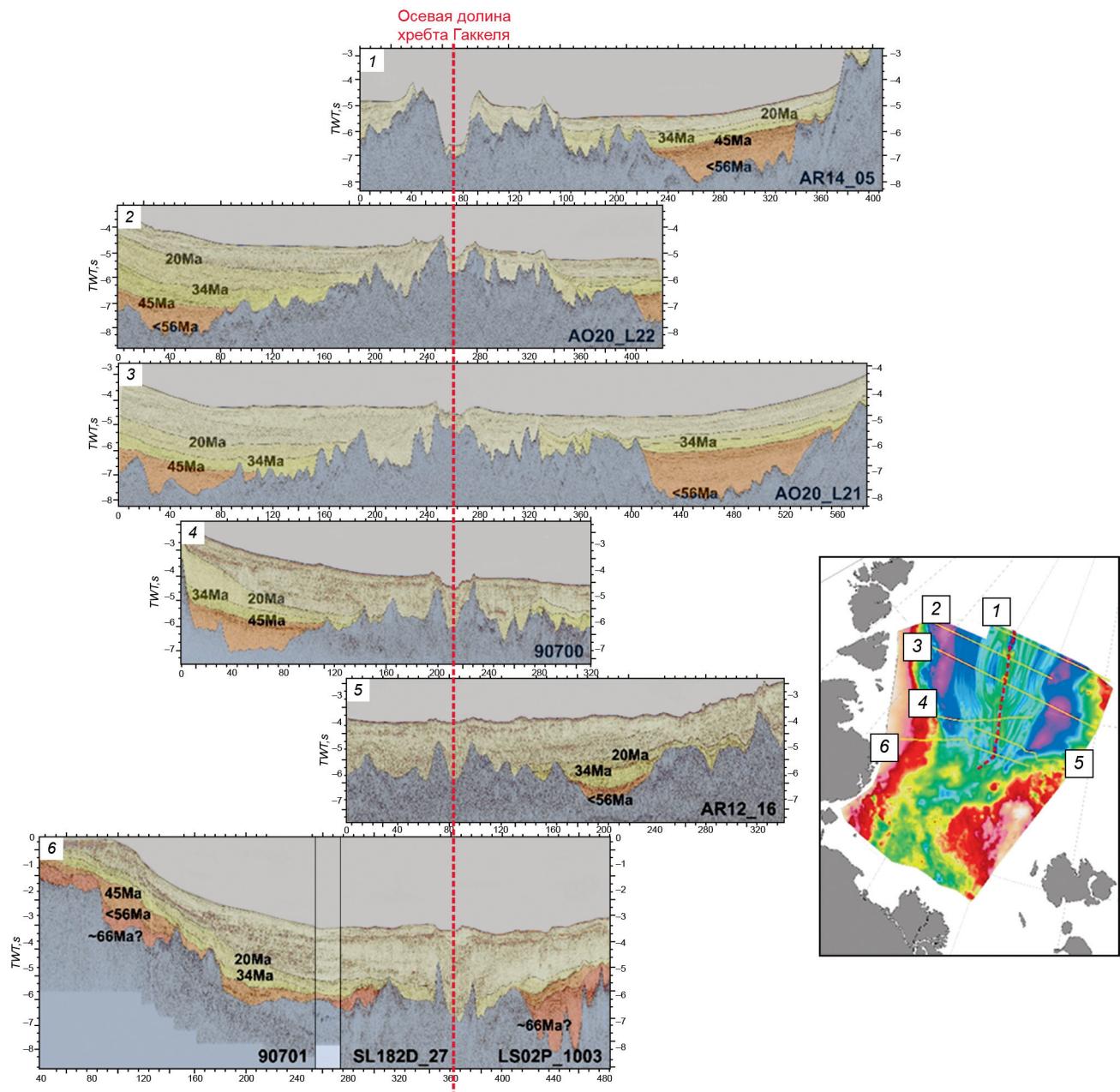


Рис. 7. Разрезы через хребет Гаккеля. На верхних трех разрезах видно, что спрединг океанической коры шел непрерывно до настоящего времени. Для нижних трех профилей показано, что осадки примерно моложе 20 млн лет перекрывают весь хребет Гаккеля. Из этого следует, что спрединг здесь прекратился около 20 Ma и он трансформировался в процесс сбросообразования в полосе бывшего океанического рифта. Описание карты-врезки см. на рис. 9

нятий акустического фундамента и границы распространения отложений с возрастом около 45, ~34 и ~20 млн лет. Но в Евразийском бассейне именно с поднятиями связано ограничение распространения отложений соответствующего возраста по направлению к современной впадине хребта Гаккеля. Эта взаимосвязь повторяется в сечениях вдоль всего простирания Евразийского бассейна (рис. 7). Следовательно, поднятия, скорее всего, имеют в плане вытянутую форму и простираются параллельно границам распространения отложений.

Результаты сейсмической интерпретации. В результате выполненной корреляции по всей имеющейся сети двухмерных профилей МОВ-ОГТ,

в строении прилаптевоморской части бассейна был выявлен ряд особенностей.

Во-первых, в южной части района исследований выделяется область, имеющая аномальное строение. Если в более северных частях Евразийского бассейна рифтовую долину перекрывают только современные осадки, то в аномальной зоне осевая часть бассейна перекрыта отложениями с возрастом около 20 млн лет (см. рис. 7). Это значит, что спрединг в этой части бассейна остановился не менее 20 млн лет назад.

Во-вторых, в области прекращения распространения осадков >45 млн лет наблюдается изменение геометрии фундамента — если фундамент древнее 45 млн лет имеет общую тенденцию к погружению

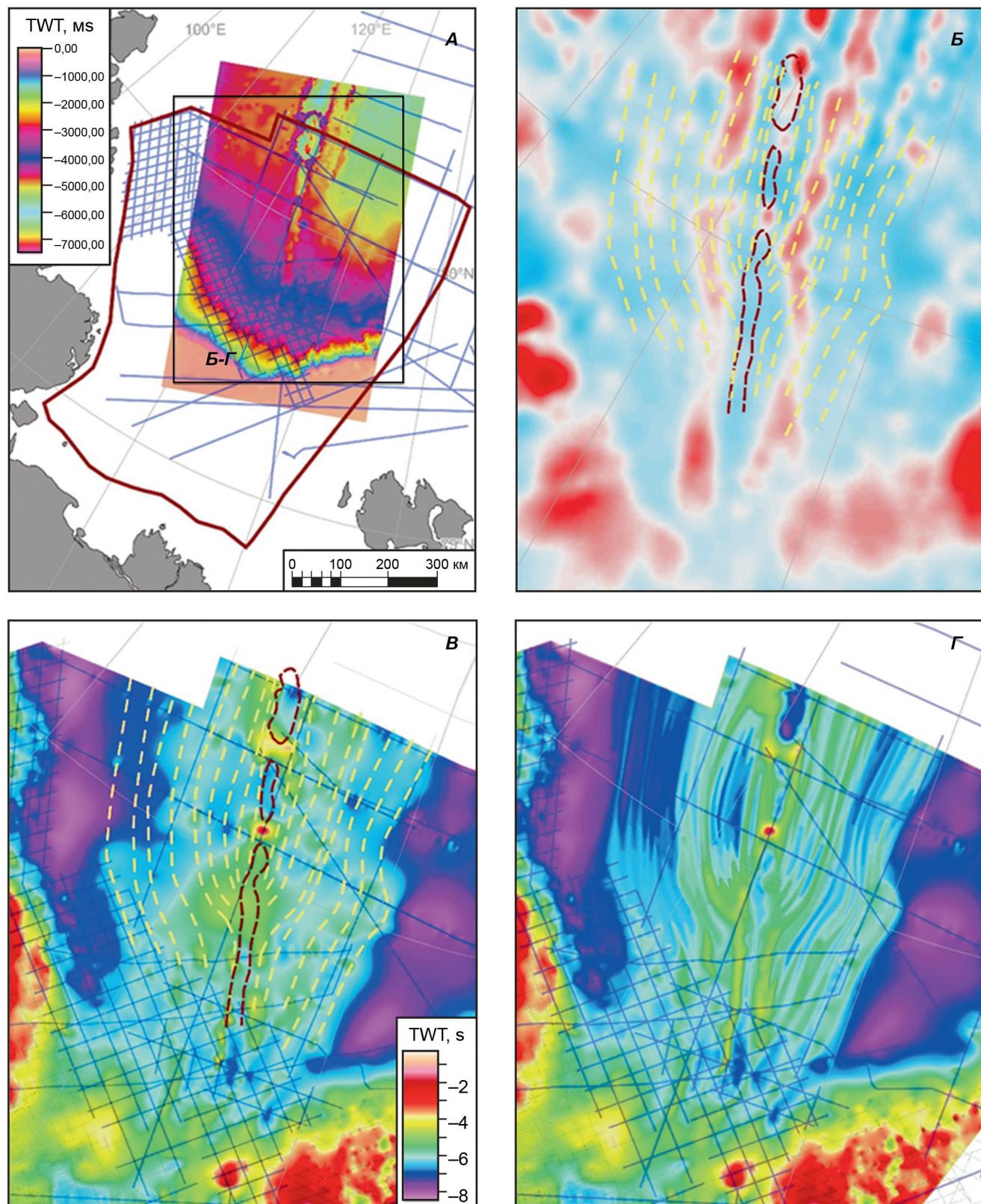


Рис. 8. Редактирование модели фундамента Евразийского бассейна, построенной по результатам корреляции имеющихся сейсмопрофилей (синие линии). *А* — детальная карта батиметрии, с которой были получены контуры рифтовой долины для экстраполяции модели фундамента (красный пунктир); *Б* — карта ЛМА; желтый пунктир — полигоны, соединяющие одновозрастные поднятия в фундаменте; *В* — фрагмент карты фундамента Евразийского бассейна (500×500м), построенной методом Гауссовой интерполяции до коррекции по данным батиметрии и без учета направляющих полигонов (желтый пунктир); *Г* — фрагмент карты фундамента, построенной с коррекцией по данным батиметрии и с учетом полигонов

в направлении к осевой части бассейна, то фундамент моложе 45 млн лет связан общим воздыманием в направлении к оси бассейна. Это связывается с переходом к ультрамедленному спредингу, который произошел около 45 млн лет назад.

Построение модели фундамента. Полученные результаты сейсмической корреляции по двухмерным профилям МОВ-ОГТ (см. рис. 7), а также данные о распространении отложений с возрастом ~ 45 , ~ 34 и ~ 20 млн лет (рис. 6) были использованы для построения 3D-модели акустического фундамента прилаптевоморской части Евразийского бассейна в масштабе времени двойного пробега сейсмических волн (Two-Way-Time, TWT). Для корректировки модели использовались данные детальной батиметрии в районе исследования и данные магниторазведки (рис. 8).

Первичная модель фундамента по данным сейсмокорреляции акустического фундамента была построена методом Гауссовой интерполяции. Разрешение модели было выбрано 500×500 м, поскольку поверхность с таким размером ячейки практически не отклоняется от горизонтов сейсмической корреляции на сейсмопрофилях. На рис. 8, В видно, что разреженность сети сейсмопрофилей не позволяет путем Гауссовой интерполяции между профилями отобразить в рельефе фундамента современную рифтовую долину и структуры, выявляемые по данным магнитометрии. Для того, чтобы учесть эти данные в модели фундамента, был проведен ряд дополнительных построений.

Во-первых, была произведена коррекция по данным батиметрии. Рельеф морского дна был пересчитан в масштаб времени двойного пробега сейсмических волн, с использованием скорости сейсмических волн в морской воде. После этого был построен контур рифтовой долины (рис. 8). Внутри этого контура была задана временная мощность (мощность в масштабе времени) осадочного чехла в рифтовой долине путем интерполяции данных 2D-сейсмокорреляции (рис. 7). Из рельефа дна в масштабе времени и временной мощности осадков между дном и акустическим фундаментом была рассчитана поверхность фундамента в масштабе времени внутри заданного контура.

Во-вторых, между сейсмическими профилями были проведены полигоны, соединяющие поднятия и, соответственно, впадины, для которых был установлен одинаковый возраст по данным магнито- или сейсмостратиграфии (рис. 9). В северной части района изучения полигоны проведены параллельно линейным магнитным аномалиям. Южнее, где, предположительно, аномалии разных возрастов сливаются или исчезают, полигоны проведены условно, параллельно границам распространения осадочных пород с возрастом ~ 45 , ~ 34 и ~ 20 млн лет. Полигоны для поднятий древнее ~ 45 млн лет не проводились, поскольку корреляция горизонтов древнее 45 млн лет и моложе 56 млн лет не выполнялась.

Поверхность фундамента в области рифтовой долины и полигоны, соединяющие одновозрастные структуры, наряду с результатами 2D-сейсмической корреляции, были заданы для расчета поверхности акустического фундамента прилаптевоморской части хребта Гаккеля. В результате получилась модель, учитывающая и увязывающая данные сейсморазведки, магниторазведки и батиметрии. Кроме этих данных, также были использованы результаты сейсмической корреляции фундамента Усть-Ленского бассейна моря Лаптевых [Никишин и др., 2022].

Полученная модель не окончательная. В дальнейшем, по мере поступления новых данных сейсморазведки, она может быть значительно улучшена и уточнена. Тем не менее, она отражает ряд особенностей строения фундамента, которые было бы сложно выявить лишь по результатам двухмерной корреляции. По простиранию практически всего района исследований в рельефе фундамента Евразийского бассейна выделяются следующие структурные элементы (рис. 10):

– Континентальные склоны, ограничивающие Евразийский бассейн со стороны Таймыра, арх. Северная Земля и поднятия Ломоносова. По результатам сейсмической интерпретации, на этих склонах предполагается развитие палеоценового предспредингового (pre-breakup) рифтинга. Эти склоны непрерывно переходят в Усть-Ленскую систему рифтовых впадин, которая также предположительно имеет палеоценовый возраст [Никишин и др., 2022].

– Погруженные впадины бассейнов Нансена и Амундсена с возрастом коры 56–45 млн лет. Глубина залегания фундамента от поверхности воды более 7 сек. Ширина каждой впадины в изучаемой области до 100–140 км.

– По резкой границе от них отделяется относительно приподнятые области 45–34 млн лет. Глубина залегания, в основном, 7–6 сек. Ширина каждой «ступени» в изучаемой части бассейнов Нансена и Амундсена — около 60–70 км.

– «Ступени» 34–20 млн лет. Глубина залегания до 6,5 сек. Ширина до 40 км.

– Область поднятий 20–0 млн лет. Глубина 6,5–5 сек. Ширина от современной долины — до 70 км. Выделяются вулканические постройки высотой до 2 сек.

Зная ширину участка океанической коры и приблизительное время, за которое он сформировался, можно оценить скорость раскрытия океанического бассейна на разных этапах его развития. Соответственно, по скорости раскрытия океанического бассейна в прилаптевоморской части Евразийского бассейна выделяются зоны: 1) нормального спрединга океанической коры 56–45 млн лет (полускорость около 9–12 мм/год, полная скорость — 18–24 мм/год), 2) начала ультрамедленного спрединга 45–34 млн лет (полная скорость около 10–12 мм/год), 3) ультра-ультрамедленного спрединга 34–20 (полная скорость менее 6 мм/год) и 4) ультрамедленного

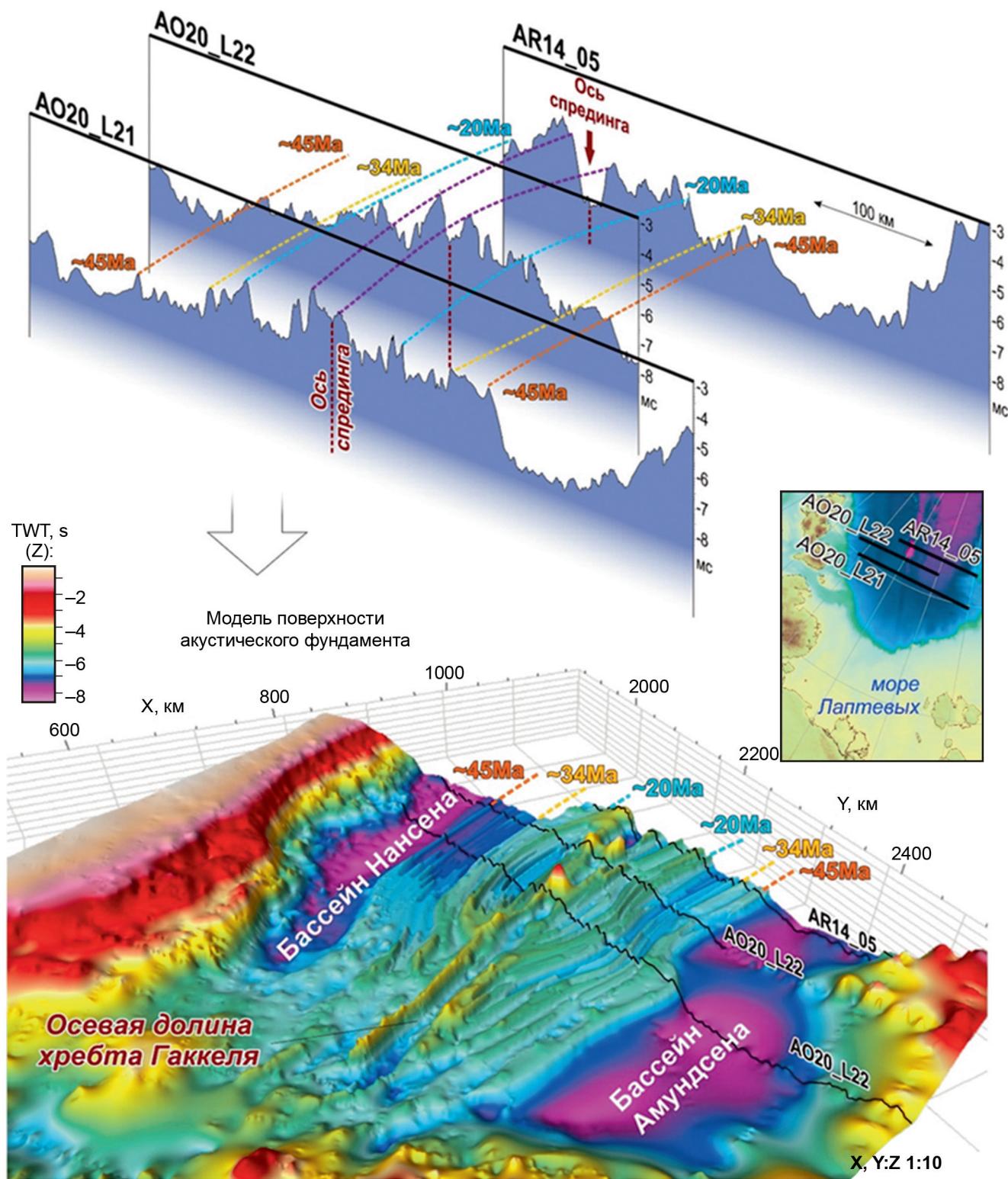


Рис. 9. Схематическая иллюстрация дополнительных построений для экстраполяции впадин и поднятий в фундаменте Евразийского бассейна. Пунктиром показаны некоторые направляющие полигоны, соединяющие одновозрастные структуры на сейсмопрофилях

спрединга 20–0 млн лет с полной скоростью до 8 мм/год в северной части района исследований и с прерыванием спрединга в южной его части.

Структурные особенности прилаптевоморской части Евразийского бассейна, выявленные в результате построения 3D-модели, были отражены

на тектонической схеме Евразийского бассейна (рис. 11) с помощью датировок возраста коры по ЛМА [Chernykh, et al., 2023]. Для построения схемы также использовались данные о магматизме Евразийского бассейна [Никишин и др., 2022; Родина и др., 2024].

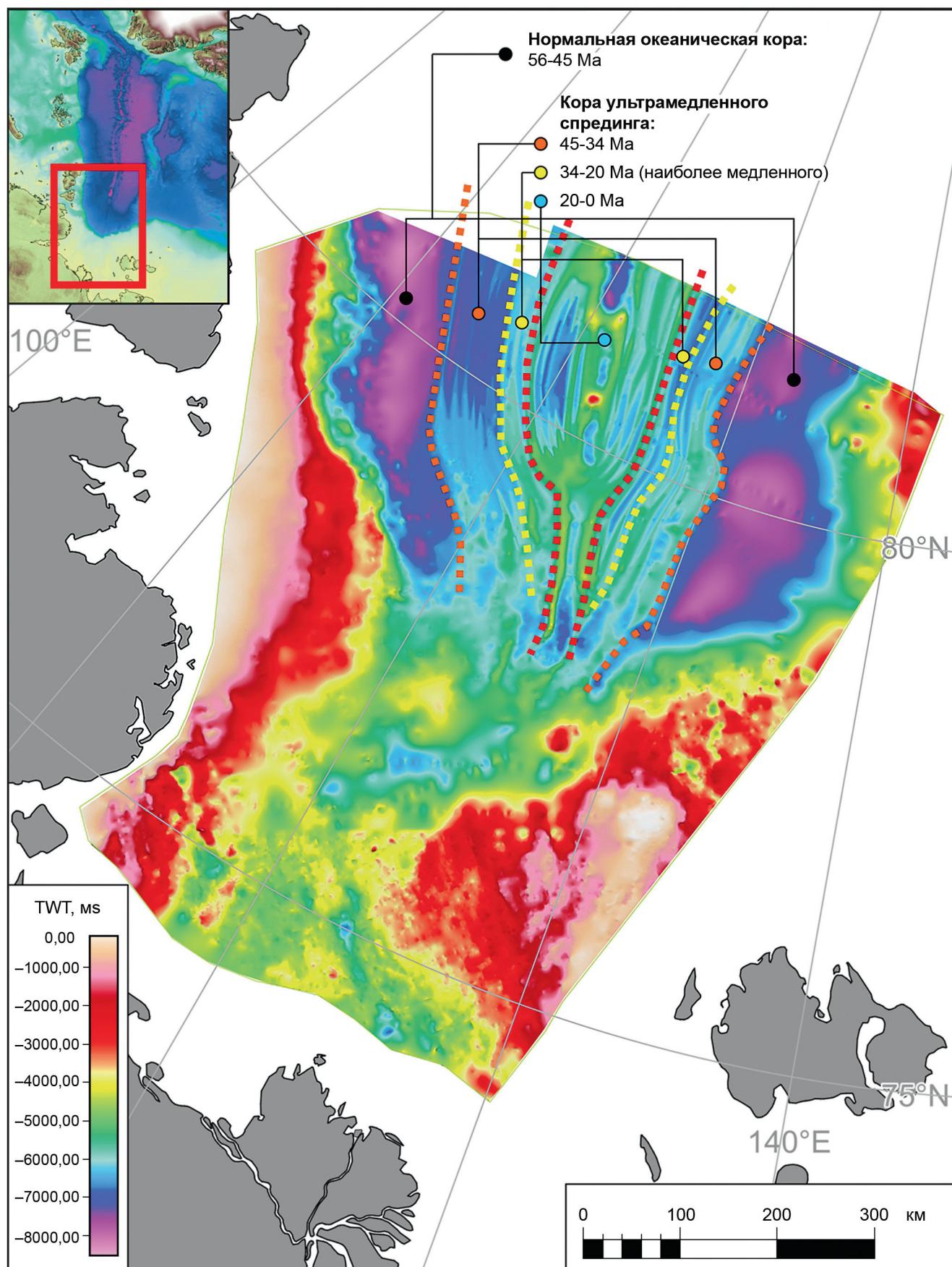


Рис. 10. Модель фундамента прилаптевоморской части Евразийского бассейна

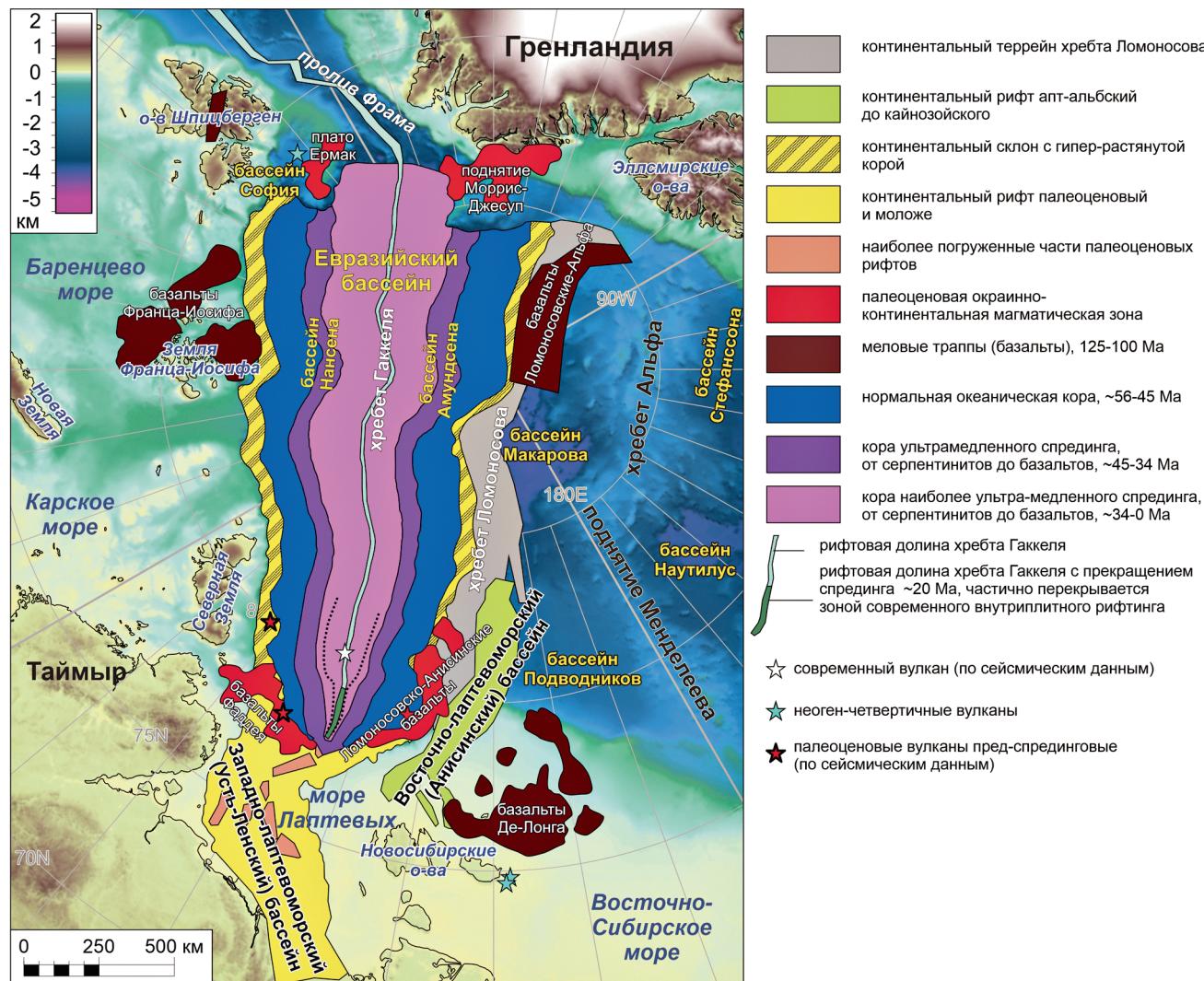


Рис. 11. Тектоническая схема Евразийского бассейна. Подложка — карта батиметрии по данным [Jakobsson, et al., 2020]. Магматические комплексы отмечены по данным [Никишин и др., 2022; Родина и др., 2024] и магнитных аномалий

Выводы. Предложена методика построения модели фундамента прилаптевоморской части Евразийского бассейна, объединяющая разнородные группы данных: 1) батиметри.; 2) сейсмические профили разных типов; 3) магнитное поле; 4) гравитационное поле; 5) анализ проб горных пород, драгированных на склонах хребта Гаккеля и его осевой рифтовой долины; 6) корреляцию имеющихся скважин и сейсмических профилей; 7) изучение геологии островов и сопряженных континентов.

Геометрия акустического фундамента, выявленная с помощью построенной 3D-модели, отражает основные этапы развития Евразийского бассейна:

- 1) континентальный рифтинг до 56 млн л. н.,
- 2) «нормальный» спрединг 56–45 млн л. н.,
- 3) ультрамедленный спрединг 45–34 млн л. н.,
- 4) «ультра-ультрамедленный» спрединг 34–20 млн л. н.

Южная часть исследуемой области перекрыта осадочным чехлом с возрастом 20 млн лет и моложе, что связывается с прекращением спрединга здесь не

позднее 20 млн л. н. Для этой области мы не исключаем того, что спрединга океанической коры вообще не было, а было гипер-растяжение континентальной коры. Этот вопрос остается открытым.

Установление морфологии океанической коры Евразийского бассейна является промежуточной задачей, которую ставят себе авторы в рамках изучения уникальных обстановок современного ультрамедленного спрединга. Задачей дальнейших исследований является восстановление процессов, которые сформировали наблюдаемый облик бассейна, а также сравнение изучаемой области с другими спрединговыми бассейнами на Земле.

Благодарности. Авторы благодарны коллегам из ПАО «НК Роснефть», МГУ, ГИН РАН, ИМГРЭ, ВНИИОкеангеология, ВСЕГЕИ, СПбГУ за дискуссии по геологии Арктики. Рецензии С.Ю. Соколова, Е.П. Дубинина, А.А. Черных помогли существенно улучшить и дополнить исходную версию статьи.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке гранта РНФ (проект 24-17-00020).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Глебовский В.Ю., Черных А.А., Каминский В.Д. и др.* Основные итоги и планы дальнейших магнитометрических и гравиметрических исследований в Северном Ледовитом океане // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Под ред. В.Д. Каминского, Г.П. Автисова, В.Л. Иванова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 196–208.
- Каминский Д.В., Чамов Н.П., Крылов А.А. и др.* Первая находка аутигенных карбонатов на прилаптевоморском фланге хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Доклады РАН. 2023. Т. 512. С. 219–224.
- Карасик А.М.* Аномальное магнитное поле Евразийского бассейна Северного Ледовитого Океана // Доклады Академии наук СССР. 1973. Т. 211. С. 86–89.
- Никишин А.М., Петров Е.И., Старцева К.Ф. и др.* Сейсмостратиграфия, палеогеография и палеотектоника Арктического глубоководного бассейна и его российских шельфов // Труды ГИН РАН, 2022. Т. 632. 156 с.
- Петров О.В., Никишин А.М., Петров Е.И. и др.* Результаты стратиграфического бурения в Восточно-Сибирском море с целью геологического изучения зоны сочленения структур континентального шельфа и глубоководных акваторий Северного Ледовитого Океана // Доклады РАН. 2023. Т. 512. № 2. С. 261–271.
- Родина Е.А., Никишин А.М., Алёшина К.Ф.* Проявления магматизма на При-Лаптевоморской части континентальной окраины Евразийского бассейна // Тектоника и Геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2024. Материалы LV Тектонического совещания. М., 2024. Т. 2. С. 127–131.
- Черных А.А., Крылов А.А.* Седиментогенез в котловине Амундсена в свете геофизических данных и материалов бурения на хребте Ломоносова // Доклады РАН. 2011. Т. 440. С. 516–520.
- Backman J., Jakobsson M., Frank M., et al.* Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleoceanography. 2008. V. 23.
- Bird K.J., Houseknecht D.W., Pitman J.K.* Geology and Assessment of Undiscovered Oil and Gas Resources of the Hope Basin Province // Moore T.E., Gautier D.L. (Eds.), The 2008 Circum-Arctic Resource Appraisal. U.S. Geological Survey Professional Paper 1824, Reston, Virginia, 2017. P. 1–9.
- Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., et al.* New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // Geology. 2003. V. 31. P. 825.
- Chernykh A.A., Yakovenko I. V., Korneva M.S., Glebovsky V.Y.* Digital Models of the Deep Structure of the Earth's Crust in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Geotectonics. 2023. V. 57. P. S34–S52.
- Funck T., Shimeld J., Salisbury M.H.* Magmatic and rifting-related features of the Lomonosov Ridge, and relationships to the continent–ocean transition zone in the Amundsen Basin, Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2022. V. 229. P. 1309–1337.
- Gaina C., Werner S.C., Saltus R., Maus S.* Chapter 3 Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // Geol. Soc. London, Mem. 2011. V. 35. P. 39–48.
- Glebovsky V.Y., Kaminsky V.D., Minakov A.N., et al.* Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // Geotectonics. 2006. V. 40. P. 263–281.
- Jakobsson M., Mayer L.A., Bringensparr C., et al.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0 // Sci. Data. 2020. V. 7. P. 176.
- Jokat W., O'Connor J., Hauff F., et al.* Ultraslow Spreading and Volcanism at the Eastern End of Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geochemistry, Geophys. Geosystems. 2019. V. 20. P. 6033–6050.
- Jokat W., Schmidt-Aursch M.C.* Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2007. V. 168. P. 983–998.
- Lutz R., Franke D., Berglar K., et al.* Evidence for mantle exhumation since the early evolution of the slow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // J. Geodyn. 2018. V. 118. P. 154–165.
- Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J.B., et al.* Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // Nature. 2003. V. 423. P. 956–961.
- Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., et al.* Arctic ocean mega project: Paper 2 — Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // Earth-Science Rev. 2021. V. 217. P. 103581. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103581>
- Petrov O. V., Smelror M. (Eds.)* Tectonics of the Arctic, Springer Geology // Springer International Publishing, Cham. 2021.
- Piskarev A., Poselov V., Kaminsky V. (Eds.)* Geologic Structures of the Arctic Basin. Springer International Publishing, Cham. 2019.
- Sauter D., Cannat M., Rouméon S., et al.* Continuous exhumation of mantle-derived rocks at the Southwest Indian Ridge for 11 million years // Nat. Geosci. 2013. V. 6. P. 314–320.
- Stein R., Jokat W., Niessen F., Weigelt E.* Exploring the long-term Cenozoic Arctic Ocean climate history: a challenge within the International Ocean Discovery Program (IODP) // Arktos. 2015. V. 1. P. 3.
- Theunissen T., Huismans R.S.* Mantle exhumation at magma-poor rifted margins controlled by frictional shear zones // Nat. Commun. 2022. V. 13. P. 1634.
- Weigelt E., Jokat W., Franke D.* Seismostratigraphy of the Siberian Sector of the Arctic Ocean and adjacent Laptev Sea Shelf // J. Geophys. Res. Solid Earth, 2014. V. 119. P. 5275–5289.

Статья поступила в редакцию 10.05.2024,
одобрена после рецензирования 03.06.2024,
принята к публикации 18.08.2024

УДК 551.79

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-116-124

ВЫСОКОТОЧНАЯ ЦИКЛИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ КАК ОСНОВА ДЕТАЛЬНЫХ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ДЛЯ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ РАЗРЕЗОВ ЕВРАЗИИ

Руслан Рустемович Габдуллин¹✉, Кирилл Владимирович Сыромятников²,
Наталья Викторовна Бадулина³, Софья Ивановна Меренкова⁴,
Алексей Викторович Иванов⁵, Искандер Рустамович Мигранов⁶

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; gabdullin@fgp.msu.ru✉, <https://orcid.org/0000-0001-8296-7191>

² Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия; Sykirv@gmail.com, <https://orcid.org/my-orcid?orcid=0000-0001-8798-4425>

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; nvbadulina@mail.ru, IstinaResearcherID (IRID): 427730

⁴ Институт океанологии имени П.П. Ширшова РАН; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; koshelevasof@mail.ru, <https://orcid.org/0000-0003-3204-4393>

⁵ Институт географии РАН; Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; Тамбовский государственный технический университет, Тамбов, Россия; yashkovia@mail.ru, <http://orcid.org/0000-0003-2788-0215>

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; iskandermig@mail.ru

Аннотация. Проведена астрохронологическая (циклостратиграфическая) привязка литолого-геохимической характеристики плиоцен-четвертичных отложений разрезов Евразии к циклам Миланковича (эксцентричеситета, наклонения эклиптики, прецессии), дан анализ связи установленных вариаций климата и палеотемпературы с моментами совпадения разнопорядковых циклов эксцентричеситета и их палеоклиматическая характеристика. Показаны результаты внедрения полученных результатов в ходе проведения практики по геологии на базе МГУ в Чашниково. При проведении исследования были использованы материалы экспозиционного пространства кафедры региональной геологии и истории Земли и музея Землеведения. Результаты исследования использованы при проведении учебной практики по геологии в Чашниково, а также могут быть использованы при расчленении и региональной и глобальной корреляции разрезов, при проведении геологической съемки, создания циклостратиграфических шкал равнинных и горных областей Евразии, а также при создании и дальнейшем развитии экспозиционного пространства музеев, например Университетской гимназии МГУ.

Ключевые слова: циклическая корреляция, литология, геохимия, палеоклиматология, четвертичный период, плиоцен, циклы Миланковича, геологический факультет МГУ, музей Землеведения МГУ, Университетская гимназия МГУ

Для цитирования: Габдуллин Р.Р., Сыромятников К.В., Бадулина Н.В., Меренкова С.И., Иванов А.В., Мигранов И.Р. Высокоточная циклическая корреляция как основа детальных палеоклиматических реконструкций для плиоцен-четвертичных разрезов Евразии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 4. С. 116–124.

HIGH-PRECISION CYCLIC CORRELATION AS A BASIS FOR DETAILED PALEOCLIMATIC RECONSTRUCTIONS FOR THE PLIOCENE-QUARTERNARY SECTIONS OF EURASIA

Ruslan R. Gabdullin¹✉, Kirill V. Syromyatnikov², Natalya V. Badulina³,
Sofya I. Merenkova⁴, Aleksey V. Ivanov⁵, Iskander R. Migranov⁶

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; gabdullin@fgp.msu.ru✉

² Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry RAS, Moscow, Russia; sykirv@gmail.com

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; nvbadulina@mail.ru

⁴ Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; koshelevasof@mail.ru

⁵ Institute of Geography RAS; Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; Tambov State Technical University, Tambov, Russia; yashkovia@mail.ru

⁶ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; iskandermig@mail.ru

Abstract. An astrochronological (cyclostratigraphic) binding of the lithological and geochemical characteristics of Pliocene-Quaternary sediments of the Eurasian sections to the Milankovich cycles (eccentricity, obliquity of the ecliptic, precession) was carried out, an analysis of the relationship between the established variations in climate and paleotemperature with the moments of coincidence of different-order cycles of eccentricity and their paleoclimatic

characteristics was given. The results of the implementation of the results obtained during the practice in geology at the Moscow State University in Chashnikovo are shown. During the research, materials from the exposition space of the Department of Regional Geology and Earth History and the Museum of Earth Science were used. The results of the study were used in conducting an educational practice in geology in Chashnikovo, and can also be used in the dismemberment and regional and global correlation of sections, in conducting geological surveys, creating cyclostratigraphic scales of the plains and mountainous regions of Eurasia, as well as in the creation and further development of the exposition space of museums — Moscow State University Gymnasium for example.

Keywords: cyclic correlation, lithology, geochemistry, paleoclimatology, Quaternary period, Pliocene, Milankovich cycles, Faculty of Geology of Lomonosov Moscow State University, Earth Science Museum of Moscow State University, University Gymnasium of Moscow State University

For citation: Gabdullin R.R., Syromyatnikov K.V., Badulina N.V., Merenkova S.I., Ivanov A.V., Migranov I.R. High-precision cyclic correlation as a basis for detailed paleoclimatic reconstructions for the Pliocene-Quaternary sections of Eurasia. *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 4: 116–124. (In Russ.).

Введение. Для повышения точности стратиграфического расчленения разрезов и их корреляции для разрезов мезозоя и кайнозоя Северной Евразии Р.Р. Габдуллиным [Габдуллин, 2023а] была предложена циклостратиграфическая шкала с точностью до циклов эксцентриситета третьего-пятого порядков. Дальнейшим развитием этой идеи стала циклостратиграфическая шкала для четвертичных отложений с точностью до циклов эксцентриситета первого-третьего порядков [Габдуллин, 2024]. В настоящей работе проведена дальнейшая детализация циклостратиграфической шкалы — до уровня циклов прецессии оси вращения Земли длительностью около 20 тысяч лет — предельно возможного уровня циклостратиграфической (астрохронологической корреляции), а также «расширение» диапазона циклостратиграфической шкалы с точностью до циклов эксцентриситета первого-третьего порядков по плиоцен включительно. Циклостратиграфический и климатостратиграфический подход позволили решить проблему точности расчленения континентальных четвертичных отложений на примере разрезов окрестностей базы Московского университета в Чашниково, которая является полигоном для проведения практики по геологии у студентов факультета почвоведения. В частности впервые удалось привязать эти разрезы к хроностратиграфической шкале, уточнив положение отложений московского горизонта. Интересные результаты получены в ходе анализа связи импактных событий и фаз совмещения разнорядковых циклов эксцентриситета или разных типов астрономо-климатических циклов — прецессии, наклонения эклиптики и эксцентриситета.

Материалы и методы исследования. Методы, использованные в исследовании, включали анализ опубликованных источников, метод интерполяции, метод циклостратиграфической корреляции, метод высокоточной астрономо-климатической циклической корреляции, методы палеоклиматической и палеогеографической интерпретации геохимических данных.

Исследование состояло из следующих подходов: 1) создание базы данных геохимических и седиментологических параметров для четвертичных-плиоценовых отложений Евразии на основе

опубликованных и архивных данных; 2) создание базы данных для континентальных отложений Евразии квартер-плиоценового возраста в том числе с использованием результатов полевых наблюдений в северной части Московской синеклизы; 3) сравнительно-стратиграфический анализ и корреляция между глобальными и региональными палеособытиями; 4) выявление характерных особенностей седиментологических систем Евразии с акцентом на вариации климата с применением метода высокоточной планетарной корреляции.

Результаты исследования и их обсуждение. Основные результаты исследования включают создание и апробацию циклостратиграфической (астрохронологической) шкалы для четвертичных отложений, выявления уровней для высокоточной планетарной корреляции.

Циклостратиграфическая (астрохронологическая) шкала для четвертичных отложений. На рис. 1 приведена астрохронологическая корреляционная стратиграфическая схема для четвертичных и плиоценовых отложений. В ее левой части показана стратиграфическая схема расчленения четвертичных отложений России [Общая..., 2016] и в единицах международной стратиграфической шкалы [Gradstein, et al., 2020], далее показана астрохронологическая шкала циклов эксцентриситета орбиты Земли первого порядка длительностью около 100 тыс. лет. Синим цветом показаны этапы относительно холодного климата, а оранжевым — относительно теплого климата. Горизонтальными полосами красного цвета показаны фазы совмещения разнорядковых циклов эксцентриситета орбиты Земли (первого-третьего порядков), отвечающих времени относительного потепления климата, а синим — похолодания.

Рассмотрен ряд разрезов в Китае (рис. 1): неоплейстоценово-голоценовые отложения пещер Сянбао [Jin, et al., 2023], плиоцен-неоплейстоценовые отложения бассейна Куньлунь [Shwartz, et al., 2023], пьяченско-средненеоплейстоценовые осадки лесовых террас и эоплейстоцен-неоплейстоценовые отложения бассейна Зойжи [Hongxuan, et al., 2022].

Для разрезов пещер Сянбао характерны флуктуации $\delta^{18}\text{O}$, которые хорошо коррелируют с циклостратиграфической шкалой и фазами совмещения

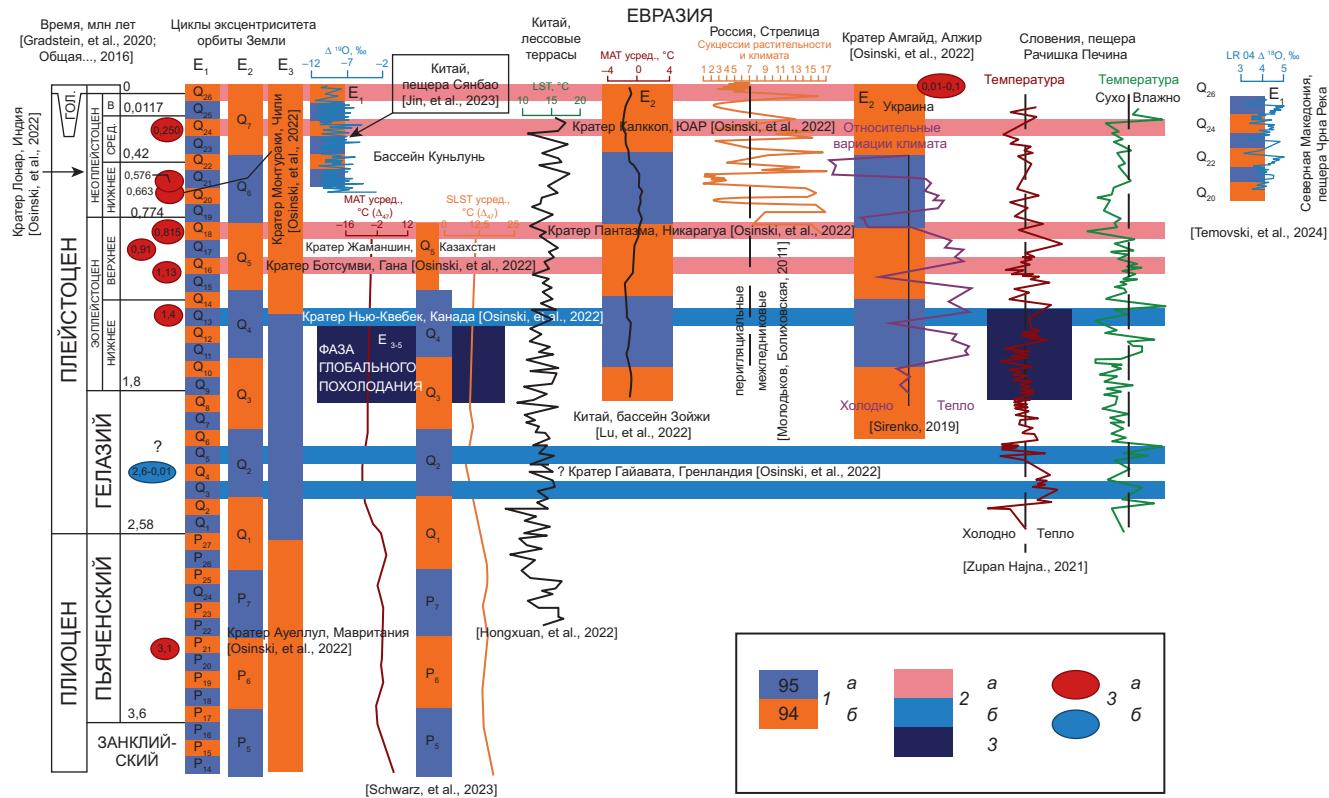


Рис. 1. Циклостратиграфическая (астрохронологическая) корреляционная стратиграфическая схема для плиоцен-четвертичных отложений. Условные обозначения: 1 — циклы эксцентриситета орбиты Земли и их номер по циклостратиграфической шкале [Габдуллин, 2023а] (а — совпадающие с фазами относительного потепления климата, б — относительного похолодания климата); 2 — фаза совпадения (совмещения) разнорядковых циклов эксцентриситета (а — отвечающие фазам относительного потепления климата, б — отвечающие фазам относительного похолодания климата, в — фаза совмещения трех разнорядковых циклов эксцентриситета третьего-пятого порядков); 3 — импактные события — ударные кратеры, астроблемы (а — время события датировано точно, б — время события датировано неточно)

разнорядковых циклов эксцентриситета (время Q_{24} и Q_{26}). По разрезу лесовых террас имеются определения температуры земной поверхности (LST), которые хорошо коррелируют с циклами эксцентриситета первого порядка (E_1), а также фазами совмещения разнорядковых циклов эксцентриситета (времена относительного похолодания — Q_3 , Q_5 , Q_{13} и относительного потепления климата — Q_{16} , Q_{18} , Q_{24} , Q_{26}). Отметим, что фаза совмещения разнорядковых циклов эксцентриситета Q_{16} хронологически совпадает с импактным событием — кратером Ботсумтви в Гане. Для разреза бассейна Зойжи имеются усредненные значения среднегодовых температур (MAT), которые хорошо отвечают циклам эксцентриситета второго порядка (E_2). Для разрезов бассейна Куньлунь вариации усредненных значений летней температуры поверхности озер (SLST Δ_{47}) и среднегодовой температуры (MAT Δ_{47}) хорошо сопоставляются с циклами эксцентриситета второго и третьего порядков (E_{2-3}), а также реагируют на фазу глобального похолодания, связанную со временем совпадения циклов эксцентриситета третьего, четвертого и пятого порядков (рис. 1, область E_{3-5} , показана темно-синим цветом).

Также рассмотрены другие районы Евразии: разрез верхнеэоплейстоценовых-голоценовых отложений Стрелица в России (Воронежская область

[Молодьков, Болиховская, 2011]), сводные данные по относительным вариациям климата Украины [Sirenko, 2019] для эоплейстоцен-средненеоплейстоценового интервала, плеистоценовые осадки Рачишка Печина в Словении [Zupan Hajna, et al., 2021] и голоцен-неоплейстоценовые отложения разреза Черна Река в Македонии [Temovski, et al., 2024].

В разрезе Стрелица установлены вариации сукцессии растительности и климата. При этом увеличение этого показателя маркирует межледниковые отложения, а его уменьшение — перигляциальные. В данном исследовании Габдуллиным Р.Р. была проведена привязка этих вариаций к шкале времени с использованием циклостратиграфической шкалы. Вариации этого параметра (сукцессии) также хорошо сопоставляются с циклостратиграфической шкалой и фазами совмещения разнорядковых циклов эксцентриситета (время Q_{26} , Q_{24} и Q_{18}).

Относительные вариации климата Украины [Sirenko, 2019] для эоплейстоцен-средненеоплейстоценового интервала хорошо сопоставляются с циклами эксцентриситета второго порядка (E_2), фазами совмещения разнорядковых циклов эксцентриситета (временами относительного похолодания — Q_{13} и относительного потепления климата — Q_{16} , Q_{18}).

Для разреза пещеры Рачишка Печина опубликованы данные по относительным вариациям темпе-

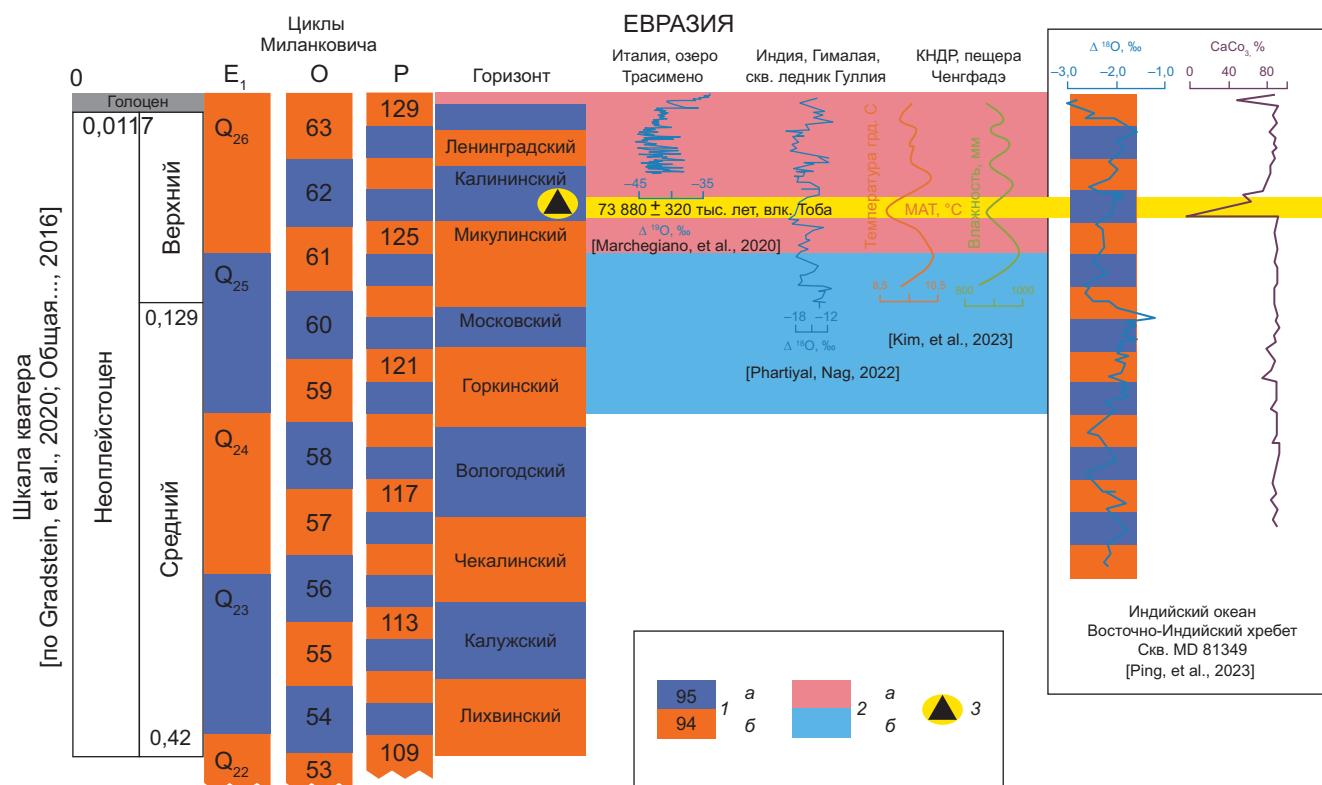


Рис. 2. Циклостратиграфическая (астрохронологическая) корреляционная стратиграфическая схема для неоплейстоцена-голоценовых отложений. Условные обозначения: 1 — циклы Миланковича (сокращения: Е₁ — эксцентриситета орбиты Земли первого порядка, О — циклы наклонения эклиптики, Р — циклы прецессии оси вращения) и их номер по циклостратиграфической шкале [Габдуллин, 2023а] (а — совпадающие с фазами относительного потепления климата, б — относительного похолодания климата); 2 — интервалы доминирования климатических условий, связанные с циклами эксцентриситета первого порядка (а — отвечающие фазам относительного потепления климата, б — отвечающие фазам относительного похолодания климата); 3 — вулканическое событие — извержение вулкана Тоба в Индонезии

ратуры и влажности, которые хорошо коррелируют с циклостратиграфической шкалой и фазами совмещения разнорядковых циклов эксцентриситета (времена относительного похолодания — Q₃, Q₅, Q₁₃ и относительного потепления климата — Q₁₆, Q₁₈, Q₂₄), а также реагируют на фазу глобального похолодания, связанную со временем совпадения циклов эксцентриситета третьего, четвертого и пятого порядков (рис. 1, область Е₃₋₅, показана темно-синим цветом).

Для разреза Черна Река характерны вариации $\delta^{18}\text{O}$, которые хорошо коррелируют с циклостратиграфической шкалой и фазами совмещения разнорядковых циклов эксцентриситета (время Q₂₄ и Q₂₆).

Циклы Миланковича генерировали многочисленные фазы оледенения и межледниковых в глобальном масштабе и в Евразии в частности, определяя динамику гляциальных и перигляциальных районов, а также полярных и приполярных областей Российской Федерации. Рассмотрим теперь более детально возможности цикло-(астро)хронологической корреляции на уровне циклов прецессии (длительность около 20 тыс. лет), наклонения эклиптики (длительность около 40 тыс. лет) и циклов эксцентриситета первого порядка (около 100 тыс. лет).

На рис. 2 показана корреляционная шкала времени для голоцена и неоплейстоцена с указанием

горизонтов [Общая..., 2016; Gradstein, et al., 2020], геологических событий — извержение вулкана Тоба (73880 ± 320 лет назад [Ping, et al., 2023]) и импактных событий (об этом будет написано ниже) и с циклостратиграфической шкалой (показаны циклы прецессии, наклонения эклиптики и эксцентриситета орбиты Земли). Рассмотрены разрезы голоцена и верхнего неоплейстоцена озера Трасимено в Италии [Marchegiano, et al., 2020] и скважины на леднике Гуллия в Гималах в Индии [Phartiyal, Nag, 2022], а также пещеры Ченгфадэ в КНДР [Kim, et al., 2023]. Для сравнения, для разреза скважины MD81349, пробуренной в районе Восточно-Индийского хребта в Индийском океане [Ping, et al., 2023], имеются данные по содержанию $\delta^{18}\text{O}$ и CaCO_3 . Распределение CaCO_3 фиксирует резкий отрицательный экскурс в момент извержения вулкана Тоба, а вариации $\delta^{18}\text{O}$ показывают умеренно хорошую корреляцию с циклами прецессии.

Вариации $\delta^{18}\text{O}$ по разрезам в Италии и Индии хорошо коррелируют с циклостратиграфической шкалой (например, циклами прецессии (Р-цикли), циклами наклонения эклиптики (О-цикли) и фазами совмещения разнорядковых циклов Миланковича. В частности, во время последнего на данный момент цикла прецессии — Р₁₂₉, отвечающего относительному потеплению климата виден отрица-

Шкала квадрата [по Gradstein, et al., 2020; Общая..., 2016]

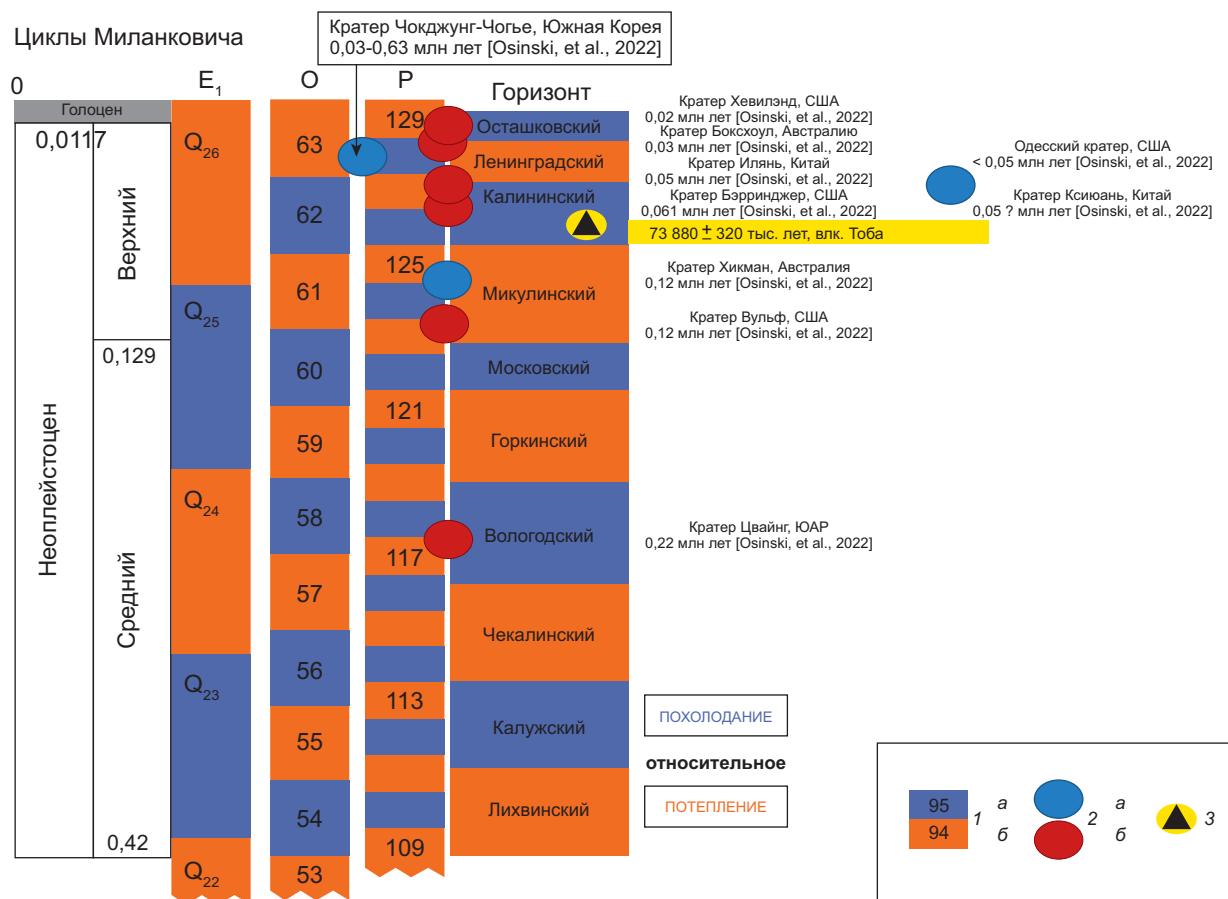


Рис. 3. Циклостратиграфическая (астрохронологическая) и событийная корреляционная стратиграфическая схема для неоплейстоцен-голоценовых отложений. Условные обозначения: 1 — циклы Миланковича (сокращения: Е₁ — эксцентриситета орбиты Земли первого порядка, О — циклы наклонения эклиптики, Р — циклы прецессии оси вращения) и их номер по циклостратиграфической шкале [Габдуллин, 2023а] (а — совпадающие с фазами относительного потепления климата, б — относительного похолодания климата); 2 — импактные события — ударные кратеры, астроблемы (а — время события датировано точно, б — время события датировано неточно); 3 — вулканическое событие — извержение вулкана Тоба в Индонезии

тельный экскурс на кривых $\delta^{18}\text{O}$. По разрезу пещеры Ченгфадэ в КНДР имеются данные по среднегодовой температуре (МАТ) и влажности, флюктуации которых хорошо сопоставляются с циклостратиграфической шкалой (циклами прецессии, наклонения эклиптики и эксцентриситета и их границам, в частности границе циклов эксцентриситета Q_{25} и Q_{26}), фазами их совмещения, границами горизонтов, отвечающих интервалам относительного потепления и похолодания (например, микулинского и калининского), геологическими событиями — к примеру, фиксируется относительное похолодание климата после извержения вулкана Тоба в Индонезии (около 74 тыс. лет назад) и падения метеорита в кратер Бэрриджер в Аризоне, США (около 50 тыс. лет назад).

Импактные события и фазы совмещения разнорядковых циклов эксцентриситета. При анализе хронологического распределения импактных структур установлено, что часть из них совпадает по времени с фазами совмещения разнорядковых циклов эксцентриситета Земли. Например (рис. 1), возраст кратера Амгайд в Алжире оценивается [здесь и далее по Osinski, et al., 2022] 0,01–0,1 млн

лет назад, что коррелирует со временем совмещения трех разнорядковых циклов (Q_{26}). Возраст астроблемы Калккот (ЮАР) оценивается около 0,25 млн лет назад, что коррелирует со временем совмещения трех разнорядковых циклов (Q_{24}), астроблемы Пантазма в Никарагуа — в 0,815 млн лет назад, что, свою очередь коррелирует со временем совмещения трех разнорядковых циклов (Q_{18}), а кратер Ботсумви в Гане с возрастом около 1,13 млн лет назад — со временем совмещения трех разнорядковых циклов (Q_{16}). Астроблемы Лонар в Индии (0,576 млн лет назад) и Монтураки в Чили (0,663 млн лет назад) коррелируют со временем совпадения двух разнорядковых циклов эксцентриситета (Q_{21}). Кратер Нью-Квебек в Канаде возрастом около 1,4 млн лет назад отвечает времени совмещения трех разнорядковых циклов (Q_{13}). Возраст астроблемы Гайавата в Гренландии оценивается в интервале 2,6–0,01 млн лет и он может отвечать времени совмещения трех разнорядковых циклов (Q_3 или Q_5). Кратер Айеллул в Мавритании с возрастом около 31 млн лет назад коррелируют со временем совпадения двух разнорядковых циклов эксцентриситета (P_{21}).

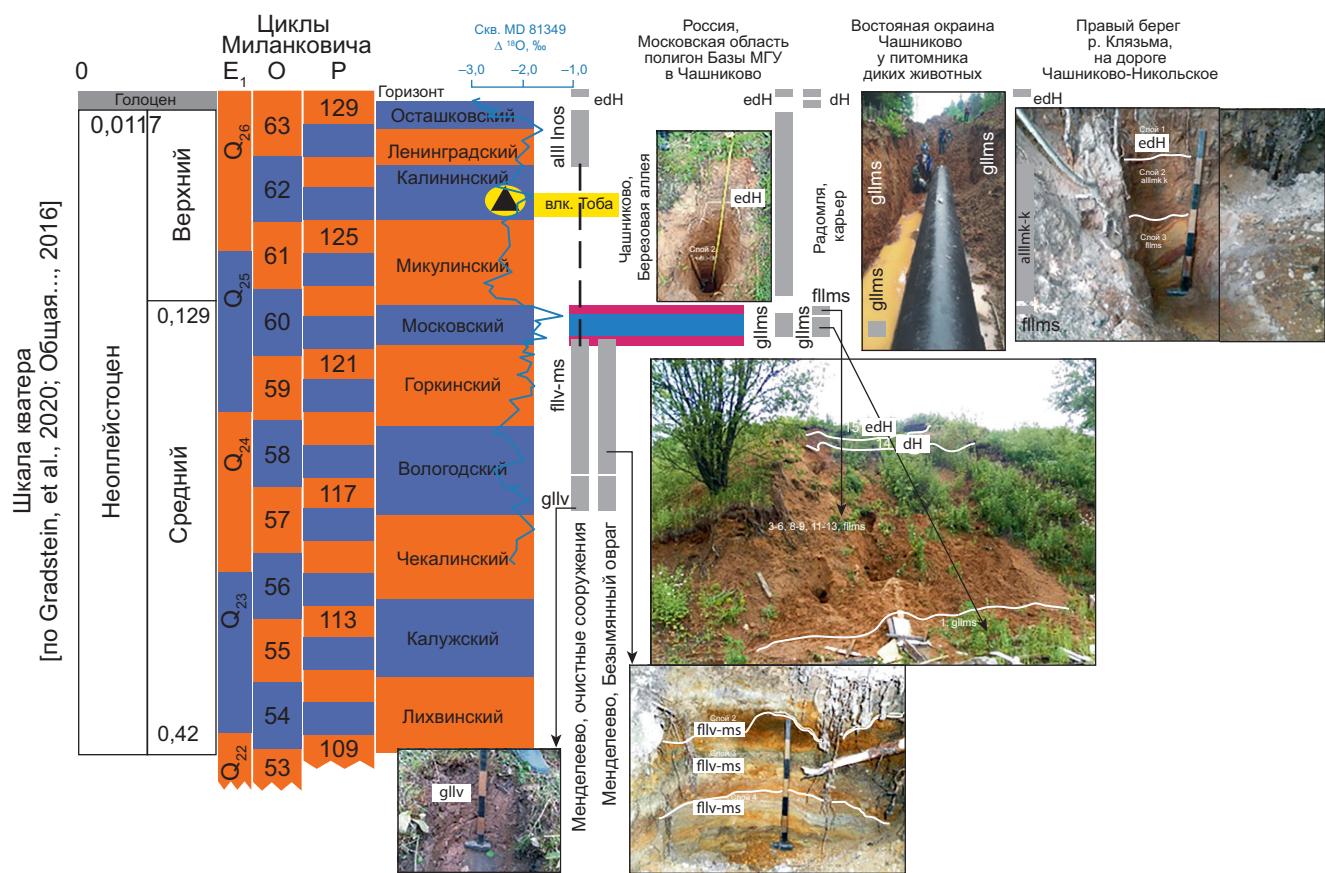


Рис. 4. Циклостратиграфическая (астрохронологическая) и событийная корреляционная стратиграфическая схема для разрезов неоплейстоцен-голоценовых отложений северной части Московской синеклизы. Условные обозначения и сокращения приведены на рис. 1–3. Примечание: для московского горизонта выделены этапы относительного потепления (красная полоса) и похолодания (синяя полоса)

На рис. 3 показаны импактные события в диапазоне среднего и позднего неоплейстоцена — в частности в США астроблема Хэвиленд (возраст 0,02 млн лет, здесь и далее по [Osinski, et al., 2022]), кратер Бэрринджер (возраст 0,061 млн лет), Вулф Крик (возраст 0,12 млн лет), а также кратер Цвайнг в ЮАР (возраст 0,22 млн лет), которые совпадают со временем смены циклов прецессии, Хэвиленд — со временем совмещения циклов прецессии, наклонения эклиптики и эксцентриситета, а Цвайнг — со временем совпадения циклов прецессии и наклонения эклиптики. Астроблемы Боксхоул в Австралии (возраст 0,03 млн лет) и Ильянь в Китае (возраст 0,05 млн лет) близки по своему времени образования к границам циклов прецессии. Ряд кратеров, например, Ксиюань в Китае (возраст 0,05–5 млн лет), Одесский кратер в США (возраст <0,05 млн лет) и кратер Чокджунг-Чогъе в Южной Корее (возраст 0,03–0,63 млн лет) не имеют точных датировок времени своего образования и могут соответствовать времени границ циклов прецессии или совпадения разных циклов Миланковича (прецессии, наклонения эклиптики и эксцентриситета).

Практическое приложение полученных результатов при проведении учебной практики по геологии. На рис. 4 показана хроностратиграфическая привязка ряда разрезов четвертичных отложений

из окрестностей деревни Чашниково Солнечногорского городского округа Московской области, где на базе Московского университета проводится практика по геологии для студентов факультета почвоведения [Габдуллин, 2023б; Панина, Зайцев, 2022]. Такая хроностратиграфическая привязка этих разрезов сделана впервые. Для более детальной привязки была использована циклостратиграфическая шкала и кривая содержания $\delta^{18}\text{O}$ [Ping, et al., 2023]. В частности, хроностратиграфически привязаны разрезы в окрестностях Менделеево в безымянном овраге и над очистными сооружениями. В них вскрываются коричневые суглинки и глины вологодского горизонта (gIIv) ледникового генезиса, которые несогласно перекрываются пестро окрашенными в разной степени сортированными (степень сортировки увеличивается вверх по разрезу) разнозернистыми песками с подчиненными прослойками супесей и суглинков вологодского-московского горизонта (flIV-ms) водно-ледникового генезиса. Выше — в разрезе у очистных сооружений обнажаются хорошо сортированные пески ленинградско-осташковского горизонта (aIIIln-os) первой надпойменной террасы (аллювиального генезиса). Почти повсеместно сверху развиты отложения почвенного слоя (edH).

Также был изучен разрез в заброшенном карьере у села Радомля, в котором вскрываются ледниковые



Рис. 5. Фрагмент экспозиционного пространства на пятом этаже главного здания Московского университета, посвященный геологической истории Земли и подготовленный сотрудниками и студентами кафедры региональной геологии и истории Земли

отложения московского горизонта, представленные кирпично-красными суглинками (gIIms), несогласно перекрыты водно-ледниками пестро окрашенными в разной степени сортированными разнозернистыми (степень сортировки увеличивается вверх по разрезу) песками московского горизонта (fIIms). Выше залегают супеси делювиального генезиса (dH). Хороший разрез ледниковых суглинков московского горизонта (gIIms) непродолжительное время было возможно наблюдать в ходе прокладки трубопровода в одной из траншей на восточной окраине деревни Чашниково у питомника (центра реабилитации) диких животных. Разрез хорошо сортированных песков второй надпойменной террасы (аллювиального генезиса) микулинско-калининского горизонтов (aIIImk-k) изучен на правом берегу реки Клязьмы на грунтовой дороге Чашниково — Никольское. Они несогласно залегают на неравномерно зернистых, плохо сортированных песках московского горизонта (fIIms) водно-ледникового генезиса. В окрестностях базы Московского университета на северной окраине деревни Чашниково на березовой аллее в серии шурfov вскрывается разрез покровных суглинков (vdII-III) среднего-верхнего неоплейстоцена.

С использованием циклостратиграфической шкалы и кривой вариации содержания $\delta^{18}\text{O}$ [Ping, et al., 2023], на которой по экскурсам можно выделить моменты относительного потепления климата, отвечающие межледниковью и относительного похолода, соответствующие оледенению, удалось уточнить положение разрезов этих отложений московского горизонта относительно шкалы времени, а также впервые привязать все упомянутые разрезы к циклохроностратиграфической шкале.

Сама практика по геологии у студентов факультета почвоведения является междисциплинарной, а ее экологический аспект — осмыслением научного наследия В.И. Вернадского [Габдуллин, 2023б].

Использование музеиного пространства для проведения исследования и внедрение результатов работ при подготовке экспозиций. При проведении исследования были использованы материалы экспозиционного пространства кафедры региональной геологии и истории Земли и музея Землеведения.

В рекреации пятого этажа главного здания Московского университета имени М.В. Ломоносова студентами и сотрудниками кафедры региональной геологии и истории Земли подготовлены витрины, экспонирующие геологическую историю развития Земли (рис. 5).

Специфика новейшего этапа развития Земли и жизни на ней, охватывающего плиоцен-четвертичное время, обширно представлена в Музее землеведения МГУ комплексом соответствующих стендов и витрин в синтезе с собранием специально изготовленных тематических живописных и скульптурных произведений. При этом основную ценность составляет фонд обширных коллекций четвертичной фауны, моренных материалов и т.д., собранных как посредством специально организованных экспедиций, так и переданных музею организациями и частными лицами [Вернадизм..., 2023; Иванов и др., 2023].

В порядке модернизации экспозиции возможно предложить внедрение полученных новых данных в музейном пространстве: разработку адаптированной версии хроно- и магнитостратиграфической шкалы в синтезе с циклостратиграфическими (астрохронологическими) построениями и частотностью импактных событий для новейшего этапа эволюции Земли и экосистем, схематизированную модельную реконструкцию ритмичности «климатической машины» планеты с отражением опасных глобальных природных процессов и др. Вариации представления могут быть от классического стендса до интерактивной цифровой версии с обязательным сопровождением расположенным в непосредственной близости натурным материалом на витринах и подиумах. Возможны оригинальные пространственные музейные решения по примеру апробированной ранее авторами идеи создания «Микропарка ледникового периода» под открытым небом в кампусе университета как элемента НОЦ «Музей естествознания» Саратовского ГТУ [Иванов и др., 2019].

Отдельной задачей может позиционироваться разработка специальных коллекций по научно-образовательному полигону МГУ «Чашниково» с отражением новейших представлений. Знакомство студентов с такими определенным образом подобранными эмпирическими материалами может в перспективе стать необходимой стадией подготовки к их непосредственным работам на местности в режиме учебной практики.

Наиболее эффективно эти во многом экспериментальные новации можно воплотить с помощью начинающих исследователей в рамках проекта «Мо-

лодежный музей», а в качестве пилотной площадки рассматривать зал Восточно-Европейской равнины.

Полученные научные данные будут использованы также при подготовке экспозиционного пространства Университетской гимназии МГУ.

В настоящее время в Московском университете развивается проект по созданию «Молодежного музея» как системы экспериментальных исследовательских площадок, в формате которых могут реализовать свои научно-творческие потенции в кооперации начинающие ученые и их зрелые наставники. Особое внимание в этой связи будет обращено на тематику развития региональных и глобальных систем и процессов в плеистоценовое время как яркий показательный во многих отношениях этап эволюции Земли, жизни и зародов человечества. Для достижения этой цели на площадке Университетской гимназии МГУ возможно предложить ряд наиболее выразительных и актуальных тематик, практически связанных с глобальной безопасностью общепланетарного социума: климатические изменения и роль криосферы (оледенения, колебания уровня океана и внутренних водоемов на примере Каспия), связь каскадов импактных событий с циклами Миланковича и других. Отдельной задачей является разработка в «Молодежном музее» материалов с новыми данными по научно-образовательному полигону МГУ «Чашниково».

Заключение. Впервые методологическитвержден метод высокоточной циклостратиграфической корреляции на аэрофотоснимках разрезах отложений четвертичной системы и плиоцене с акцентом на разнопорядковые циклы эксцентризита орбиты Земли и другие циклы Миланковича — наклонения эклиптики и прецессии оси вращения, что дает возможность высокоточной корреляции внутри континентальных отложений, а также несет потенциал для уточнения и дополнение палеоклиматической летописи в приложении к изучению поведения геосистем в условиях глобальных климатических изменений.

Определены корреляционные маркеры для высокоточной планетарной корреляции осадков четвертичной системы. Ими выступают этапы относительного потепления климата — Q_{26} , Q_{24} и Q_{16} и относительного похолодания — Q_{13} , Q_5 и Q_3 , которые соответствуют фазам совмещения разнопорядковых циклов эксцентризита орбиты Земли, а также моменты совмещения разных циклов Миланковича (эксцентризита первого порядка, наклонения эклиптики и прецессии) — P_{129} , P_{125} , P_{119} , P_{117} , P_{109} , отвечающие моментам относительного потепления климата, и P_{122} , P_{114} и P_{108} — фазам относительного похолодания климата (рис. 3). При этом фазы P_{129} , P_{125} , P_{117} маркированы импактными событиями.

При анализе хронологического распределения импактных структур установлено, что большая часть из них совпадает по времени своего образования с фазами совмещения разнопорядковых циклов

эксцентризита Земли или с моментами совмещения разных циклов Миланковича — прецессии, наклонения эклиптики и эксцентризита, маркируя тем самым эти рубежные моменты геологической истории.

Вариации содержания $\delta^{18}\text{O}$ и CaCO_3 , а также летней температуры поверхности вод (SLST°C), среднегодовой температуры (MAT°C), температуры поверхности суши (LST°C, TEX₈₆SST), сукцессии растительности и климата и относительные вариации температуры и влажности хорошо коррелируют с циклостратиграфической шкалой, с фазами совмещения разнопорядковых циклов эксцентризита, а также с извержением вулкана Тоба в Индонезии.

С использованием циклостратиграфической шкалы и кривой вариации содержания $\delta^{18}\text{O}$ удалось впервые провести привязку разрезов четвертичных отложений к хроностратиграфической и циклостратиграфической шкалам времени, а также уточнить положение разрезов отложений московского горизонта относительно шкалы времени.

Результаты исследования использованы при проведении учебной практики по геологии в Чашниково, а также могут быть применены при расчленении, региональной и глобальной корреляции разрезов, при проведении геологической съемки, создании циклостратиграфических шкал равнинных и горных областей Евразии, а также при дальнейшем развитии экспозиционного пространства музеев.

При проведении исследования были использованы материалы экспозиционного пространства кафедры региональной геологии и истории Земли и музея Землеведения. Полученные научные данные также будут использованы при подготовке экспозиционного пространства Университетской гимназии МГУ.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Программы развития МГУ, проект № 23-Ш02-17 «Разработка основ создания, функционирования и развития комплексного научно-просветительского университетского молодежного музея на примере МГУ имени М.В. Ломоносова». Проект реализуется в рамках НОШ МГУ (Ш02): Междисциплинарная научно-образовательная школа «Сохранение мирового культурно-исторического наследия». Участие С.И. Меренковой осуществлялось в рамках темы государственного задания ИО РАН FMWE-2024-0020, участие К.В. Сыромятникова — при финансовой поддержке госзадания ГЕОХИ РАН, участие Н.В. Бадулиной — в рамках темы государственного задания № АААА-А16-116033010119-4 «Геодинамика полярных и приполярных областей Российской Федерации», участие А.В. Иванова осуществлялось при финансовой поддержке государственных заданий Музея землеведения МГУ № АААА-А16-116042010089-2 «Биосферные функции экосистем, их компонентов и рациональное природопользование» (научный руководитель,

проф. А.В. Смурров) и № АААА-А16-116042710030-7 «Музееведение и образование музеиними средствами в области наук о Земле и жизни» (научный руководитель, проф. В.В. Снакин), в рамках темы государственного задания Института географии РАН

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вернадизм в современном университете. Опыт мобильно-сетевых научно-просветительских проектов / А.В. Иванов, А.В. Козачек, В.Е. Бредихин, С.А. Струлев, Н.Е. Беспалько, Ю.М. Батурина, И.А. Воликова, Е.Е. Захаров, Н.Н. Колотилова, М.Н. Краснянский, Н.В. Молоткова, Д.Ю. Муромцев, В.В. Снакин, А.В. Сузюмов, А.А. Тишков, И.А. Яшков / Под ред. А.В. Иванова, А.В. Козачека. М.; Тамбов: Издательский центр ФГБОУ ВО «ТГГУ», 2023. 200 с. (Бюллетень Секции В.И. Вернадского Комиссии Российской академии наук по изучению научного наследия выдающихся ученых. Т. 1).

Габдуллин Р.Р. Высокоточная циклическая корреляция разрезов фанерозоя Северной Евразии как основа для актуальных палеогеографических и палеоклиматических реконструкций: Дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 2023а. 550 с.

Габдуллин Р.Р. Наследие В.И. Вернадского в области почвоведения и геологии при проведении учебной практики на базе МГУ в Чашниково // Ноосфера. 2023б. № 1. С. 182–187.

Габдуллин Р.Р., Сыромятников К.В., Бадулина Н.В. и др. Высокоточная циклическая корреляция как основа детальных палеоклиматических реконструкций для четвертичного времени // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 3. С. 33–41.

Иванов А.В., Смурров А.В., Снакин В.В. и др. Музейная выставка «Живое вещество в геосферах» к 160-летию со дня рождения В.И. Вернадского // Жизнь Земли. 2023. Т. 45, № 3. С. 441–461. DOI: 10.29003/m3560.0514-7468.2023_45_3/441-461.

Иванов А.В., Яиков И.А., Романова Е.Г. Музей естествознания Гагаринского университета. Краткий альбом-путеводитель. Саратов: СГТУ имени Ю.А. Гагарина, 2019. 77 с.

Молодьков А.Н., Болиховская Н.С. Климато-хроностратиграфическая схема неоплейстоцена Северной Евразии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. 2011. Вып. 3. С. 44–77.

Общая стратиграфическая шкала и методические проблемы разработки региональных стратиграфических шкал России. Материалы Межведомственного рабочего совещания. Санкт-Петербург, 17–20 октября 2016 г. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 196 с.

Панина Л.В., Зайцев В.А. Учебно-методическое пособие по проведению геолого-геоморфологической практики в районе Чашниковой впадины (геология, геоморфология и современные геологические процессы). М.: Пере, 2022. 154 с.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. Geologic Time Scale. 2020. eBook ISBN: 9780128243619.

FMWS-2024-0007 (1021051703468-8) «Биотические, географо-гидрологические и ландшафтные оценки окружающей среды для создания основ рационального природопользования», научный руководитель член-корр. РАН А.А. Тишков.

Hongxuan L., Weiguo L., Hong Y., et al. Decoupled Land and Ocean Temperature Trends in the Early-Middle Pleistocene // Geophysical Research Letters. 2023. Vol. 49. DOI: 10.1029/2022GL099520.

James S., Chandran S.R., Santosh M., et al. Meteorite impact craters as hotspots for mineral resources and energy fuels: A global review // Energy Geoscience. 2022. Vol. 3, No. 2. P. 136–146.

Jin L., Ganopolski A., Willeit M., et al. Decoupled orbital-scale variability of late Pleistocene-Holocene monsoonal circulation and rainfall in East Asia // Science Bulletin. 2023. Vol. 68, Iss. 9. P. 897–901.

Kim S.Ch., Choe R.S., Kim I.N., et al. Late Pleistocene spore-pollen record and climatic change at the Chongphadae Cave Site, Democratic People's Republic of Korea // Journal of Palaeogeography. 2023. Vol. 12, Iss. 4. P. 624–636.

Marchegiano M., Horne D., Gliozzi E., et al. Rapid Late Pleistocene climate change reconstructed from a lacustrine ostracod record in central Italy (Lake Trasimeno, Umbria) // Boreas. 2020. Vol. 49. P. e10.1111/bor.12450.

Osinski G.R., Grieve R.A.F., Ferrière L., et al. Impact Earth: A review of the terrestrial impact record // Earth-Science Reviews. 2022. Vol. 232. P. e104112.

Phartiyal B., Nag D. Sedimentation, tectonics and climate in Ladakh, NW Trans-Himalaya—with a special reference to Late Quaternary Period // Geosystems and Geoenvironment. 2022. Vol. 1. Iss. 4. P. e100031.

Ping Z., Haisheng L., Shengli H., et al. Marine Calcareous Biological Ooze Thermoluminescence and Its Application for Paleoclimate Change since the Middle Pleistocene // Water. 2023. Vol. 15. P. e2618.

Schwarz F., Salzmann U., Cheng F., et al. High altitude Pliocene to Pleistocene vegetation and climate change of the Kunlun Pass Basin, NE Tibetan Plateau // Global and Planetary Change. 2023. Vol. 223. P. e104078.

Sirenko O. Changes in Pleistocene vegetation and climate of Ukraine in the range of 1.8–0.4 million years // Journal of Geology, Geography and Geoecology. 2019. Vol. 28, Iss. 2. P. 355–366.

Temovski M., Wieser A., Marchhart O., et al. Pleistocene valley incision, landscape evolution and inferred tectonic uplift in the central parts of the Balkan Peninsula — Insights from the geochronology of cave deposits in the lower part of Crna Reka basin (N. Macedonia) // Geomorphology. 2024. Vol. 445. P. e108994.

Zupan Hajna N., Mihevc A., Bosák P., et al. Pliocene to Holocene chronostratigraphy and palaeoenvironmental records from cave sediments: Račiška pećina section (SW Slovenia) // Quaternary International. 2021. Vol. 605–606. P. 5–24.

УДК 550.4.02

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2024-63-4-125-128

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ КАДМИЯ В РЕЧНЫХ ВОДАХ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ЕГО СОДЕРЖАНИЯХ (РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛЬНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА)

Ольга Юрьевна Дроздова^{1✉}, Михаил Михайлович Карпухин²,
Сергей Анатольевич Лапицкий³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; drozdova@geol.msu.ru[✉]

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; kmm82@yandex.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия; lapitsky@geol.msu.ru

Аннотация. Приведены данные по распределению форм нахождения кадмия при возможном возрастании техногенной нагрузки. Проведенные эксперименты позволили смоделировать особенности перераспределения химических форм кадмия в речных водах при поступлении его в концентрациях, превышающих предельно допустимые концентрации (ПДК). Показано, что большая часть внесенного кадмия может переходить из растворенной формы во взвешенную, тем самым способствуя осаждению на дно взвешенных частиц при низких скоростях потока.

Ключевые слова: кадмий, речные воды, формы миграции, растворенное органическое вещество

Для цитирования: Дроздова О.Ю., Карпухин М.М., Лапицкий С.А. Формы нахождения кадмия в речных водах при различных его содержаниях (результаты модельного эксперимента) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2024. № 4. С. 125–128.

SPECIATION OF CADMIUM IN RIVER WATERS AT DIFFERENT CONTENTS (MODEL EXPERIMENT RESULTS)

Olga Yu. Drozdova^{1✉}, Mikhail M. Karpukhin², Sergey A. Lapitskiy³

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; drozdova@geol.msu.ru[✉]

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; kmm82@yandex.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; lapitsky@geol.msu.ru

Abstract. The data of cadmium forms with a possible increase in technogenic load are presented. The experiments carried out made it possible to simulate the features of the redistribution of chemical forms of cadmium in river waters when it enters in concentrations exceeding the maximum permissible concentrations (MPC). It has been shown that most of the introduced cadmium can pass from dissolved to suspended form, thereby promoting the deposition of suspended particles to the bottom at low flow rates.

Keywords: cadmium, rivers, migration forms, dissolved organic matter

For citation: Drozdova O.Yu., Karpukhin M.M., Lapitskiy S.A. Speciation of cadmium in river waters at different contents (model experiment results). *Moscow University Geol. Bull.* 2024; 4: 125–128. (In Russ.).

Введение. Поступление техногенных веществ в данное время является постоянно действующим фактором, приводящим к изменению биологических сообществ и преобразующим природные экосистемы в целом. Соединения кадмия способны аккумулироваться в живых организмах, вызывая дегенеративные изменения в органах и тканях, а также нарушая фосфорно-кальциевый обмен [Cullen, Maldonado, 2013].

Основным источником поступления кадмия в поверхностные воды является процесс выщелачивания из полиметаллических и медных руд, а также из почв. Кадмий активно используется при производстве некоторых пигментов, фосфатных удобрений и фунгицидов, но особенно — в никель-кадмииевых батареях и, следовательно, значительные количества кадмия попадают в природную среду

вместе со сточными водами этих производств [Моисеенко, Гашкина, 2018]. В водных средах кадмий, как и другие тяжелые металлы, может находиться в трех основных формах: взвешенной, коллоидной и растворенной, соотношение между которыми в основном определяется не только кислотно-щелочными и окислительно-восстановительными условиями, но и содержанием органических веществ [Варшал и др., 1979; Орлов, 1993; Роева и др., 1996; Drozdova, et al., 2017]. При попадании в водный объект ионные формы металлов могут переходить в коллоидную форму за счет физико-химических взаимодействий, и в таком виде они могут переноситься на расстояния до сотен километров [Кашутина и др., 2022]. Поэтому для оценки допустимого антропогенного воздействия на водные экосистемы необходима информация не только о концентрациях, но и формах

нахождения металлов при различных физико-химических условиях [Гарькуша и др., 2018].

Получение новых данных о закономерностях миграции металлов и их влияния на микробиологическое сообщество в природных водах существенно влияет на достоверность прогнозов изменения состояния этих экосистем при возможном возрастании антропогенной нагрузки. Данная работа направлена на оценку форм нахождения кадмия в речных водах при возрастании техногенной нагрузки. Проведенные эксперименты позволили смоделировать возможность самоочищения и перераспределения форм кадмия в речных водах, различающихся содержанием растворенного органического вещества.

Материалы и методы исследований. Исследование проводили с образцами вод р. Сеньга (отбор проводился во Владимирской области) и р. Дон (отбор проводился в Липецкой области). Растворенное органическое вещество (РОВ) этих рек существенно отличается по природе: у Сеньги основным источником РОВ является водосборная территория, в то время как в РОВ р. Дон преобладают вещества автохтонного происхождения, из-за активной продукции гидробионтов. Отбор и консервация проб вод производились в период летней межени в соответствии с ГОСТ 31861-2012. Образцы отбирали в стерильные емкости, пробы для определения кадмия подкисляли HNO_3 сразу после отбора.

В образцах определяли: электропроводность (кондуктометр Hanna HI 9033), значения pH (рН-метр Hanna HI 9025), содержание основных анионов (на ионном хроматографе Dionex ICS-2000, "Thermo"), основных катионов и кадмия (на оптическом эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой Agilent 5110 ICP-OES), растворенного органического углерода (РОУ) (на анализаторе LiquiTOC-trace, "Elementar"). Содержания гуминовых веществ (ГВ) в пробах определяли по реакции их связывания с красителем Толуидиновый синий [Sheng, et al., 2007] с детектированием максимумов спектров образующихся комплексов при 630 нм на спектрофотометре Jenway. Определения количества катионных, анионных и нейтральных соединений кадмия проводили методом ионообменной хроматографии с использованием смол: ДЭАЭ-целлюлозы ("Sigma Aldrich") и Dowex 50 WX 8, 200–400 меш ("Serva") [Линник и др., 2006].

Для определения возможных изменений форм Cd при возможном загрязнении рек были проведены лабораторные эксперименты по введению дополнительных количеств кадмия в образцы изучаемых рек. Для этого раствор хлорида кадмия

вносили в образцы исследуемых вод, так чтобы конечная концентрация металла составляла 0; 0,5; 1; 15; 25 и 50 мкг/л. Кадмий СанПиНом отнесен ко 2-му классу опасности и его предельно допустимая концентрация (ПДК) для объектов рыбохозяйственного назначения составляет 1 мкг/л. Таким образом, эксперименты были проведены с концентрациями Cd, превышающими ПДК в 15, 25 и 50 раз.

После наступления равновесия в системе (в течение суток) образцы последовательно фильтровались через фильтры «Millipore» с различным размером пор 0,45 мкм, 30 и 10 кДа (которые соответствуют 450, 42 и 14 нм).

Для расчета форм нахождения кадмия использовали программу Visual MINTEQ версии 3.1 для Windows [Gustafsson, 2013]. При проведении расчетов использовались полученные основные гидрохимические характеристики (рН, содержание растворенных катионов, анионов, железа, органического углерода).

Коэффициенты скорости самоочищения воды за сутки K (1/сут), рассчитывали по формуле:

$$K = \frac{1}{t} \ln \left(\frac{C_1}{C_0} \right), \quad (1)$$

где C_0 — начальная концентрация растворенных форм кадмия в воде <0,45 мкм, мкг/л; C_1 — концентрация растворенных форм кадмия (<0,45 мкм) после окончания эксперимента, мкг/л, t — сутки.

Результаты исследований и их обсуждение. Основные гидрохимические характеристики изучаемых природных вод представлены в табл. 1. Исследуемые воды рек относятся к гидрокарбонатному классу кальциевой группы [Алекин, 1970].

Исследуемые реки существенно отличаются по содержанию органического углерода (32,5 мг/л в р. Сеньга, 6,2 мг/л в р. Дон) и гуминовых веществ (21 мг/л в р. Сеньга, 5 мг/л в р. Дон). По полученным значениям показателей C/N (32,8) и SUVA₂₅₄ (4,3) в реке Сеньга основным источником РОВ является водосборная территория. Низкая величина C/N для пробы из реки Дон (3,8) близка к отношению C/N для бактерий 3,4–4,4 [Бейли, Оллис, 1989], что говорит о преобладании автохтонного РОВ, в том числе из-за активной продукции гидробионтов.

Исходные содержания Cd составляют 0,04 и 0,01 мкг/л в водах р. Сеньга и Дон, соответственно. Результаты ионообменной хроматографии показали, что в растворенной форме (во фракции <0,45 мкм) кадмий преимущественно находится в анионной форме — 86 в р. Сеньга и 42% в р. Дон. При этом проведенные расчеты с использованием программы фи-

таблица 1

Основные гидрохимические характеристики исследуемых вод

Река	рН, ед.	α , мкСм/см	РОУ	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	F^-	NO_3^-
			мг/л									
Сеньга	7,0	56	32,5	1,5	5,4	24,6	8,1	43,5	5,1	4,8	0,4	2,7
Дон	7,9	337	3,1	2,5	8,6	59,7	23,1	150,1	11,1	83,1	0,4	3,4

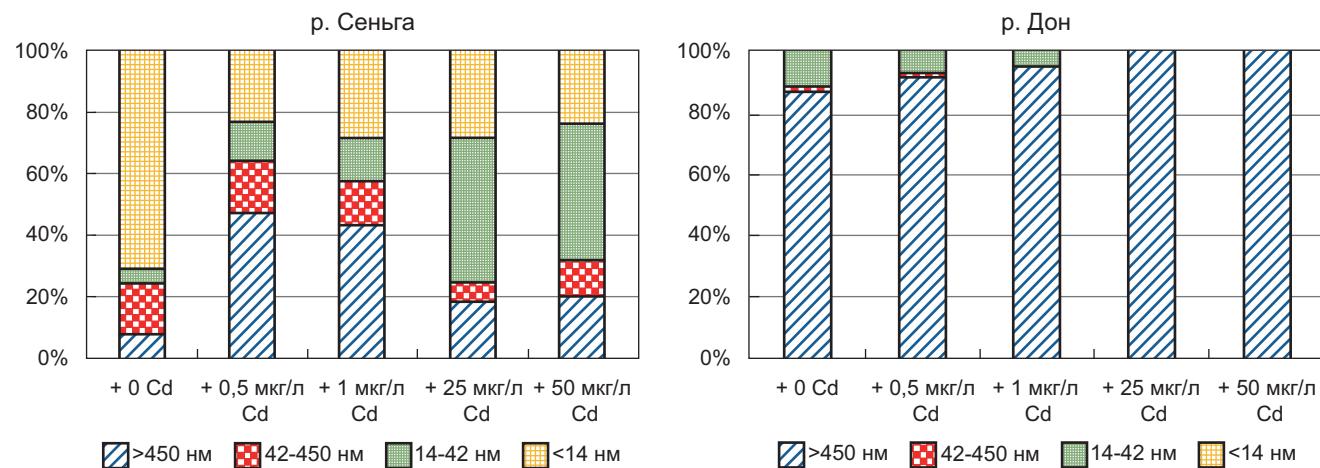


Рисунок. Изменения распределения Cd по размерным фракциям в исследованных водах в ходе экспериментов

зико-химического моделирования Visual MINTEQ показали, что большая часть Cd (91–92%) в обеих исследованных реках представлена комплексами с органическими лигандами.

Величины pH, контролируемые до и после экспериментов, менялись в относительно небольшом диапазоне — от 7,0 до 7,3 для р. Сеньга и от 7,8 до 8,0 для р. Дон.

Проведенные эксперименты показали, что введение в воды рек Cd вызывает увеличение доли его высокомолекулярных соединений (рисунок). Наблюдалось снижение концентрации кадмия в растворенном состоянии к концу экспериментов, более заметное в водах р. Сеньга: содержание растворенного кадмия (<0,45 мкм) в воде р. Дон уменьшилось на 12%, а в р. Сеньга на 17%. При этом в водах Сеньги наблюдалась большая стабильность коллоидов (фракция 14–450 нм), по сравнению с р. Дон. Скорее всего, полученные результаты связаны с большим содержанием гуминовых веществ в данной реке, которые могут снижать агрегацию неорганических соединений, предотвращая осаждение коллоидов [Nanja, et al., 2020].

В водах р. Дон большая часть (88%) кадмия исходно представлена соединениями >0,45 мкм, это может быть связано с тем, что автохтонные органические вещества, содержание которых выше в данной пробе, могут способствовать седиментации коллоидных частиц [Wilkinson, et al., 1997], что обусловливает увеличение доли взвешенной фракции при добавлении Cd в систему. Так же увеличение pH раствора может усиливать адсорбцию свободных ионов кадмия и его ионообменных форм на взвешенных частицах [Смоляков, Жигула, 2001; Гарькуша и др., 2018] и способствовать увеличению вклада его взвешенных форм в валовое содержание. Можно также предположить, что в растворе существует равновесие

$Cd_{\text{взвешенная форма}} > 0,45 \text{ мкм} \leftrightarrow Cd_{\text{растворенная форма}} < 0,45 \text{ мкм}$ и свободные активные центры лигандов, находящихся в растворе (фракция <0,45 мкм), полностью

насыщаются при добавлении $\geq 1 \text{ мкг/л}$ Cd и связывание идет на активных центрах фракции >0,45 мкм.

Коэффициенты скорости самоочищения исследуемых речных вод (K , 1/сут) составили в Сеньге 0,2; 3,2; 6,4 и 6,9, в Доне 1,1; 2,2; 2,0 и 2,7 при добавлении 0,5; 1; 25; 50 мкг/л кадмия. Таким образом, увеличение концентрации кадмия в системе привело к повышению значений K .

При этом коэффициенты скорости самоочищения для р. Дон выше, чем для Сеньга, т.е. взвесь р. Дон осаждается в 2–4 раза медленнее, чем фракция >0,45 мкм р. Сеньга. Возможно, это связано с разным качественным составом взвеси и с тем, что РОВ р. Дон представлен более низкомолекулярными соединениями, которые обладают меньшей плотностью.

При всех исследованных концентрациях в водах р. Сеньга большая часть кадмия связана с растворенным органическим веществом (табл. 2), это приводит к тому, что Cd удерживается в растворенной форме в виде комплексных соединений [Манихин, Никаноров, 2001]. Такие соединения затем могут постепенно адсорбироваться на взвешенных частицах и донных отложениях, что приведет к выведению их из водного объема. При низких скоростях течения около 30% коллоидных соединений кадмия может осаждаться в верхней части эстуариев [Роева и др., 1996].

В р. Дон при введении 25 и 50 мкг/л Cd более 40% в растворенной форме его находится в виде Cd^{2+} (табл. 2), что может способствовать его выведению со взвешенными частицами; для Cd^{2+} характерна интенсивная адсорбция оксидами и гидроксидами железа и марганца, а комплексообразование с органическими лигандами выражено в меньшей степени [Линник, Набиванец, 1986].

Заключение. В условиях проведенных модельных экспериментов показано, что большая часть поступившего в речные воды кадмия может выводиться из растворенной формы в составе взвешенных частиц.

На примере двух различающихся по составу рек доказано, что изменение концентрации растворенной формы кадмия в воде рек и скорость этого

Таблица 2

Основные формы нахождения кадмия (% во фракции <0,45 мкм) в речных водах в ходе экспериментов

п. Сенъга									
+0 мкг/л Cd		+0,5 мкг/л Cd		+1 мкг/л Cd		+25 мкг/л Cd		+50 мкг/л Cd	
2,8	Cd ²⁺	2,8	Cd ²⁺	2,8	Cd ²⁺	3,5	Cd ²⁺	5,2	Cd ²⁺
0,1	CdHCO ₃ ⁺	0,1	CdHCO ₃ ⁺	0,1	CdHCO ₃ ⁺	0,1	CdHCO ₃ ⁺	0,1	CdCl ⁺
97,1	Cd-L	97,1	Cd-L	97,0	Cd-L	96,3	Cd-L	0,1	CdHCO ₃ ⁺
								0,1	CdCO _{3(aq)}
								94,5	Cd-L
р. Дон									
+0 мкг/л Cd		+0,5 мкг/л Cd		+1 мкг/л Cd		+25 мкг/л Cd		+50 мкг/л Cd	
9,7	Cd ²⁺	10,6	Cd ²⁺	11,6	Cd ²⁺	41,4	Cd ²⁺	48,6	Cd ²⁺
0,2	CdCl ⁺	0,1	CdOH ⁺	0,1	CdOH ⁺	0,3	CdOH ⁺	0,3	CdOH ⁺
0,8	CdSO _{4(aq)}	0,2	CdCl ⁺	0,2	CdCl ⁺	0,9	CdCl ⁺	1,0	CdCl ⁺
0,5	CdHCO ₃ ⁺	0,8	CdSO _{4(aq)}	0,9	CdSO _{4(aq)}	3,3	CdSO _{4(aq)}	3,9	CdSO _{4(aq)}
1,3	CdCO _{3(aq)}	0,6	CdHCO ₃ ⁺	0,6	CdHCO ₃ ⁺	2,1	CdHCO ₃ ⁺	2,5	CdHCO ₃ ⁺
87,4	Cd-L	1,4	CdCO _{3(aq)}	1,5	CdCO _{3(aq)}	6,8	CdCO _{3(aq)}	7,9	CdCO _{3(aq)}
		86,3	Cd-L	85,1	Cd-L	0,1	Cd(CO ₃) ₂ ²⁻	0,1	Cd(CO ₃) ₂ ²⁻
						45,1	Cd-L	35,6	Cd-L

процесса определяются как количеством взвешенных веществ, их свойствами и эффективностью сорбции ими Cd, так и формой нахождения Cd в растворе. Установлено, что присутствие растворенных органических веществ и их генезис так же

может оказывать значительное влияние на формы нахождения и миграции Cd.

Финансирование. Исследования выполнены за счет средств Российского научного фонда, проект № 21-77-10028.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 413 с.
- Бейли Дж., Оллис Д. Основы биохимической инженерии. Ч. 1. М.: Мир, 1989. 692с.
- Варшал Г.М., Кощеева И.Я., Сироткина И.С. и др. Изучение органических веществ поверхностных вод и их взаимодействия с ионами металлов // Геохимия. 1979. № 4. С. 598–607.
- Гарькуша Д.Н., Федоров Ю.А., Князева Т.В. и др. Натурное моделирование загрязнения пресного водоема кадмием // Водные ресурсы. 2018. Т. 45, № 5. С. 514–525.
- Кашутина Е.А., Ясинский С.В., Веницианов Е.В. и др. Оценка переноса загрязнений в водной среде в разных фазах // Проблемы региональной экологии. 2022. № 5. С. 88–92.
- Линник П.Н., Набиванец Б.И. Формы миграции металлов в пресных поверхностных водах. СПб.: Гидрометеоиздат, 1986. 270 с.
- Линник Р.П., Линник П.Н., Запорожец О.А. Методы исследования сосуществующих форм металлов в природных водах (обзор) // Методы и объекты химического анализа. 2006. № 1(1). С. 4–26.
- Манихин В.И., Никаноров А.М. Растворенные и подвижные формы тяжелых металлов в донных отложениях пресноводных экосистем. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 182 с.
- Моисеенко Т.И., Гашкина Н.А. Биогеохимия кадмия: антропогенное рассеивание, биоаккумуляция и экотоксичность // Геохимия. 2018. № 8. С. 759–773.
- Орлов Д.С. Свойства и функции гуминовых веществ // Гуминовые вещества в биосфере. М.: Наука, 1993. С. 16–27.
- Роева Н.Н., Ровинский Ф.Я., Кононов Э.Я. Специфические особенности поведения тяжелых металлов в различ-
- ных природных средах // Журнал аналитической химии. 1996. Т. 51, № 4. С. 384–397.
- Смоляков Б.С., Жигула М.В. Экологические последствия трансформации химических форм металлов-поплютантов в реальном водоеме // Химия в интересах устойчивого развития. 2001. № 9. С. 283–291.
- Cullen J., Maldonado M. Biogeochemistry of cadmium and its release to the environment // Cadmium: From toxicity to essentiality / Eds. A. Sigel, H. Sigel, R. Sigel. Springer, 2013. 31–62.
- Drozdova O.Yu., Ilina S.M., Lapitskiy S.A. Transformation of dissolved organic matter in the continuum soil water — bog — stream and terminal lake of a boreal watershed (northern karelia) // Dissolved Organic Matter (DOM): Properties, Applications and Behavior / Eds. O.S. Pokrovsky, L.S. Shirokova. N.Y.: Nova Science Publishers, Inc., 2017. P. 115–133.
- Sheng G.-P., Zhang M.-L., Yu H.-Q. A rapid quantitative method for humic substances determination in natural waters // Analytica Chimica Acta. 2007. V. 592, I. 2, P. 162–167.
- Gustafsson J.P. Visual MINTEQ Ver. 3.1 (2013). Retrieved from <https://vminteq.lwr.kth.se> [дата обращения: 01.04.2023].
- Nanja A.F., Focke W.W., Musee N. Aggregation and dissolution of aluminium oxide and copper oxide nanoparticles in natural aqueous matrixes // SN Applied Sciences. 2020. 2: 1164. P. 16.
- Wilkinson K.J., Joz-Roland A., Buffle J. Different roles of pedogenic fulvic acids and aquagenic biopolymers on colloid aggregation and stability in freshwaters // Limnology and Oceanography. 1997. 42 (8). P. 1714–1724.

Статья поступила в редакцию 04.03.2024, одобрена после рецензирования 21.03.2024, принята к публикации 18.08.2024

УЧРЕДИТЕЛИ

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова;
геологический факультет МГУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Н.Н. ЕРЕМИН — главный редактор, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН
Р.Р. ГАБДУЛЛИН — ответственный секретарь, доктор геолого-минералогических наук, доцент
И.М. АРТЕМЬЕВА — профессор Университета Копенгагена, Дания
А.Б. БЕЛОНОЖКО — профессор Университета Стокгольма, Швеция
А.В. БОБРОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.В. БОРИСОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. БРУШКОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.А. БУЛЫЧЕВ — доктор физико-математических наук, профессор
Р.В. ВЕСЕЛОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
М.Л. ВЛАДОВ — доктор физико-математических наук, профессор
Е.А. ВОЗНЕСЕНСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Т.В. ГЕРЯ — профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
Д.Г. КОЩУГ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. КУВШИНОВ — доктор физико-математических наук, профессор Швейцарской высшей технической школы Цюриха
А.В. ЛОПАТИН — доктор биологических наук, профессор
А.М. НИКИШИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.Р. ОГАНОВ — профессор Университета Стони-Брук, США
ПЕНДА ЧЖАО — академик Китайской академии наук, почетный академик Московского университета, профессор Китайского университета наук о Земле
А.Л. ПЕРЧУК — доктор геолого-минералогических наук
С.П. ПОЗДНЯКОВ — доктор геолого-минералогических наук
Д.Ю. ПУЩАРОВСКИЙ — доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик РАН
Ю.В. РОСТОВЦЕВА — доктор геолого-минералогических наук, профессор
В.И. СТАРОСТИН — доктор геолого-минералогических наук, профессор
А.В. СТУПАКОВА — доктор геолого-минералогических наук, доцент
СЭНЖЕНГ ЛИ — профессор Университета океанологии Китая
В.Т. ТРОФИМОВ — доктор геолого-минералогических наук, профессор
Д.Р. ФОГЛЕР — профессор Даремского университета
И.В. ШПУРОВ — доктор технических наук

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 19.08.2024. Формат 60×90^{1/8}.

Бумага офсетная. Гарнитура Minion Pro.

Усл. печ. л. 16,0. Уч.-изд. л. 12,2. Тираж экз.

Изд. № 12623. 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»)
