ISSN 2686-7397

Том 511, Номер 2

Август 2023

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК.

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

www.sciencejournals.ru

300 лет Российская Академия Наук

СОДЕРЖАНИЕ

Том 511, номер 2, 2023

ГЕОЛОГИЯ

Постектогенные события и процессы эксгумации в свекокарелидах Приладожья
Ю. А. Морозов, М. А. Матвеев, А. И. Смульская, А. Л. Кулаковский 139

Новые свидетельства независимой тектонической истории Фаддеевского террейна Центрально-Таймырского аккреционного пояса в докембрии
Н. Ю. Матушкин, Д. В. Метелкин, В. А. Верниковский, В. Ф. Проскурнин, В. В. Абашев, А. Н. Ларионов, Б. С. Петрушков 149

Возраст и стратиграфическое положение супракрустального комплекса каскамского блока террейна Инари (северо-восток Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита)
А. Б. Вревский, А. Б. Кузнецов, П. А. Львов 159

ГЕОХИМИЯ

Изменения в содержании и составе углеводородов в донных осадках Норило-Пясинской водной системы через год после аварийного разлива дизельного топлива
И. А. Немировская, Ю. С. Глязнецова, А. В. Соков 168

Дефицит редкоземельных элементов в компонентах природного ландшафта как причина геофагии среди копытных на о. Ольхон
А. М. Паничев, Н. В. Барановская, И. Ю. Чекрыжов, И. В. Серёдкин, В. В. Иванов, Е. А. Вах, Е. В. Еловский 176

МИНЕРАЛОГИЯ

Источники вещества и генетическая связь почвенного и бокситоносного горизонтов в латеритном профиле коры выветривания (провинция Фута Джаллон-Мандинго, Гвинейская республика)
М. А. Макарова, Е. С. Шипилова, Н. М. Боева, Д. А. Внучков, Н. С. Бортников 181

Первая находка манганитовых корок в Японском море
О. Н. Колесник, А. А. Карабцов, В. Т. Съедин, А. Н. Колесник, Е. П. Терехов 191

ПЕТРОЛОГИЯ

Метаморфические преобразования пород в центральной зоне Приморского разлома (Западное Прибайкалье)
А. В. Григорьева, В. М. Козловский, Г. А. Гридин, А. А. Остапчук 198

Позднеорогенные гранитоиды в Тервуской агматитовой зоне в Юго-Восточной части Свекофеннского пояса (Северное Приладожье, Россия)
Ш. К. Балтыбаев, Н. Г. Ризванова, А. Б. Кузнецов, М. Е. Петракова, Э. С. Вивдич 206

ГЕОФИЗИКА

Строение земной коры континентальной окраины моря Лаптевых и прилегающей части Евразийского бассейна
А. Л. Пискарев, В. Д. Каминский, В. А. Поселов, Д. В. Безумов, С. М. Жолондз, А. А. Киреев, Г. И. Ованесян, В. А. Савин, О. Е. Смирнов 215

СЕЙСМОЛОГИЯ

Применимость функций приемника в зоне субдукции (Авачинская бухта)
А. Г. Гоев, Р. А. Резниченко, И. М. Алешин 222

Караманмарашские землетрясения 2023 г. в Турции: сейсмическое движение по сопряженным разломам
С. А. Тихоцкий, Р. Э. Татевосян, Ю. Л. Ребецкий, А. Н. Овсюченко, А. С. Ларьков 228

ОКЕАНОЛОГИЯ

Позднечетвертичные контуритовые дрифты на шельфе Карского моря
Б. В. Баранов, А. К. Амбросимов, Е. А. Мороз, А. Д. Мутовкин, Е. А. Сухих, К. А. Дозорова 236

ГЕОГРАФИЯ

О современных изменениях “острова тепла” Москвы
М. А. Локощенко, Е. А. Енукова, Л. И. Алексеева 243

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

Методика дистанционной оценки характеристик неизученных озер материковой части Российской Тундры
И. С. Зверев, С. Д. Голосов, С. А. Кондратьев, А. М. Расулова 254
Условия формирования стока: комплексные исследования на экспериментальных водосборах в верховьях р. Уссури
Б. И. Гарцман, В. В. Шамов, Т. С. Губарева, С. Ю. Лупаков, А. Н. Бугаец, Н. К. Кожевникова, А. Г. Болдескул, Т. Н. Луценко, Н. Ф. Пшеничникова, Л. В. Гончуков 261

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Динамика одномерных разливов по воде пятен нефтепродуктов
А. В. Кистович, Т. О. Чаплина 268
Мониторинг содержания кадмия в агроэкосистемах Центрально-Черноземного района России
С. В. Лукин 274
Беспрецедентное увеличение количества углистых частиц в донных отложениях озер Северо-Минусинской котловины (юг Сибири) в современный период как возможное свидетельство антропогенного влияния
Д. Ю. Рогозин, Л. А. Бурдин, Г. Н. Болобанщикова, А. Г. Дегерменджи 280

CONTENTS

Vol. 511, no. 2, 2023

GEOLOGY

Post-Tectogenic Events and Exhumation Processes in Svekokarelides of the Ladoga Region
Yu. A. Morozov, M. A. Matveev, A. I. Smulskaya, and A. L. Kulakovsky 139

New Evidence of the Independent Precambrian Tectonic History of the Faddey Terrane of the Central Taimyr Accretionary Belt
N. Yu. Matushkin, D. V. Metelkin, V. A. Vernikovsky, V. F. Proskurnin, V. V. Abashev, A. N. Larionov, and B. S. Petrushkov 149

Age and Stratigraphic Position of the Supracrustal Complex (The Kaskama Block, Inari Terrane, North-East Kola-Norwegian Region of the Fennoscandian Shield)
A. B. Vrevsky, A. B. Kuznetsov, and P. A. Lvov 159

GEOCHEMISTRY

Changes in Content and Composition of Hydrocarbons in the Bottom Sediments of the Norilo-Pyasinsk Water System a Year After the Emergency Diesel Fuel Spill
I. A. Nemirovskaya, Yu. S. Glyaznetsova, and A. V. Sokov 168

Deficiency of Rare-Earth Elements in Natural Landscape Components as a Cause of Geophygy among Ungulates on Olkhon Island
A. M. Panichev, N. V. Baranovskaya, I. Ju. Chekryzhov, I. V. Seryodkin, V. V. Ivanov, E. A. Vakh, and E. V. Elovskiy 176

MINERALOGY

Sources of Substance and Genetic Relation of Soil and Boxite Bearing Horizons in the Laterite Profile of the Weathering Crust (of the Futa Jallon-Mandingo Province, Republic of Guinea)
M. A. Makarova, E. S. Shipilova, N. M. Boeva, D. A. Vnuchkov, and N. S. Bortnikov 181

The First Manganite Crusts in the Sea of Japan
O. N. Kolesnik, A. A. Karabtsov, V. T. S'edin, A. N. Kolesnik, and E. P. Terekhov 191

PETROLOGY

Late-Orogenic Granitoids of the Tervu Agmatitic Zone in the Southeastern Part of the Svecofennian Belt (The Northern Ladoga Area, Russia)
S. K. Baltybaev, N. G. Rizvanova, A. B. Kuznetsov, M. E. Petrakova, and E. S.Vivdich 198

Metamorphic Transformations of Rocks in the Central Part of the Primorsky Fault. Western Baikalia
A. V. Grigor'eva, V. M. Kozlovskiy, G. A. Gridin, and A. A. Ostapchuk 206

GEOPHYSICS

Structure of the Earth's Crust of the Laptev Sea Continental Margin and the Adjacent Part of the Eurasian Basin
A. L. Piskarev, V. D. Kaminsky, V. A. Poselov, D. V. Bezmov, S. M. Zholondz, A. A. Kireev, G. I. Ovanesian, V. A. Savin, and O. E. Smirnov 215

SEISMOLOGY

Relevance of Receiver Function Technique in Subduction Zone (Avacha Bay)
A. G. Goev, R. A. Reznichenko, and I. M. Aleshin 222

Kahramanmarash Earthquakes in Turkey: Seismic Motion Along Conjugated Faults
S. A. Tikhotsky, R. E. Tatevosyan, Yu. L. Rebetsky, A. N. Ovsyuchenko, and A. S. Larkov 228

OCEANOLOGY

Late Quaternary Counurite Drifts on the Kara Sea Shelf
B. V. Baranov, A. K. Ambrosimov, E. A. Moroz, A. D. Mutovkin, E. A. Sukhikh, and K. A. Dozorova 236

GEOGRAPHY

Modern Changes of the Urban Heat Island in Moscow
M. A. Lokoshchenko, E. A. Enukova, and L. I. Alekseeva 243

LAND WATER PROBLEMS

Methodology of Remote Assessment of the Characteristics of Unexplored Lakes of the Continental Part of the Russian Tundra
I. S. Zverev, S. D. Golosov, S. A. Kondratiev, and A. M. Rasulova 254
Runoff Formation Settings: Multifaceted Research in Testbed Catchments (The Ussuri R. Headwaters)
B. I. Gartsman, V. V. Shamov, T. S. Gubareva, S. Yu. Lupakov, N. K. Kozhevnikova, A. N. Bugaets, A. G. Bodeskul, T. N. Lutsenko, N. F. Pshenichnikova, and L. V. Gonchukov 261

GEOECOLOGY

Dynamics of One-Dimensional Water Spills Oil Product Stains
A. V. Kistovich and T. O. Chaplina 268
Monitoring of Cadmium Content in Agroecosystems of Central Chernozem Region of Russia
S. V. Lukin 274
Unprecedented Increase in the Charcoal Macroparticles in the Bottom Sediments of the Lakes of the North-minusinsk Valley (South of Siberia) in the Recent Time as a Possible Evidence of Anthropogenic Influence
D. Y. Rogozin, L. A. Burdin, G. N. Bolobanshchikova, and A. G. Degermendzhy 280

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 139–148

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.24; 550.93; 551.25

ПОСТЕКТОГЕННЫЕ СОБЫТИЯ И ПРОЦЕССЫ ЭКСГУМАЦИИ В СВЕКОКАРЕЛИДАХ ПРИЛАДОЖЬЯ

© 2023 г. Член-корреспондент РАН Ю. А. Морозов[1,*], М. А. Матвеев[1], А. И. Смульская[1], А. Л. Кулаковский[1]

Поступило 20.03.2023 г.
После доработки 10.04.2023 г.
Принято к публикации 14.04.2023 г.

Выявлены и охарактеризованы элементы структуры свекокарелид перикратонной зоны Карельского массива (ЮВ Фенноскандии), сформированные после основных событий свекофеннского тектогенеза. Датированы возрастные интервалы проявления орогенной стадии и посторогенного коллапса растяжения, определены уровни глубинности формирования соответствующих структур и визуализирована схема дифференцированной эксгумации глубинных комплексов палеопротерозойской Саво-Ладожской подвижной зоны. Даны приблизительные оценки скоростей эксгумации глубинного материала на отдельных этапах докембрийской эволюции этой зоны.

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, Карельский массив, свекокарелиды, ладожский комплекс, тектогенез, орогенез, коллапс растяжения, скорости эксгумации, йо-йо тектоника

DOI: 10.31857/S268673972370010X, **EDN:** WGXQXG

ВВЕДЕНИЕ

Общеизвестно, что эволюция любого подвижного пояса не ограничивается только событиями собственно тектогенеза, приводящими к объемным тектоно-термальным преобразованиям литосферных масс, их перемещениям и деформациям, нарушающим гравитационное равновесие в системе. С учетом вязкости геоматериала восстановление равновесия начинается, как правило, со значительным отрывом во времени от событий тектогенеза (30–40 млн лет) и выражается в реализации процессов орогенеза и следующих за ними проявлениями коллапса растяжения, которые иногда связывают с заключительными стадиями цикла Вилсона [1]. Такая последовательность событий, отчетливо распознаваемая в относительно молодых (мезозой-кайнозой) активных областях, не просто восстанавливается в докембрийских подвижных зонах, особенно с полиэтапными сценариями развития. Тем не менее, при определенных методических подходах с использованием разнообразного аналитического инструментария, можно попытаться выявить и отделить друг от друга элементы структуры всех трех эволюционных стадий древних подвижных поясов. В упрощенной формулировке это можно было бы обозначить следующей последовательностью вопросов: что происходит в подвижном поясе после завершения основных тектоно-термальных событий тектогенеза?; какие структуры характерны для орогенного этапа и какие для посторогенных событий?; каковы критерии их отделения друг от друга и от структур эпохи тектогенеза?; каковы временные рубежи и интервалы действия этих этапов?; каковы уровни глубинности проявления соответствующих событий?; какова их связь с процессами эксгумации глубинного корового вещества?; каковы скорости процессов эксгумации на разных временных отрезках эволюции?

ИЗЛОЖЕНИЕ ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Целенаправленные натурно-аналитические исследования в этом направлении проводились нами в пределах Саво-Ладожской подвижной зоны свекокарелид (рис. 1 а) в палеопротерозойском зонально-метаморфизованном (от зеленосланцевой до гранулитовой фации) терригенно-вулканогенно-осадочном ладожском комплексе (рис. 1 б). Отсчетным базисом для характеристики всей эволюционной последовательности служат сведения по времени, морфоструктурным типам, парагенезам и глубинности проявления основных деформационно-метаморфических событий свекофеннского тектогенеза (1.89–1.80 млн лет) [2]. На основе наших собственных данных по термо-

[1]*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*
*****E-mail: frost@ifz.ru*

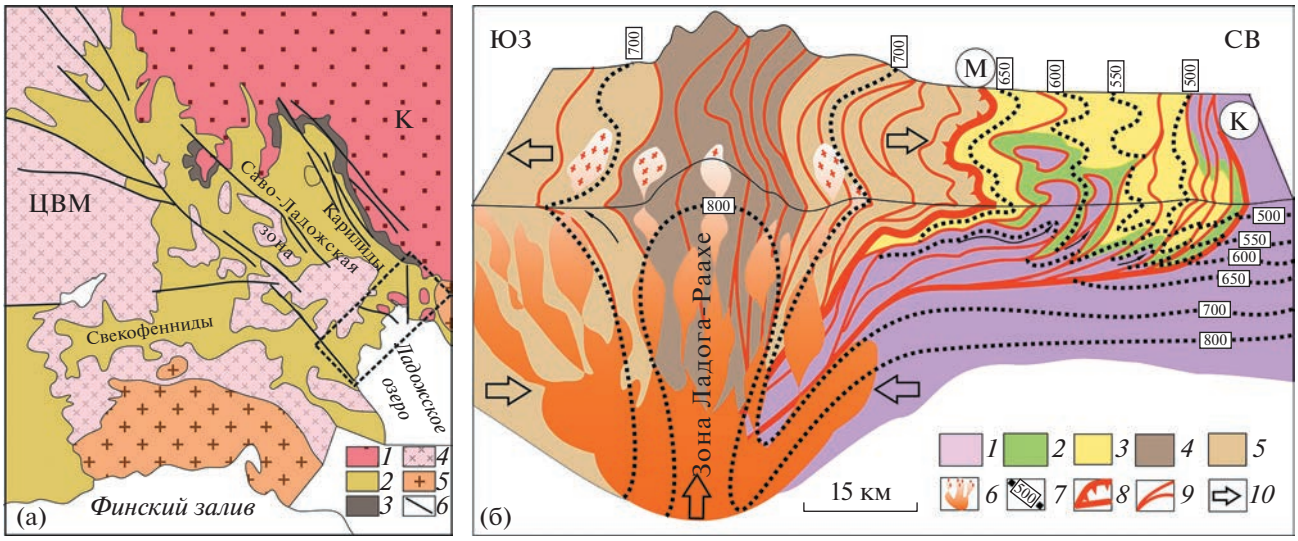


Рис. 1. а – Схема геологического строения Свекокарельской подвижной области: *1* – архей, *2* – палеопротерозой, *3* – комплекс ятулия, *4* – гранитоиды палеопротерозойского возраста, *5* – граниты рапакиви, *6* – крупнейшие разломы. ЦФМ – Центрально-Финляндский массив. К – Карельский массив. Пунктирным прямоугольником выделен район исследований. б – Концептуальная модель строения Саво-Ладожской зоны: *1* – гранито-гнейсы архея; *2–6* – палеопротерозойский ладожский комплекс: метабазиты сортавальской серии (*2*), метапсаммиты, метаморфизованные в диапазоне зеленосланцевой-амфиболитовой фаций; *4–5* – образования, измененные в зоне ультраметаморфизма (*4*) и в условиях гранулитовой фации (*5*); *6* – магматические тела; *7* – изограды метаморфизма с индексом температуры; *8* – крупнейшие тектонические границы; *9* – разрывные нарушения; *10* – направление тектонического транспорта. Буквы в кружках: К – Карельский массив, М – зона Мейерского надвига, разделяющая комплексы карелид и свекофеннид.

барометрии минерально-фазовых равновесий метапелитов [3] и с учетом геотермического градиента в 42–43°/км, характерного для метаморфизма андалузит-силлиманитового типа, нами было выявлено, что разрывно-складчатые структуры ранней стадии деформаций (D1) в зоне зеленосланцевого метаморфизма, примыкающей с юго-запада к границе Карельского массива, формировались в интервале глубин в 7–8 км. Далее к юго-западу в зонах проявления эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, где начинают проявляться процессы гранитизации субстрата, происходит постепенное увеличение уровня глубинности вплоть до 14–15 км. На площади же проявления гранулитового метаморфизма, охватывающей осевую часть подвижной зоны (зона Ладога-Раахе), где температуры поднимались до 800–850°С при давлении в 7–8 кбар, деформационно-метаморфические события происходили уже на глубинах 25–30 км (кривая I на рис. 6).

По завершении основных тектонических событий свекофеннского тектогенеза в виде регионально проявленных складчатых структур субмеридионального простирания второй стадии (D2) деформации и синхронными процессами ультраметаморфизма (для них нами получены датировки около 1830 млн лет [4]), наложенными на покровно-надвиговый ансамбль стадии D1, со значительным временным запозданием порядка 35 млн лет, началось проявление процессов орогенеза. Это выразилось в широком (по всей площади Приладожья), но в дискретно-локализованном развитии процессов низкотемпературного диафтореза (хлоритизация биотита и разложение полевых шпатов), наложенных на все породообразующие минерально-фазовые ассоциации разных зон регионального метаморфизма. Диафторез с признаками гидротермальной природы проявился вместе с локальным катаклазом и рассланцеванием пород (рис. 2 а, в, г), преимущественно по направлению СВ–ЮЗ, и складчатыми деформациями слабой интенсивности той же ориентировки (D3). Выделенные зерна цирконов из рассланцованных в это время жильных плагиогранитов раннекинематического этапа показали в ряде случаев наличие ядер и прерывистых оболочек, поэтому определение их изотопно-геохимических характеристик осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, С.-Петербург) [4]. При этом значения возрастов ядер оказались близки вышеупомянутым датировкам этапа D1 (1865 ± 13, СКВО = 0.469; 1869 ± 9.5, СКВО = 0.545; 1869 ± 9.1, СКВО = 0.548). Внешние замутненные оболочки, срезающие осцилляторную зональность ядер, а также пятна метамиктных изменений, имеют, как мы предполагаем, гидротермальную природу [5] и дают возрасты в диапазоне 1795–1755 млн лет (рис. 2 б).

Систематическое измерение составов наложенных хлоритов (рис. 2 в) по всему району ис-

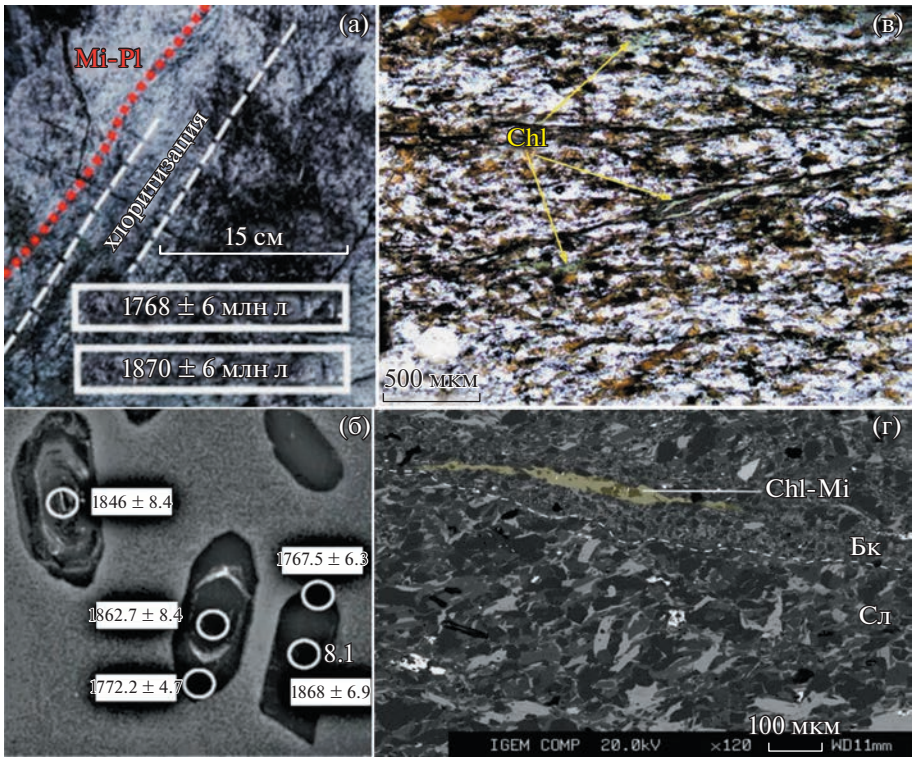


Рис. 2. Процессы наложенного диафтореза в виде дискретных зон рассланцевания и хлоритизации пород ладожской серии: на а – рассланцевание (белые пунктирные линии) микроклин-плагиоклазовых (Mi-Pl) гранитов этапа деформаций D1 (красной линией показана граница зоны рассланцевания) с указанием возрастов кристаллов циркона из зоны рассланцевания – 1864–1876 млн лет в ядрах и 1762–1774 млн лет во внешних оболочках; на б – кристаллы циркона из этих же гранитов с возрастами 1846–1868 млн лет в ядрах и этапа орогенеза во внешних оболочках (1767–1772 млн л.); в – зоны хлоритизации гнейса в шлифах; г – трещина отрыва в катаклазитах (Бк) слюдистого гнейса (Сл), заполненная хлорит-микроклиновым агрегатом (Chl + Mi).

следований в породах разного уровня метаморфизма и применение хлоритовых геотермометров [6–8] показали (табл. 1 и рис. 3), что исходные породы субстрата, ранее находившиеся на разных глубинах, в этот временной период оказались на близком уровне глубинности (кривая II на рис. 6), который был оценен с учетом упомянутого геотермического градиента в диапазоне 7–8 км. Некоторые заметные вариации касаются только осевой зоны Ладога-Раахе с широким развитием пород гранулитового уровня метаморфизма – там температуры по хлоритам оказались в целом на сотню градусов ниже (около 270°C), что соответствует глубинам порядка 5 км. Последнее указывает на то, что в это время произошла полная инверсия прогиба, в котором накапливались отложения ладожского комплекса. Также несколько более низкотемпературные хлориты зафиксированы внутри и вокруг куполовидных выступов фундамента.

Говоря о процессах, сопровождающих орогенез, помимо хлоритизации, по которой оценивались температурный режим и уровень глубинности проявления, важно отметить и другие, не менее значительные преобразования метаморфического субстрата. Это, прежде всего, касается процессов гидратации ретроградной стадии метаморфизма (диафторез), охватывающих породную матрицу и обычно приводящих к положительным объемным эффектам разуплотняющего характера. Точно также продвижение пород к поверхности должно сопровождаться декомпрессионными явлениями, выраженными в появлении систем трещин, заполняющихся перераспределяемым в ходе деформации материалом, как это мы наблюдаем в катаклазитах (рис. 2 Г). Это могло усиливать положительный объемный эффект наложенных преобразований и вносить свою лепту в воздымание объемов.

Если учесть, что упомянутые процессы хлоритизации биотита происходят преимущественно с отрицательным объемным эффектом, то можно представить, что в совокупности с “разрыхляющими” реакциями гидратации, суммарные объемные эффекты преобразований породного субстрата от места к месту могут быть весьма изменчивы, что естественным образом повлияет на величины вертикальных перемещений блоков во время орогенеза, усиливая блоковую делимость и дифференцированность подвижек.

Таблица 1. Усредненные оценки температур по хлоритовым термометрам для разных зон метаморфизма Северного Приладожья

Шлиф (число замеров)	Зона метаморфизма	Kranidiotis, McLean T(°C)	Hillier, Velde T(°C)	Jowett T(°C)
ЛВ-2068 (14)	Зеленосланцевая	323	322	354
ЛВ-2068-1 (16)		306	308	317
ЛВ-13 (11)		338	336	363
ЛВ-14 (17)		356	376	388
ЛВ-62 (7)		351	369	383
ЛВ-1911 (22)		333	356	373
ЛВ-1355 (17)		343	348	372
ЛВ-1355-3 (12)		346	355	377
ЛВ-1940-8 (5)		338	340	364
ЛВ-1800-1 (10)		349	368	386
ЛВ-2131 (5)	Эпидот-амфиболитовая	339	344	366
ЛВ-1931 (9)		359	387	397
ЛВ-66 (5)		361	395	401
ЛВ-52-1 (4)		356	379	391
ЛВ-52-2 (3)		351	366	384
ЛВ-2138 (6)		332	332	357
ЛВ-1547 (11)		353	376	390
ЛВ-1547-3А (20)		344	358	378
ЛВ-1547-4 (12)		357	383	395
ЛВ-1776-3 (14)		343	361	377
ЛВ-1246 (11)		364	393	404
ЛВ-1762-6 (11)		307	273	319
ЛВ-1804 (3)	Амфиболитовая	218	155	176
ЛВ-2191-3А (44)		262	268	241
ЛВ-1835 (14)		329	324	356
ЛВ-1835-3 (9)		345	368	384
ЛВ-1768-1 (13)		347	366	383
ЛВ-1768-1 (19)		344	355	377
ЛВ-1643-3 (2)		336	351	372
ЛВ-1586-1 (8)		272	287	269
ЛВ-1586-4 (10)		313	275	327
ЛВ-1539А (17)		275	293	266
ЛВ-1722 (13)		328	320	355
ЛВ-1722 (10)		308	279	327
ЛВ-1100Б (8)	Гранулитовая	256	261	233
ЛВ-2140-2 (15)		199	180	207
ЛВ-1365 (21)		272	190	263

О последующей, посторогенной эволюции Саво-Ладожской подвижной зоны можно судить исходя из анализа генезиса, состава и температурных оценок уровней формирования системы псевдотахилитовых (ПСТ) прожилков, впервые нами выявленных в Приладожье [2] во всех зонах метаморфизма – зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой (рис. 4). ПСТ – инъекционно-жильные образования афанитового стеклоподобного материала, генетически связанные с раз-

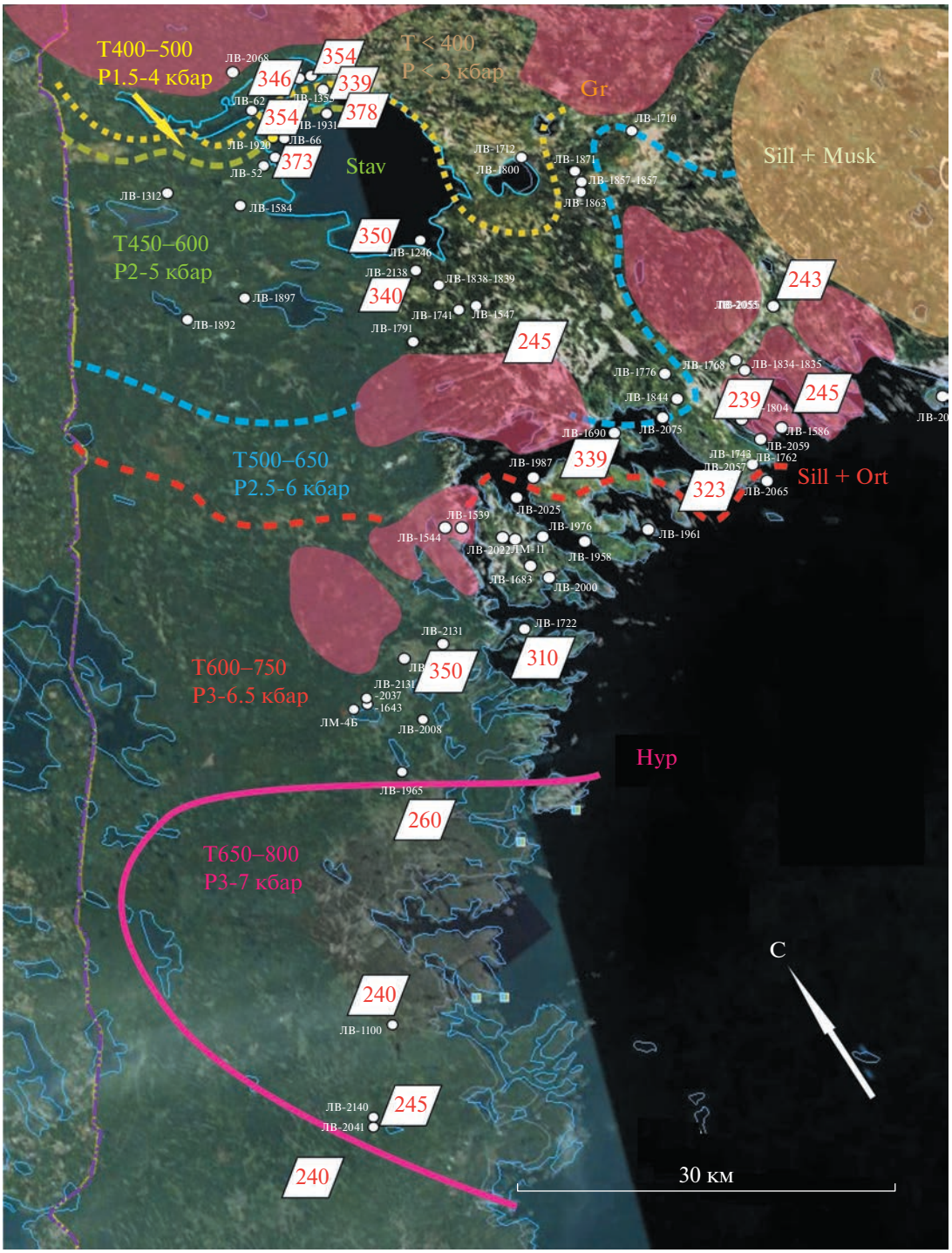


Рис. 3. Усредненные температуры этапа орогенеза по хлоритовым термометрам (белые ромбы) в пределах ладожского комплекса. Белые кружки – точки находок наложенных хлоритов. Розовая заливка – выступы архейского основания; оранжевая – граниты-рапакиви Салминского массива. Gr – изограда граната, Stav – изограда ставролита, Sill+Musk – силлиманит-мусковитовая изограда, Sill-Ort – силлиманит-ортоклазовая изограда, Нур – изограда гиперстена. Изограды и параметры регионального метаморфизма ладожского комплекса даны по работе [9].

ломными зонами сейсмогенной природы и с процессами фрикционного плавления при высокоскоростных динамических подвижках [10]. Полевой структурно-кинематический анализ мест локализации ПСТ показал их преимущественную приуроченность к разрывам сбросового или сдвиго-сбросового характера, с амплитудами смещения до 1.5–1.7 м, указывающими на породившие

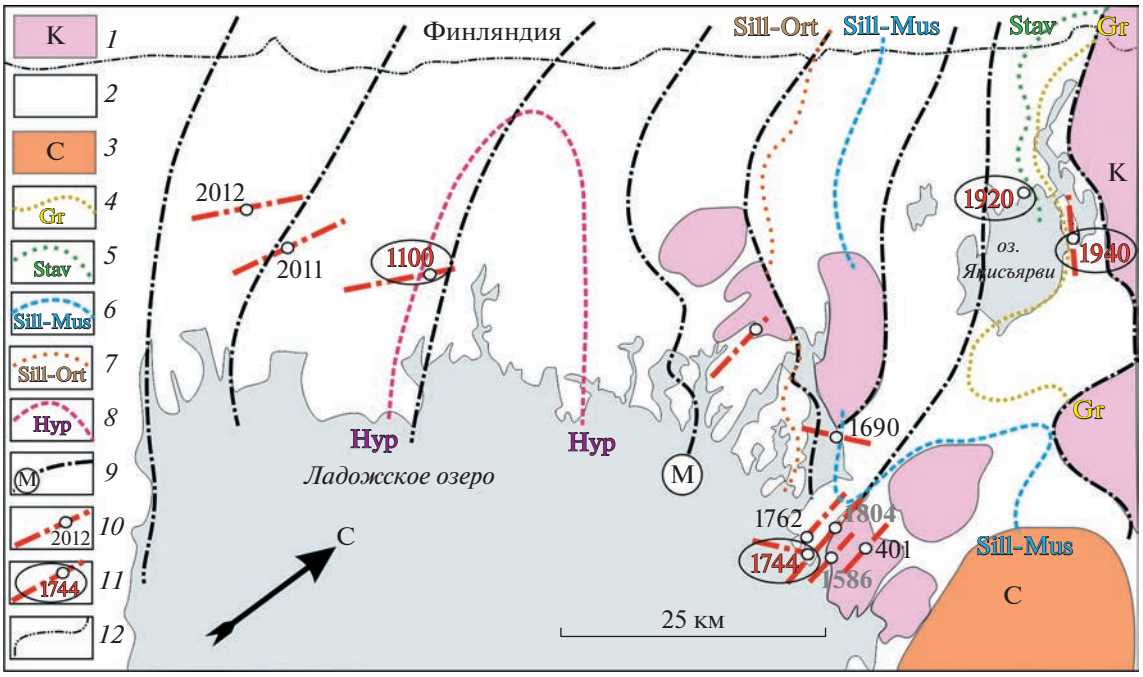
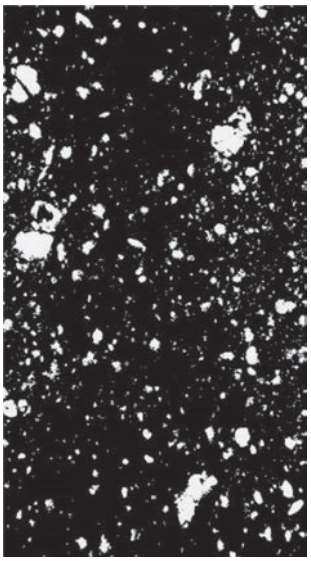


Рис. 4. Схема точек опробования псевдотахилитов на фоне метаморфической зональности и структуры ладожского комплекса. *1* – гранито-гнейсы архея в Карельском массиве (K) и в куполовидных выступах фундамента; *2* – ладожский комплекс; *3* – Салминский массив гранитов-рапакиви; *4–8* – изограды метаморфизма: граната, ставролита, силлиманита-мусковита, силлиманита-ортоклаза; гиперстена соответственно; *9* – крупнейшие разломы и Мейерский надвиг (M); *10* – разломы с выявленными ПСТ; *11* – точки датирования ПСТ; *12* – государственная граница.

их высокомагнитудные сейсмические события (M ~ 7.5).

Обилие слюдистых микролитов, кристаллизовавшихся из расплава ПСТ (биотит, иллит), и их обогащенность калием позволили оценить значения их $^{40}Ar/^{39}Ar$-возраста [11]. Зафиксированные возрастные спектры при весьма вариативных Ca/K-отношениях, связанных, предположительно, с присутствием в стекле обломков двух полевых шпатов, показали достаточно выдержанные плато, которые характеризуют весьма высокую долю выделенного аргона (более 60%). При этом полученные датировки ПСТ из трех разных зон метаморфизма фиксируют три различных возрастных рубежа преимущественно рифейского периода: 1595–1588 ± 14.3 млн лет в гранулитовой зоне, 1310 ± 7.8 млн лет в зоне амфиболитовой фации и 1418 ± 9.4 в зоне зеленосланцевого метаморфизма. Эти возраста, с одной стороны, согласуются с цифрами $^{40}Ar/^{39}Ar$-возраста ПСТ в Южной Финляндии (1583 ± 5 млн лет) [12], а с другой, вписываются в интервал 1.64–1.53 млрд лет, заданный предельными рубежами формирования крупнейших в регионе массивов рапакиви Выборгского (1640 ± 5; 1630 ± 5 млн лет) и Салминского (1547 ± 1–1529 ± 0.6 млн л.), чье внедрение традиционно связывают с началом нового, внутриплитного этапа развития орогенов и проявлением постколлизионного растяжения [13]. Два



$T_{crust} = (1 - W/M)\ T_{melt}$
W/M =0.3 (0.16)
T_{melt} = 850°C (1000°C)
T_{crust} = 198–255°C
(370–425°C)

Рис. 5. Пример оценки температуры среды (T_{crust}) формирования ПСТ по геотермометру O'Hara [14] для одной из точек зоны гранулитового метаморфизма. Слева – микрофото субстрата ПСТ, для которого подсчитано соотношение (W/M) доли сохранившихся обломков (белые фрагменты) к доле расплавного матрикса (черный фон). Температура плавления (T_{melt}) взята для мусковита (850°C) и для начала плавления плагиоклаза (1000°C). Красным шрифтом показаны результаты расчета температуры вмещающей среды для двух вариантов W/M и для двух T_{melt}.

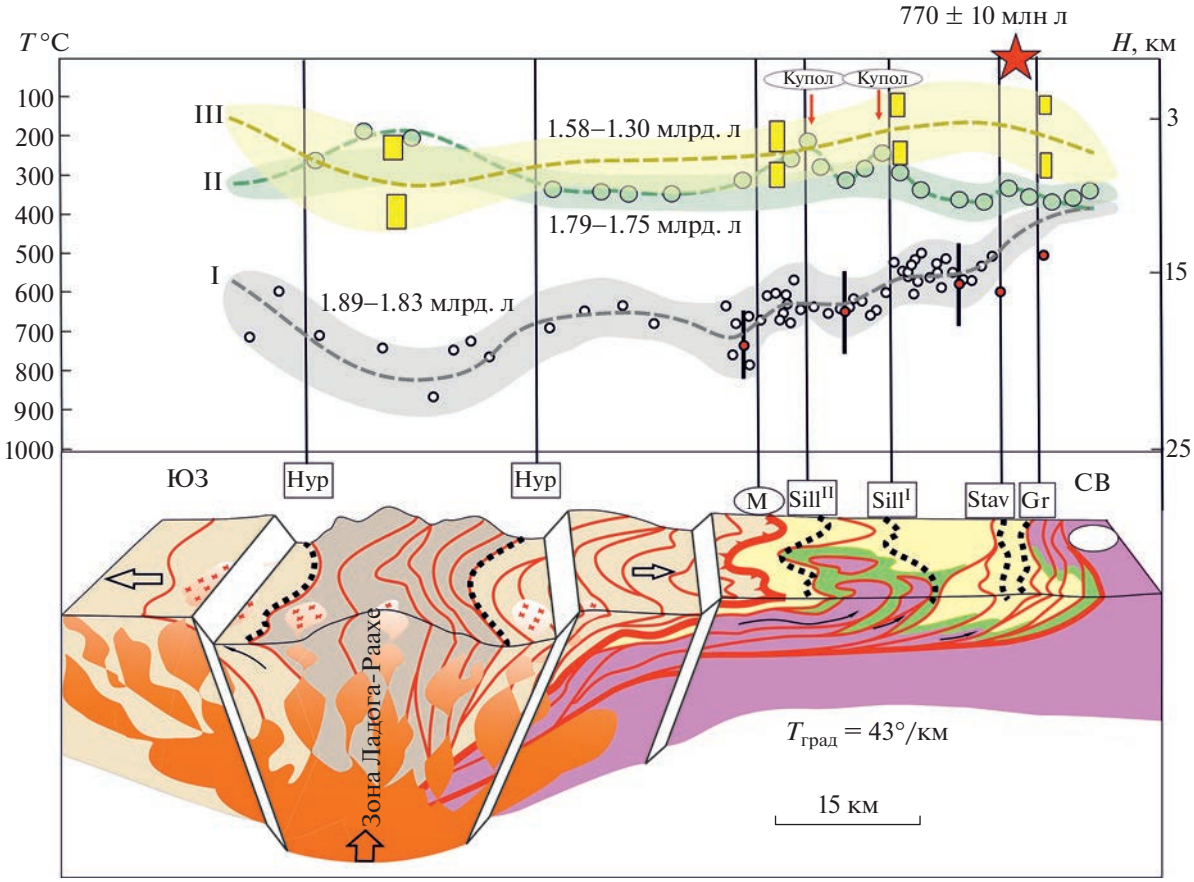


Рис. 6. Обобщенная модель развития Саво-Ладожской подвижной зоны Приладожья после завершения основных тектоно-термальных событий свекофеннского тектогенеза. Кривые над блок-диаграммой структуры региона отражают вариации параметров температуры и глубинности проявления процессов на завершающих стадиях: I – свекофеннского тектогенеза (по данным термобарометрии зонального метаморфизма – серый фон), II – орогенеза (по хлоритовому геотермометру – зеленый фон) и III – посторогенного коллапса растяжения (по ПСТ-геотермометру – желтый фон). Gr – изограда граната, Stav – изограда ставролита, $Sill^{I}$ – силлиманит-мусковитовая изограда, $Sill^{II}$ – силлиманит-ортоклазовая изограда, Нур – изограда гиперстена. Буквы в кружках: К – Карельский массив, М – зона Мейерского надвига, разделяющая комплексы карелид и свекофеннид. Звездой обозначено импактное событие Янисъярви.

других временных рубежа формирования ПСТ могут отражать усиление этой же тенденции, приведшей в дальнейшем к формированию в регионе структуры Ладожско-Пашской грабен-синклинали [14], с последовательным заполнением отложениями телемаркского комплекса (1.52–1.48 млрд лет), приозерской и салминской свит, внедрением Валаамского силла (1.46–1.45 млрд лет), а также более молодыми осадками плитной стадии.

С тем, чтобы оценить температурные условия и уровни глубинности формирования ПСТ, мы использовали эмпирический геотермометр для ПСТ К. О'Хара [15], учитывающий соотношение температур плавления отдельных минералов T_{melt}, относительных долей расплава и нерасплавленных обломков (W/M) и температуры окружающей среды T_{crust} (рис. 5).

При подсчете температур в конкретных образцах из разных зон метаморфизма были учтены вариации количества обломков в стекле для разных полос ПСТ и различные параметры температур плавления слюд (850°C) и плагиоклазов (1200°C). Для последних была принята температура в 1000°C с учетом их частичного плавления (подплавления), которая во внешних, механически нарушенных оболочках обломков, существенно снижается [10]. Результаты расчетов T_{crust} для всех измеренных точек даны в табл. 2, где можно видеть диапазоны вариаций температур окружающего субстрата, связанных с различием температур плавления слюд и плагиоклазов. На основании средних температур среды для каждой точки можно судить о приблизительных уровнях глубинности формирования ПСТ в разных зонах метаморфизма ладожского комплекса (кривая III на рис. 6).

Таблица 2. Результаты расчета температур вмещающих пород при формировании ПСТ

№ точки	T_{melt}°C	W/M	T_{crust}°C
ЛВ-1355	1000	0.28	643
		0.54	312
	850	0.28	535
		0.54	243
ЛВ-1940	1000	0.45	427
		0.67	147
	850	0.45	345
		0.67	98
ЛВ-1690	1000	0.25	682
	850	0.25	569
	1000	0.67	147
	850	0.67	98
	1000	0.49	376
	850	0.49	300
ЛВ-1744	1000	0.43	453
	850	0.43	367
	1000	0.54	313
	850	0.54	244
	1000	0.12	847
	850	0.12	715
ЛВ-1100	1000	0.19	758
	850	0.19	636
	1000	0.43	453
	850	0.43	367
	1000	0.59	249
	850	0.59	187

Завершающим событием в развитии этого региона, произошедшим в начале плитного этапа эволюции Фенноскандии, можно считать импактное воздействие на породы ладожского комплекса в районе современного озера Большое Янисъярви, непосредственно к югу от границы Карельского массива. Округлое очертание озера и наличие в береговых обнажениях и на островах его центральной части так называемых тагамитов – остекленных брекчиевидных образований по сланцам ладожского комплекса, свидетельствуют о таком событии в то время, когда рассматриваемые нами метаморфические разности уровня эпидот-амфиболитовой фации уже были выведены на поверхностный эрозионный срез. Эта стадия датирована полученными $^{40}Ar/^{39}Ar$-возрастами тагамитов в 698 ± 22 млн лет [16].

Обобщая полученные нами оценки по уровням глубинности преобразований пород ладожского комплекса на разных этапах его эволюции от времени формирования осадков в начале палеопротерозоя (2120–1910 млн лет), через тектоно-термальные события тектогенеза (1890–1800 млн лет) и орогенеза (1795–1700 млн лет), до завершения событий посторогенного коллапса растяжения (1310 млн лет) и выведения пород на эрозионную поверхность (около 700 млн лет), их для наглядности можно представить в виде непрерывной кривой в координатах “глубина–время” (рис. 7).

Ее конфигурация, с одной стороны, отражает достаточно характерный путь эволюции многих полистадийно развивающихся комплексов, описанный в терминах концепции, так называемой, “Йо-йо тектоники” [17], характеризующей возвратно-поступательный путь перемещения пород по вертикали. С другой стороны, она позволяет приблизительно оценить скорости тектонической эксгумации глубинного вещества на отдельных отрезках эволюции подвижных зон и поясов. При этом можно отметить, что полученные нами диапазоны скоростей выведения к поверхности глубинных продуктов тектоно-термальной эволюции свекокарелид (0.2–0.3 мм/год на стадии тектогенеза и 3–4 мм/год на стадии орогенеза в осевой зоне пояса) сопоставимы с теми, что получены D. Whitney и др. [17] для отдельных стадий мезо-кайнозойской эволюции Центрально-Анатолийской подвижной зоны (от 0.8–1.0 на ранней стадии до 1.5–2.5 мм/год на заключительной стадии эксгумации).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Соединение всех представленных выше фактических данных позволяет более полно и зримо представить эволюцию свекокарелид Саво-Ладожской подвижной зоны после завершения основных тектоно-термальных событий свекофеннского тектогенеза и с той или иной степенью аргументации ответить на поставленные в самом начале статьи вопросы. Посттектогенные события, связанные с восстановлением гравитационного равновесия, нарушенного процессами тектогенеза, в рассматриваемом регионе начались (1790–1795 млн лет) приблизительно через 35–40 млн лет после проявления региональной складчатости (~1830 млн лет), сопряженной с пиковой стадией процессов гранитизации. Они привели к преимущественно блоковым перемещениям в хрупко-пластичном режиме (орогенез) разноглубинных (5–7 – 25–30 км) метаморфогенных образований палеопротерозоя, вместе с подстилающим их архейским фундаментом, на приблизительно единый уровень глубинности верхней коры, порядка 4–8 км. При этом в осевой части подвижной зоны произошла полная инверсия первичного прогиба, в котором отлагались метатерригенные осадки свекокарелид. Процесс

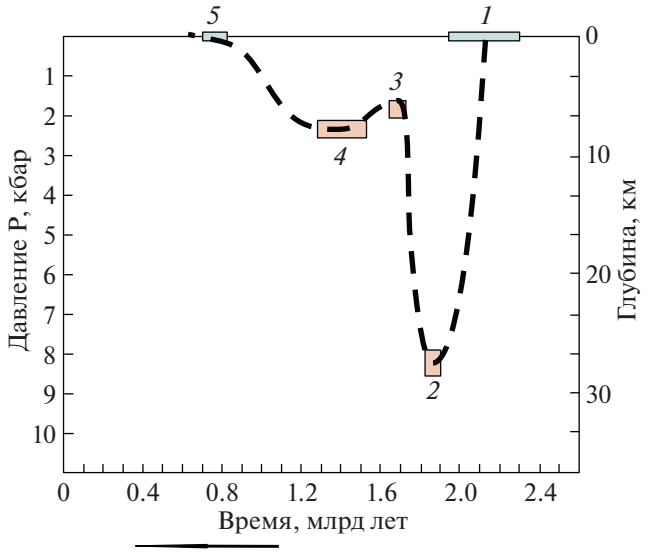


Рис. 7. Кривая изменения во времени глубин, на которых происходили преобразования пород ладожского комплекса в ходе полистадийной эволюции от событий тектогенеза до выведения их на эрозионную поверхность (дана для осевой зоны Саво-Ладожского пояса). 1 – накопление осадков ладожской серии; 2 – проявление метаморфизма гранулитовой фации; 3 – орогенез; 4 – заложение Пашско-Ладожской грабен-синклинали; 5 – импактное событие Янисъярви.

вывода глубинных образований к поверхности (эксгумация) продолжился на этапе проявления посторогенного коллапса растяжения (1590–1300 млн лет), отмеченного становлением в регионе массивов рапакиви, формированием систем разломных псевдотахилитов и заложением крупной рифтогенной Пашско-Ладожской грабен-синклинали. К рубежу около 770 млн лет все рассматриваемые образования свекофеннид уже находились на эрозионной поверхности, отмеченной импактными образованиями в районе астроблемы Янисъярви. Построенная на основании оценок глубинности проявления разноэтапных структурно-вещественных преобразований пород ладожского комплекса кривая в системе координат "глубинность–время", позволила рассмотреть описанную тектоно-термальную эволюцию в свете концепции "Йо-йо тектоники", отражающей неоднократные возвратно-поступательные перемещения по вертикали блоков пород и оценить скорости эксгумации на отдельных временных отрезках. Все приведенные данные отражают и являются следствием проявления действовавших при этом разных механизмов выведения к поверхности глубинных образований – покровно-надвиговые структуры режима транспрессии (дивергентная "цветковая" структура всей зоны), дифференциальные вертикально-блоковые перемещения этапа орогенеза, частично связанные с объемными изменениями при синхронном диафторезе пород, посторогенные процессы коллапса растяжения и сопряженного с ним сбросового разрывообразования.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Chenin P., Picazo S., Jammes S., Manatschal G., Müntener O., Karner G.* Potentialm role of lithospheric mantle composition in the Wilson cycle: a North Atlantic perspective // Geological Society, London, Special Publications. 2018. V. 470. P. 6.
2. *Морозов Ю.А., Кулаковский А.Л., Смульская А.И.* Строение и структурно-метаморфическая эволюция Северного домена Приладожья в системе "чехол–фундамент" // Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. С. 62–79.
3. *Кулаковский А.Л., Морозов Ю.А., Смульская А.И.* Тектонический стресс как дополнительный термодинамический фактор метаморфизма // Геофизические исследования. 2015. Т. 16. № 1. С. 44–68.
4. *Морозов Ю.А., Баянова Т.Б., Матвеев М.А., Смульская А.И.* Возрастные метки ранне- и позднетектонических событий свекофеннского тектогенеза на ЮВ Балтийского щита (северный домен Приладожья) // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии: Материалы L (50-го) юбилейного Тектонического совещания 30 января – 3 февраля. М.: ГЕОС, 2018. Т. 2. С. 34–39.
5. *Hoskin W.O.* Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. V. 69. № 3. P. 637–648.
6. *Kranidiotis P., MacLean W.H.* Systematics of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami, Quebec // Econ. Geol. 1987. V. 82. P. 1898–1911.
7. *Hillier S., Velde B.* Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low-temperature) chlorites // Clay Miner. 1991. V. 26. P. 149–168.
8. *Jowett E.C.* Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer: GAC/MAC/SEG // Joint Annual Meeting (Toronto, May 27–29, 1991), Program with Abstracts. 16. A62.
9. *Великославинский Д.А.* Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.
10. *Матвеев М.А., Смульская А.И., Морозов Ю.А.* Особенности фрикционного плавления пород и кристаллизации расплава в ходе сейсмического процесса (на примере псевдотахилитов Приладожья) // Физика Земли. 2022. № 6. С. 134–161.

11. *Морозов Ю.А., Юдин Д.С., Травин А.В., Смульская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А.* Первые находки и 40Ar/39Ar-датирование псевдотахилитов в палеопротерозойском зонально метаморфизованном ладожском комплексе Фенноскандии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 5–9.

12. *Torvela T., Manttari I., Hermansson T.* Timing of deformation phases within the South Finland shear zone, SW Finland // Precambrian Research. 2008. V. 160. P. 277–298.

13. *Ларин А.М.* Граниты рапакиви в геологической истории Земли // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 3–28.

14. *Амантов А.В.* Геология дочетвертичных образований и тектоника Ладожского озера // Региональная геология и металлогения. 2014. № 58. С. 22–32.

15. *O'Hara K.* A pseudotachylyte geothermometer // Journal of Structural Geology. 2001. V. 23. P. 1345–1357.

16. *Salminen J., Donadini F., Pesonen J., Masaitis V., Naumov V.* Paleomagnetism and petrophysics of the Jänisjärvi impact structure, Russian Karelia // Meteoritics and Planetary Science. 2006. V. 41. № 12. P. 1853–1870.

17. *Whitney D., Umhoefer P., Teyssier C., Fayon A.* Yo-yo Tectonics of the Nigde Massif During Wrenching in Central Anatolia // Turkish Journal of Earth Sciences. 2008. V. 17. P. 209–217.

POST-TECTOGENIC EVENTS AND EXHUMATION PROCESSES IN SVEKOKARELIDES OF THE LADOGA REGION

Corresponding Member of the RAS Yu. A. Morozov[a,#], M. A. Matveev[a], A. I. Smulskaya[a], and A. L. Kulakovsky[a]

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

[#] *E-mail: frost@ifz.ru*

Elements of the structure of the Svecokarelian pericratonic zone of the Karelian Massif (SE Fennoscandia), formed after the main events of the Svekofennian tectogenesis, have been identified and characterized. Dated age intervals of the orogenic stage and post-orogenic extensional collapse manifestation, determined the depth levels of the corresponding structures and visualized the scheme of differentiated exhumation of the deep complexes of the post-Proterozoic Savo-Ladoga movable zone. Approximate estimations of exhumation rates of deep material at certain stages of the Precambrian evolution of this zone are given.

Keywords: Fennoscandian Shield, Karelian massif, Svecokarelides, Ladoga complex, tectogenesis, orogenesis, extensional collapse, exhumation rates, Yo-Yo tectonics

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 149–158

ГЕОЛОГИЯ

УДК 550.93; 551.24; 551.248.1; 551.8; 552.3

НОВЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА НЕЗАВИСИМОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ФАДДЕЕВСКОГО ТЕРРЕЙНА ЦЕНТРАЛЬНО-ТАЙМЫРСКОГО АККРЕЦИОННОГО ПОЯСА В ДОКЕМБРИИ

© 2023 г. Н. Ю. Матушкин[1,2,*], член-корреспондент РАН Д. В. Метелкин[2,1], академик РАН В. А. Верниковский[1,2], В. Ф. Проскурнин[3], В. В. Абашев[1,2], А. Н. Ларионов[3], Б. С. Петрушков[4]

Поступило 03.04.23 г.
После доработки 16.04.2023 г.
Принято к публикации 17.04.2023 г.

В статье представлены геолого-структурные, петро-геохимические, U–Pb-геохронологические и палеомагнитные данные, уточняющие палеотектоническое положение Фаддеевского террейна Центрально-Таймырского аккреционного пояса. Изучены силлы метагаббро-долеритов северобыррангского и ясненского комплексов. Их структурное положение в породах октябрьской и ждановской свит показывает, что внедрение произошло до деформаций, связываемых с аккрецией Центрально-Таймырского пояса. Установлен U–Th–Pb-возраст кристаллизации метагаббро-долеритов – 1357 ± 9 млн лет. Первичная палеомагнитная запись, отвечающая времени внедрения интрузий, не сохранилась. Установлены две метахронные компоненты. Первая соответствует корообразующим процессам около 840 млн лет назад в результате коллизии, вероятно, континент–островная дуга в кратонном блоке, в состав которого входили Фаддевский и Мамонто-Шренковский террейны. Согласно палеомагнитным данным, эти коллизионные события происходили на расстоянии в несколько сот километров от окраины Сибири. Вторая отвечает термальным событиям на рубеже палеозоя и мезозоя и отражает сдвиговый режим преобразования тектонической структуры Карского орогена.

Ключевые слова: геохронология, палеомагнетизм, Фаддеевский террейн, Центрально-Таймырский аккреционный пояс, Карский ороген, арктическая окраина Сибири

DOI: 10.31857/S2686739723600698, **EDN:** WGKFTS

Центрально-Таймырский аккреционный пояс Карского (Таймырско-Североземельского) орогена включает в себя террейны островодужного, океанического и континентального происхождения, собранные в единую структуру на окраине Сибирского палеоконтинента в конце неопротерозоя [1–3]. Возраст островодужных пород в пределах пояса, согласно геохронологическим данным неопротерозойский – 967–961 и 755–730 млн лет [2, 4, 5]. С ними тектонически совмещены Мамонто-Шренковский и Фаддеевский кратонные террейны, сложенные метатерригенными биотит-силлиманитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами, биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами предположительно палео-мезопротерозойского возраста [6, 7]. Массивы гранитоидов с возрастом 940–846 млн лет и вулканоплутонический комплекс, датируемый 869–823 млн лет, прорывающие метатерригенные породы, указывают на коллизионные события, предположительно, микроконтинент–островная дуга [1, 3, 6–8].

Палеотектоническое положение Фаддеевского и Мамонто-Шренковского террейнов остается дискуссионным. В настоящей работе представлены геолого-структурные, петро-геохимические, U–Pb-геохронологические и палеомагнитные данные для коллекции образцов из более чем 20 интрузий северобыррангского и ясненского комплексов метагаббродолеритов, прорывающих метаосадочные и метавулканические породы ок-

[1]*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия*
[2]*Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия*
[3]*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*
[4]*ООО "Норникель Технические Сервисы", Санкт-Петербург, Россия*
*****E-mail: MatushkinNY@ipgg.sbras.ru*

тябрьской и ждановской свит на юго- западе Фаддеевского террейна, в бассейнах рек Баркова и Ленинградская (рис. 1).

Согласно данным государственного геологического картирования [9, 10], октябрьская и ждановская свиты имеют метатерригенно-карбонатный состав и со структурным несогласием перекрывают гранитно-метаморфические комплексы фундамента Фаддеевского террейна. Возраст детритовых цирконов, состав, мощность и зрелость отложений позволяют предполагать, что их накопление происходило в условиях пассивной континентальной окраины не ранее, чем 1900 [11] или 1760 [10] млн лет назад.

Полевые наблюдения показывают, что вмещающие метаосадочные породы имеют многочисленные признаки конседиментационных нарушений в виде микроразломов и микроскладок в пределах индивидуальных или нескольких слоев. Прорывающие их интрузии габбро-долеритов обычно представляют собой субсогласные пластовые тела мощностью, варьирующей от 0.5 до 200 м. Верхние контакты тел имеют признаки активного внедрения (брекчирование, ксенолиты вмещающих пород, рассланцевание и пр.), что однозначно идентифицирует их как силлы. Они деформированы вместе с вмещающей толщей и образуют систему из трех крупных и нескольких относительно мелких тектонических чешуй (рис. 1). В зонах сместителей надвигов породы интенсивно рассланцованы и, как правило, имеют запрокинутое залегание. Вторичные деформации осевых поверхностей складок указывают на то, что складчато-надвиговая структура образована при минимум двух этапах СЗ–ЮВ-сжатия. Наклон шарниров складок, кливаж плойчастости, деформации поздних кварцевых жил – указывают на наличие более поздней сдвиговой компоненты деформаций.

Изучение петрографического состава пород, слагающих силлы, проводилось с использованием поляризационного микроскопа Nikon Eclipse LV100N POL (ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск). Геохимические и изотопные исследования проводились в Центре изотопных исследований и Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Определение содержаний главных элементов в породах выполнено рентгенофлуоресцентным методом с относительной погрешностью 1–5%. Определение редкоземельных и других малых элементов получено методами эмиссионной спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре Optima-4300: ICP-AES для Co, Ni, Zn, Pb, Li, Sc, C и ICP-MS для остальных элементов, в том числе РЗЭ. U–Pb-анализ циркона из метагаббро выполнен на SIMS SHRIMP-II. Палеомагнитные исследования выполнены по стандартной методике в лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ СО РАН и лаборатории геодинамики и палеомагнетизма Центральной и Восточной Арктики НГУ (г. Новосибирск).

Согласно результатам петрографического изучения силлы сложены средне-мелкозернистыми метагаббродолеритами с реликтовой габбровой, порфировой и офитовой структурами с переходом к фибробластовой и бластопризматической. Степень метаморфических изменений не превышает зеленосланцевой фации. Плагиоклаз (50–60%) замещен альбитом, карбонатом и минералами группы эпидота; клинопироксен (до 30%) – амфиболом, хлоритом; роговая обманка (до 20%) – актинолитом. Также отмечено присутствие единичных зерен оливина, замещенного серпентином, тальком и хлоритом. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, магнетит, ильменит, по которому развиваются псевдоморфозы лейкоксена.

Результаты изучения химического состава метагаббродолеритов представлены в табл. 1. По соотношению SiO_2 и FeO*/MgO [12] они отвечают толеитовой, а по соотношению SiO_2 и K_2O [13] – толеитовой и реже низкокалиевой известково-щелочной сериям. Распределения РЗЭ и мультиэлементные спектры в габбро показывают, что они имеют промежуточный между OIB и E-MORB характер распределений элементов примесей (рис. 2).

Для циркона из метагаббро одного из силлов в береговых обнажениях р. Ленинградская в 1.5 км ниже устья р. Баркова (обр. Т10-05) проведены U–Th–Pb-исследования 11 зерен (табл. 2, рис. 3). Все они имеют призматический габитус, слабо трещиноваты, с четкой магматической зональностью. Два дискордантных анализа (4.1, 2.1) исключены из расчета среднего возраста. Для остальных 9 анализов получено конкордантное значение – 1357 ± 9 млн лет (СКВО = 0.88), которое интерпретируется как возраст кристаллизации породы. Близкие значения – 1365 ± 11 млн лет (SIMS по бадделеиту), 1374 ± 10 и 1348 ± 37 млн лет (по соотношению $^{207}Pb/^{206}Pb$) указаны в [11, 14].

Проведенные петромагнитные и палеомагнитные эксперименты свидетельствуют о плохой сохранности и неоднократной перезаписи палеомагнитного сигнала в метагаббродолеритах и вмещающих породах. Во многих изученных обнажениях регулярной компоненты установить не удается. Тем не менее, используя приемы комбинированного анализа направлений и больших кругов в составе естественной остаточной намагниченности 8 силлов и вмещающих их пород, удается зафиксировать присутствие двух метахронных компонент (табл. 3, рис. 4).

Первая характеризуется северным склонением и положительным наклонением вектора остаточной намагниченности. Согласно результатам теста складки, она была записана породами до де-

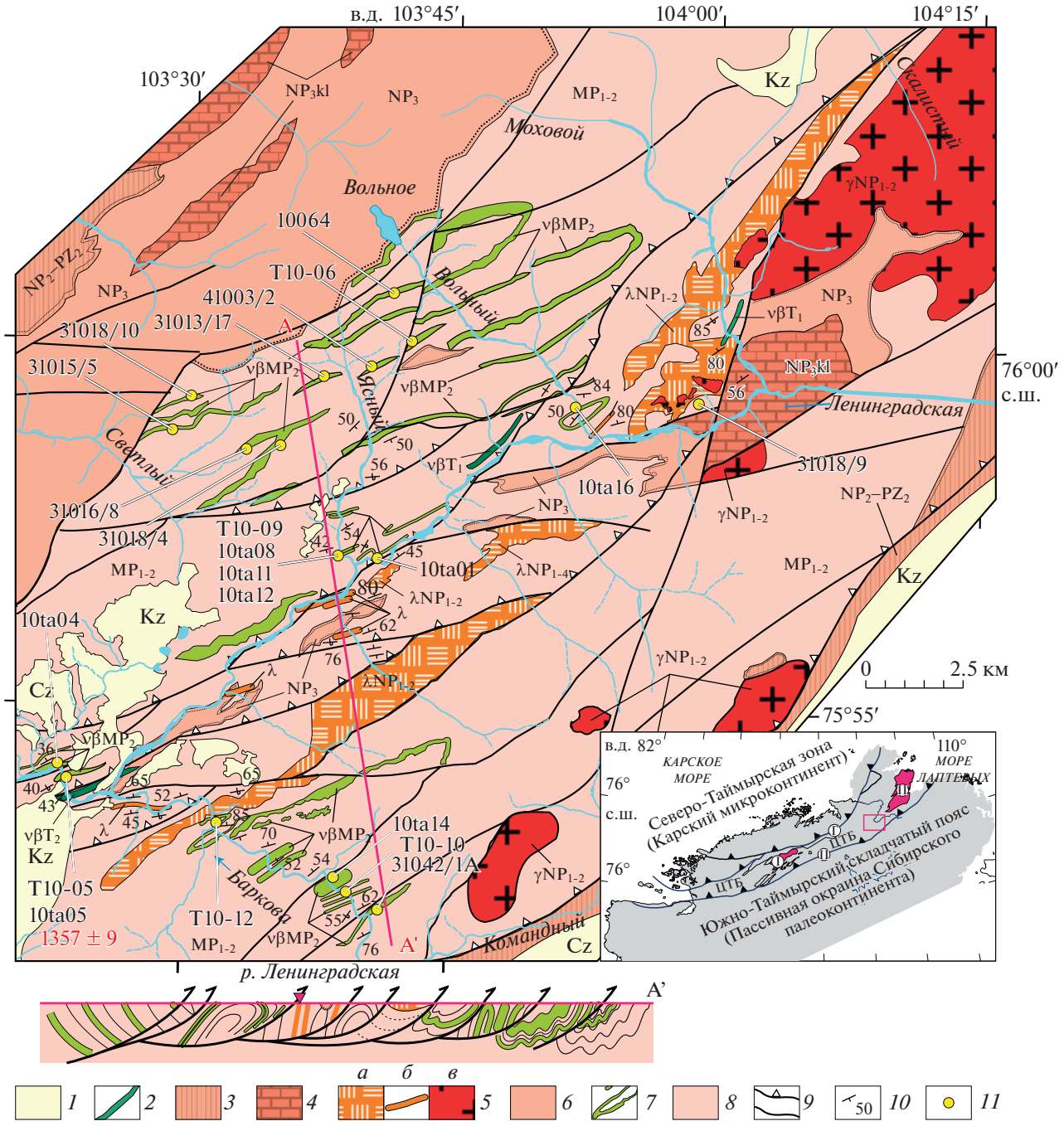


Рис. 1. Геология района исследования по [3] с изменениями и положение точек наблюдения. *1* – юрско-кайнозойские отложения; *2* – дайки габбро-долеритов (T_1); *3* – карбонатно-терригенные отложения (NP_3–PZ_1); *4* – отложения колосовской свиты (NP_3): доломиты, известняки строматолитовые, оолитовые, обломочные, редкие прослои аргиллитов; *5* – комплексы вулканоплутонического пояса (869–823 млн лет): *а* – осадочно-вулканогенная толща с метариолитами, метабазальтами, их туфами и пачкой кварцитов, *б* – поток риолит-порфиров слабометаморфизованный, мощностью от первых метров до 20 м, *в* – гранитоиды ждановского (снежнинского) комплекса; *6* – отложения становской свиты (NP_3): алевролиты, песчаники полимиктовые зеленые, красновато-фиолетовые с прослоями известняков, конгломератов и гравелитов кварцевых; *7* – силлы мезопротерозойских метагаббро северобыррангского и ясненского комплексов; *8* – вулканогенно-терригенные отложения октябрьской и ждановской толщ ($MP_{1–2}$); *9* – основные и второстепенные надвиги; *10* – залегание слоев; *11* – места отбора проб и их номера. Вертикальный масштаб разреза произвольный. 1357 ± 9 – U–Pb-возраст по цирконам, см. табл. 2 и рис. 4. ЦТБ – Центрально-Таймырский блок, П – Пясино-Фаддеевский шов, Г – Главный Таймырский шов, I – Мамонто-Шренковский террейн, II – Фаддеевский террейн. Рамкой показана область рисунка.

Таблица 1. Химический состав исследованных метагаббродолеритов

Компонент	Т10-10	41003/2	31018/10	31013/17	Т10-05	Т10-09	31018/9	31018/4	31042/1А	Т10-06	31015/5
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2, мас. %	45.1	45.7	46	46.3	47.5	47.5	47.8	47.9	48.1	48.6	48.7
TiO_2	1.18	3.68	3.7	2.56	2.91	2.49	2.15	2.71	2.8	2.46	2.44
Al_2O_3	14.2	12.7	11.5	12	12.7	12.3	13.9	12.2	11.6	11.9	12.8
$Fe_2O_3^{общ}$	13	19.1	19.7	19.5	17.1	17.9	15.4	17.4	18	16.2	16.2
MnO	0.19	0.28	0.26	0.26	0.24	0.24	0.25	0.23	0.24	0.24	0.24
MgO	10.8	4.31	5.26	6.1	5.01	5.39	5.6	5.01	4.34	6	5.71
CaO	9.25	9.71	8.37	7.85	9.02	8.35	9.16	8.27	8.3	10.1	8.83
Na_2O	1.74	2.27	2.16	2.21	2.48	2.17	2.48	2.54	2.18	1.92	2.29
K_2O	0.44	0.59	0.54	1.03	0.77	0.78	1.13	0.63	0.54	0.64	0.97
P_2O_5	0.13	0.35	0.42	0.33	0.31	0.22	0.23	0.33	0.38	0.22	0.21
П.п.п.	3.8	1.32	1.91	1.78	1.85	2.52	1.82	2.55	3.29	1.78	1.54
Сумма	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.9	99.8	99.8	99.9	99.8
Li, г/т	22.9	19.00	20.50	19.70	7.27	12.5	18.50	15.30	8.04	13.6	15.50
Be	<1	–	–	–	1.7	1.32	–	–	–	<1	–
V	228	587.0	362.0	487.0	514	471	367.0	436.0	442.0	418	401.0
Cr	87.9	20.6	16.3	20.2	20.8	46.6	42.3	26.3	14.0	96.6	92.4
Co	59.4	56.60	49.60	62.20	47.7	48.4	44.40	43.50	36.80	45.9	47.80
Ni	253	28.80	12.00	67.80	35.5	41.1	52.00	36.50	19.40	54	63.30
Cu	106	132.0	241.0	173.0	217	177	140.0	169.0	38.5	279	314.0
Zn	141	160.00	163.00	167.00	185	147	116.00	136.00	135.00	137	126.00
Ga	15.2	22.20	21.80	21.00	22.4	20.6	19.70	21.30	21.90	20.4	20.80
Rb	13	22.20	21.80	21.00	12.2	13.8	19.70	21.30	21.90	18.1	20.80
Sr	204	272	206.00	202.00	281	146	253.00	229.00	331	151	156.00
Y	19.5	39.80	47.60	40.80	39.1	39	31.70	44.20	49.00	39.8	43.80
Zr	82.3	195.00	241.00	164.00	182	146	196.00	223.00	238.00	157	182.00
Nb	5.67	13.70	15.30	13.30	15	9.88	11.70	14.30	20.60	9.47	8.09
Ba	195	197	272	349	220	159	415	270	454	101	139
La	10.2	23.20	26.80	23.50	22.9	12.6	17.40	25.80	35.80	11.5	13.70
Ce	21.9	50.20	59.60	51.40	50.4	28.9	38.20	55.90	73.20	28	32.00
Pr	3.05	6.76	7.84	6.66	6.84	4.21	4.97	7.28	9.40	4.08	4.48
Nd	12.4	29.70	35.40	29.80	29	18.9	23.30	33.40	42.40	19.7	21.80
Sm	2.76	7.13	8.21	6.67	6.54	5.17	5.32	7.59	8.94	5.5	5.91
Eu	0.86	2.02	2.54	2.10	2.07	1.66	1.78	2.36	2.58	1.67	1.91
Gd	3.1	7.45	8.63	6.61	6.72	5.91	5.68	8.39	9.16	6.45	7.17
Tb	0.5	1.19	1.40	1.14	1.15	1.02	0.91	1.24	1.45	1.06	1.22
Dy	3.24	7.05	8.47	7.32	7.09	6.79	5.68	7.79	8.62	6.74	7.11
Ho	0.67	1.48	1.78	1.49	1.44	1.46	1.18	1.69	1.84	1.4	1.65
Er	2.06	4.28	4.70	3.91	4.38	4.26	3.12	4.54	4.90	4.43	4.33
Tm	0.31	0.60	0.71	0.61	0.63	0.68	0.51	0.69	0.69	0.64	0.69
Yb	2	4.03	4.35	3.91	4.18	3.96	3.05	4.35	4.14	4.32	4.10
Lu	0.31	0.59	0.71	0.65	0.63	0.59	0.50	0.64	0.71	0.6	0.69
Hf	1.97	4.90	5.58	3.76	4.39	3.97	4.82	5.23	5.92	3.81	4.37
Ta	0.36	0.92	1.07	0.94	0.99	0.81	0.75	0.99	1.35	0.69	0.69
Pb	4.56	7.37	4.80	5.77	6.31	2.51	3.34	3.25	6.62	2.91	3.96
Th	0.94	1.83	1.95	1.76	1.95	1.65	1.34	2.00	3.26	1.78	1.85
U	0.2	0.44	0.71	0.49	0.57	0.57	0.39	0.58	0.90	0.48	0.58

Примечание. Прочерк – нет анализа.

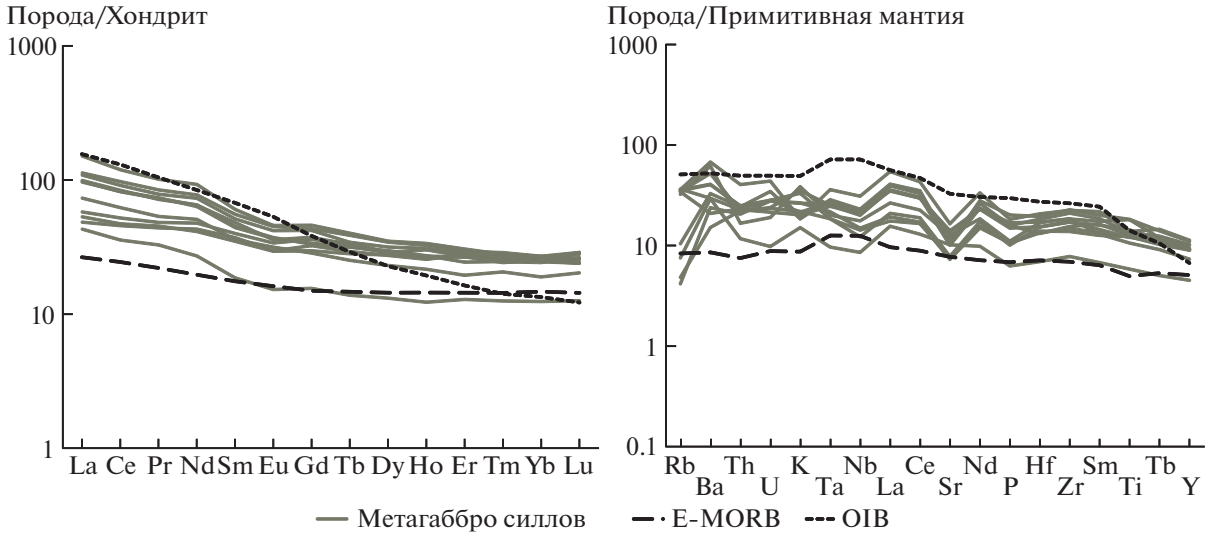


Рис. 2. Распределения РЗЭ и мультиэлементные спектры для исследованных пород. Содержания элементов нормированы к хондриту по [15] и к примитивной мантии по [16].

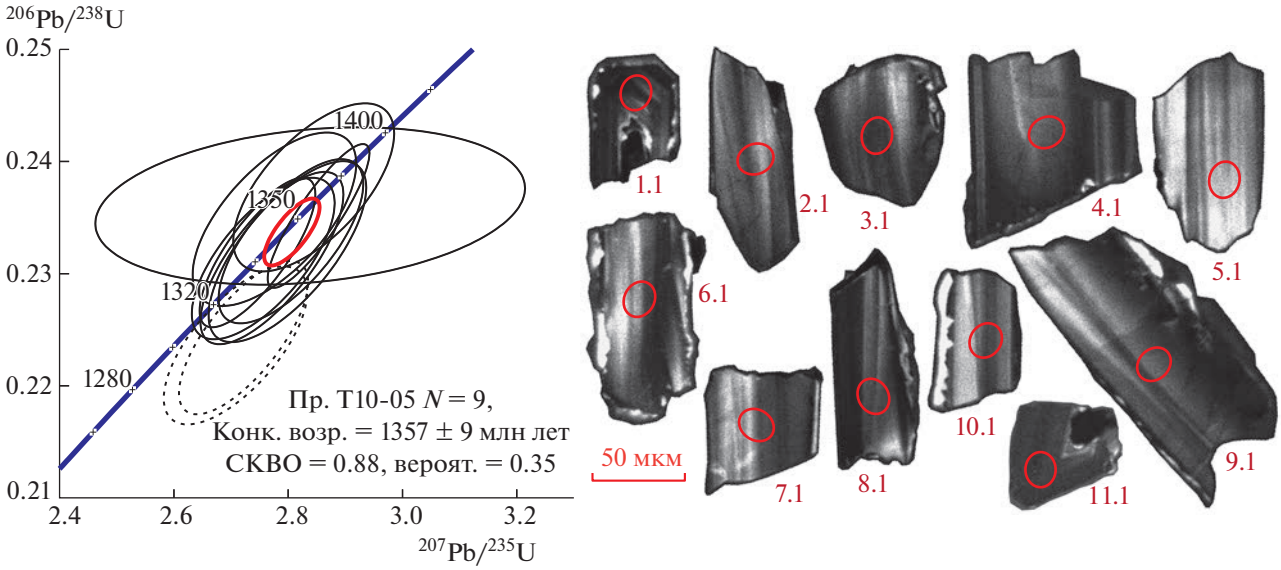


Рис. 3. Диаграмма с конкордией и катодолюминесцентные изображения циркона из образца метагаббро T10-05 (эллипсы погрешностей – 2σ). На КЛ-изображениях красные овалы с номерами соответствуют аналитическим точкам в табл. 2.

формации. Максимум параметра кучности достигается при 85.8 ± 12.2% распрямления складки. Тем не менее мы считаем эту компоненту метахронной. Палеомагнитные направления в древней системе координат и рассчитанные по ним виртуальные геомагнитные полюсы в пределах ошибки совпадают с полученными ранее для неопротерозойских метариолитов этого же района [3]. Их формирование отвечает корообразующим процессам на уровне ~840 млн лет и связано с коллизией кратонного блока, в состав которого входили Фаддевский и Мамонто-Шренковский террейны с островной дугой [3]. Вызванный этим событием региональный прогрев, вероятно, стал причиной перемагничивания, уничтожившего первичную мезопротерозойскую палеомагнитную запись, отвечающую времени внедрения силлов. При этом координаты полюса, рассчитанного для среднего направления данной компоненты, отличаются от ожидаемого, согласно траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) Сибири [17], на угол порядка 30° (рис. 4).

Таблица 2. Результаты U–Th–Pb-исследований метагаббро, обр. Т10-05

№ ан. точ.	Содержание, г/т			Изотопные соотношения						Err. corr.	Возраст, млн лет		% D
	U	Th	$^{206}Pb^*$	$^{232}Th/^{238}U$	% $^{206}Pb_c$	(1) $^{238}U/^{206}Pb^*$ (±%)	(1) $^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$ (±%)	(1) $^{207}Pb^*/^{235}U$ (±%)	(1) $^{206}Pb^*/^{238}U$ (±%)		(1) $^{206}Pb/^{238}U$	(1) $^{207}Pb/^{206}Pb$	
GPS привязка образца: N 75°53′37.7″; E 103°28′07.6″													
4.1	195	130	37.42	0.69	0.11	4.47 ± 1.3	0.088 ± 1.4	2.71 ± 1.9	0.224 ± 1.3	0.68	1301 ± 15	1379 ± 26	6
2.1	216	154	41.61	0.74	0.05	4.46 ± 1.2	0.088 ± 1.1	2.72 ± 1.7	0.224 ± 1.2	0.74	1305 ± 14	1383 ± 22	6
8.1	218	147	43.30	0.70	0.14	4.32 ± 1.3	0.086 ± 1.3	2.76 ± 1.9	0.231 ± 1.3	0.69	1342 ± 15	1347 ± 26	0
10.1	147	90	29.15	0.64	0.00	4.32 ± 1.4	0.087 ± 1.2	2.77 ± 1.8	0.231 ± 1.4	0.74	1342 ± 16	1358 ± 24	1
1.1	291	242	57.94	0.86	0.03	4.31 ± 1.2	0.086 ± 0.9	2.75 ± 1.5	0.232 ± 1.2	0.78	1344 ± 14	1336 ± 18	–1
5.1	109	45	21.75	0.43	0.00	4.31 ± 1.4	0.088 ± 1.4	2.80 ± 2.0	0.232 ± 1.4	0.71	1345 ± 17	1372 ± 27	2
3.1	179	118	35.81	0.68	0.06	4.29 ± 1.3	0.087 ± 1.3	2.80 ± 1.8	0.233 ± 1.3	0.70	1350 ± 16	1368 ± 25	2
9.1	164	70	32.99	0.44	0.19	4.26 ± 1.3	0.086 ± 1.6	2.78 ± 2.1	0.235 ± 1.3	0.64	1360 ± 16	1332 ± 31	–2
11.1	752	760	151.95	1.04	0.03	4.25 ± 1.1	0.088 ± 0.6	2.85 ± 1.3	0.235 ± 1.1	0.87	1361 ± 14	1383 ± 12	2
6.1	293	208	59.47	0.73	0.08	4.24 ± 1.2	0.087 ± 5.3	2.84 ± 5.4	0.236 ± 1.2	0.22	1366 ± 15	1365 ± 102	0
7.1	193	110	39.47	0.59	0.15	4.21 ± 1.3	0.087 ± 1.6	2.84 ± 2.0	0.238 ± 1.3	0.64	1375 ± 16	1356 ± 30	–2

Примечание. Ошибки соответствуют 1σ; Pb_c и Pb* – нерадиогенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка 1σ при калибровке к стандарту TEMORA составила 0.38%. (1) – нерадиогенный свинец скорректирован по измеренному ^{204}Pb. % D – дискордантность.

Таблица 3. Палеомагнитные направления и координаты палеополюсов по результатам изучения метагаббро и вмещающих пород

Палеомагнитные направления

Объект	n/N	Совр. коор.		Древ. коор.		k	α95
		D	I	D	I		
10ta04, силл, метагаббро	8/11	58.0	74.7	1.9	44.4	9.7	18.7
10ta14, силл, метагаббро	8/10	113.8	72.6	332.1	51.1	202.6	3.9
10ta16, силл, метагаббро	10/10	172.2	7.4	4.7	40.0	21.7	10.6
Среднее по 1-й группе направлений	(3)	146.7	60.6	354.2	46.1	3.1 36.2	87.8 20.8
10ta01, силл, метагаббро	11/12	30.3	−53.0	89.1	−37.8	31.1	7.9
10ta05, силл, метагаббро	6/10	342.3	−45.4	359.2	−85.4	12.2	20.0
10ta08, силл, метагаббро	5/13	56.5	−82.1	310.6	−48.0	19.6	17.7
10ta11, ждановская свита, доломит	10/11	346.6	−56.8	41.0	−63.4	21.0	10.8
10ta12, ждановская свита, доломит	5/10	356.7	−57.2	106.1	−12.7	60.7	9.9
Среднее по 2-й группе направлений	(5)	1.1	−60.8	68.3	−64.9	18.9 3.4	18.1 48.8

Палеомагнитные полюсы

Объект	Plat	Plon	A95	F	R
Метагаббро, 1-я группа направлений	41.4	290.6	21.3		
метариолиты ленинградского комплекса, 840 млн лет по [3]	29.9	293.6	7.4	−11.7 ± 16.6	3.1 ± 18.5
ожидаемые по данным для Сибири на 840 млн лет по [17]	−3.3	300.8	5.8	−44.4 ± 16.2	12.0 ± 18.2
Метагаббро, 2-я группа направлений	27.8	102.6	24.0		
ожидаемые по данным для Сибири на 200 млн лет по [17]	47.8	128.8	4.3	17.5 ± 17.9	36.1 ± 24.5
ожидаемые по данным для Сибири на 300 млн лет по [17]	35.0	160.0	8.0	−0.6 ± 18.6	67.4 ± 24.9

Примечание: n/N – количество использованных в статистике к общему количеству изученных образцов (точек опробования для среднего); D – склонение; I – наклонение; k – параметр кучности; α95 – 95% овал доверия; Plat и Plon – географические широта (в градусах с.ш.) и долгота (в градусах в.д.) палеомагнитного полюса; A95 – 95% овал доверия для полюса; F – относительное широтное (вдоль долготы) смещение в градусах по направлению на север, R – угол относительного поворота по (+) или против (–) часовой стрелки.

Для совмещения полюсов необходимо, прежде всего, изменение широтного положения (табл. 3). Соответственно, реконструируемые 840 млн лет назад события должны были произойти на существенном расстоянии от окраины Сибирского палеоконтинента. Размеры бассейна, разделяющего Фаддевский террейн и таймырскую пассивную окраину Сибири, составляли сотни километров. Такой вывод также поддерживают авторские палеомагнитные определения по породам древнейшего (960 млн лет) островодужного комплекса оз. Трех Сестер, расположенного поблизости от района настоящих работ [2]. Соответственно, есть основания полагать, что и в момент внедрения силлов – около 1350 млн лет назад Фаддевский террейн или включающий его кратонный блок не мог располагаться вблизи таймырской окраины Сибири.

Вторая установленная регулярная компонента имеет заметно более кучное распределение векторов в современной системе координат (табл. 3), т.е. была записана породами после формирования современной складчато-покровной структуры Карского орогена. Максимум кучности достигается при 16.5 ± 9.3% распрямления складки. Хотя полного совпадения соответствующего палеомагнитного полюса с ТКДП Сибири нет, тем не менее он расположен вблизи позднепалеозойско–раннемезозойского участка ТКДП Си-

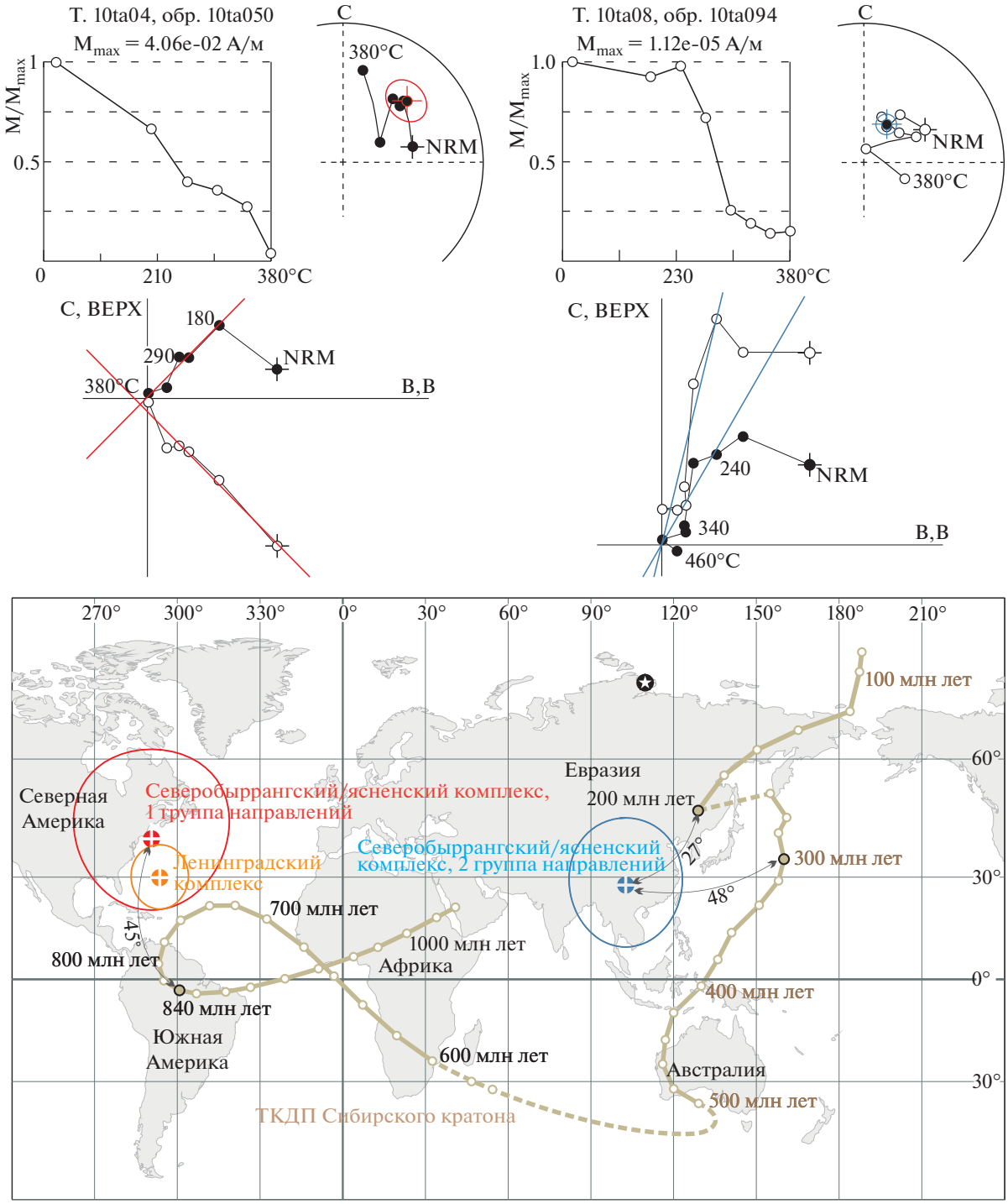


Рис. 4. Вверху примеры результатов ступенчатого терморазмагничивания образцов габбро, фиксирующих направления первой (слева, стратиграфические координаты) и второй (справа, географические координаты) группы направлений. Темные точки соответствуют проекции на нижнюю полусферу (положительное наклонение вектора), светлые точки – проекции на верхнюю полусферу (отрицательное наклонение вектора). Внизу положение палеомагнитных полюсов (табл. 3) относительно ТКДП Сибири по [17], цифры у дуг, соединяющих полюсы, обозначают угловое расстояние.

бири (рис. 4). Это указывает на вероятную связь регионального перемагничивания с термальными событиями, вызванными коллизией Карского микроконтинента или последовавшим за этим плюмовым магматизмом, отражением которого является Сибирская крупная изверженная провинция. Наблюдаемые отличия в расположении сравниваемых полюсов предполагают поворот

Фаддевского террейна без изменения его фактического расстояния от кратона (табл. 3). Такая кинематическая обстановка может быть реализована только в условиях сдвига. Опираясь на авторскую магнитотектоническую модель, согласно которой коллизия Карского микроконтинента является результатом мягкого, косого взаимодействия литосферных плит [18, 19], сдвиговый режим трансформации структуры орогена на рубеже палеозоя–мезозоя закономерен и подтверждается полученными палеомагнитными данными. Наименьшее угловое расстояние между наблюденным полюсом и ТКДП оказывается для рубежа в 200 млн лет. Необходим поворот Фаддевского террейна вокруг своей оси не более чем на 36.1° ± 24.5° (табл. 3, рис. 4). Однако не исключены и другие варианты сопоставления. Исходя из модели [18], поворотом вокруг эйлерового полюса, расположенного в центре Карского блока – главного индентора, вызывающего преобразование структуры сибирской окраины, наилучшее совпадение наблюдаемого полюса с ТКДП Сибири достигается для рубежа карбона–перми, около 300–280 млн лет. В это время происходил сильный прогрев литосферы в результате формирования Карского орогена, что подтверждается значениями абсолютного возраста коллизионных гранитов и численным моделированием [19, 20].

Таким образом, получены новые геолого-структурные, петро-геохимические, U–Pb-геохронологические и палеомагнитные данные для метагаббродолеритов северобыррангского/ясненского комплекса. Установленный U–Th–Pb-возраст кристаллизации метагаббродолеритов – 1357 ± 9 млн лет и их структурное положение свидетельствуют о том, что внедрение интрузий произошло в мезопротерозойские отложения октябрьской и ждановской свит, вероятно, в условиях рифтогенного бассейна пассивной континентальной окраины или окраинного моря. Этому не противоречат полученные для метагаббродолеритов геохимические данные. Совместные деформации метатерригенных пород и интрузий произошли позднее, вероятно, при аккреционно-коллизионных событиях континент–островная дуга. Новые результаты палеомагнитных исследований силлов метагаббродолеритов позволили зафиксировать присутствие в них двух метахронных компонент, отражающих коробразующие процессы 840 млн лет назад на расстоянии в несколько сот километров от окраины Сибири и термальные события на рубеже палеозоя–мезозоя при формировании Карского орогена.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РНФ (проекты 19-17-00091-П, 21-17-00052).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E.* Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso-Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup // Precambrian Res. 2001. V. 110. № 1–4. P. 127–141.
2. *Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Котов А.Б.* Древнейший островодужный комплекс Таймыра: к вопросу формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамических реконструкций в Арктике // ДАН. 2011. Т. 436. № 5. С. 647–653.
3. *Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Петрушков Б.С., Верниковская А.Е., Гавриш А.В., Багаева А.А., Матушкин Н.Ю., Виноградова Н.П., Ларионов А.Н.* Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизионных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 23–40.
4. *Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Lyapunov S.M., Neimark L.A., Proskurnin V.F., Chernykh A.I., Safonova I.Yu.* Petrology, Geochemistry, and Tectonic Setting of Plagiogranites of the Chelyuskin Ophiolite Belt // Int. Geol. Rev. 1994. V. 36. № 10. P. 961–974.
5. *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G.* Neoproterozoic Orogeny along the margins of Siberia. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. // GSL. Memoirs. 2004. V. 30. P. 233–248.
6. *Верниковская А.Е., Пиис В.Л., Верниковский В.А., Джи Д.Г., Травин А.В.* Геохимия и петрология позднепротерозойских гранитов Мамонто-Шренковского террейна (Центральный Таймыр) // Геохимия. 2002. № 5. С. 486–498.
7. *Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З.* Докембрийские граниты Фаддеевского террейна (Северный Таймыр): новые геохимические и изотопно-геохронологические (U-Pb, Sm-Nd) данные // ДАН. 1998. Т. 363. № 5. С. 653–657.
8. *Кузьмин В.К., Проскурнин В.Ф., Ларионов А.Н.* О позднерифейском возрасте гранитоидов снежнинского комплекса, Северо-Восточный Таймыр, по данным цирконометрии // Записки Российского минералогического общества. 2007. Ч. 136. Вып. 1, С. 42–49.
9. *Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская. Лист T-45–48 – м. Челюскин. Объяснительная записка. 2013. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 568 с.
10. *Проскурнин В.Ф., Багаева А.А., Шнейдер Г.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Таймырская. Лист S-48-I, II (устье р. Заозерная). Объяснительная записка. Минприроды России, Роснедра, ФГБУ "ВСЕГЕИ". М.: Московский филиал ФГБУ "ВСЕГЕИ", 2019. 227 с.
11. *Priyatkina N., Collins W.J., Khudoley A., Zastrozhnov D., Ershova V., Chamberlain K., Shatsillo A., Proskurnin V.*

The Proterozoic evolution of northern Siberian Craton margin: a comparison of U–Pb–Hf signatures from sedimentary units of the Taimyr orogenic belt and the Siberian platform // Int. Geol. Rev. 2017. V. 59. №. 13. P. 1632–1656.

12. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // Amer. J. Sci. 1974. V. 274. № 4. P. 321–355.

13. *Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contr. Mineral. And Petrol. 1976. V. 58. P. 63–81.

14. *Худолей А.К., Чемберлен К.Р., Шмитт А.К., Харрисон Т.М., Прокопьев А.В., Сирс Д.У., Веселовский Р.В., Проскурнин В.Ф.* Новые данные U-Pb датирования интрузий основного состава Таймыра, северной и юго-восточной Сибири по бадделеиту и их следствия для тектоники и стратиграфии региона // Изотопные системы и время геологических процессов. Мат-лы IV Российской конференции по изотопной геологии. СПб.: ИП Каталкина. 2009. Т. II. С. 243–245.

15. *Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.* Rare-earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.

16. *Sun S.-s., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // GSL. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

17. *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.

18. *Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P.* Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // Tectonophysics. 2005. V. 398. P. 225–243.

19. *Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A., Proskurnin V., Matushkin N., Proskurnina M., Kadilnikov P., Larionov A., Travin A.* Late Paleozoic–Early Mesozoic Granite Magmatism on the Arctic Margin of the Siberian Craton during the Kara-Siberia Oblique Collision and Plume Events // Minerals. 2020. V. 10. № 6. 571.

20. *Верниковский В.А., Полянский О.П., Бабичев А.В., Верниковская А.Е., Проскурнин В.Ф., Матушкин Н.Ю.* Тектонотермальная модель для позднепалеозойского синколлизионного этапа формирования Карского орогена (Северный Таймыр, центральная Арктика) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 440–457.

NEW EVIDENCE OF THE INDEPENDENT PRECAMBRIAN TECTONIC HISTORY OF THE FADDEY TERRANE OF THE CENTRAL TAIMYR ACCRETIONARY BELT

N. Yu. Matushkin[a,b,#], Corresponding Member of the RAS D. V. Metelkin[b,a], Academician of the RAS V. A. Vernikovsky[a,b], V. F. Proskurnin[c], V. V. Abashev[a,b], A. N. Larionov[c], and B. S. Petrushkov[d]

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

[b] *Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation*

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

[d] *Nornickel Technical Services LLC, St. Petersburg, Russian Federation*

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

New geostructural, petro-geochemical, U-Pb geochronological and paleomagnetic data for sills of metagabbro-dolerites of the Severnobyrranga and Yasnenskiy complex specify the paleotectonic position of the Faddey terrane of the Central Taimyr accretionary belt. The structural position of the sills in the rocks of the Oktyabr and Zhdanov formations is indicative of their intrusion before deformations caused by the accretion of the Central Taimyr belt. The U-Th-Pb age of crystallization for the metagabbro-dolerites has been established as 1357 ± 9 Ma. The primary paleomagnetic record reflecting the time of intrusion has not been preserved, but two metachronous components have been identified. The first one corresponds to crust formation processes at *ca*. 840 Ma due to collision, probably of continent – island arc type involving the cratonic block that included the Faddey and Mamont-Shrenk terranes. These collisional events took place several hundreds of kilometers from the Siberian margin. The second component corresponds to thermal events on the Paleozoic-Mesozoic boundary and reflects the strike-slip deformation in the Kara orogen.

Keywords: geochronology, paleomagnetism, Faddey terrane, Central Taimyr accretionary belt, Kara orogen, Siberian Arctic margin

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 159–167

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.71

ВОЗРАСТ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СУПРАКРУСТАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА КАСКАМСКОГО БЛОКА ТЕРРЕЙНА ИНАРИ (СЕВЕРО-ВОСТОК КОЛЬСКО-НОРВЕЖСКОЙ ОБЛАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

© 2023 г. А. Б. Вревский[1,*], член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов[1], П. А. Львов[2]

Поступило 31.03.2023 г.
После доработки 18.04.2023 г.
Принято к публикации 25.04.2023 г.

Впервые определен U–Th–Pb-возраст (SIMS) магматического (T = 730–744°C) циркона из средних и кислых метавулканитов супракрустального комплекса каскамского блока террейна Инари, расположенного на северо-западе Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита – 1923–1926 млн лет. Новые данные позволяют отнести метавулканиты к калевийскому надгоризонту палеопротерозоя. Источником первичных расплавов метариодацитов и метабазальтов каскамского блока террейна Инари была палеопротерозойская континентальная литосфера не моложе 2390–2384 млн лет с существенным вкладом ювенильного материала ($\varepsilon Nd(T) = +1.2 - +2.8$). Возраст вулканогенно-осадочных пород каскамской свиты и вепсия Южно-Печенгской зоны в пределах погрешности определения U–Th–Pb-возраста моложе пространственно сопряженных тоналитов массива Куроайви (1936 ± 7 млн лет, $\varepsilon Nd(T) = +0.1$) и гранитоидных массивов Южно-Печенгской зоны (1950–1940 млн лет). Это доказывает, что этап гранитообразования разделял два геодинамических режима в Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита – ранний этап континентального рифтогенеза ятулийско-людиковийского времени (2300–1970 млн лет назад) и этап, сходный с надсубдукционными обстановками формирования континентальной коры террейна Инари (1926–1850 млн лет).

Ключевые слова: Фенноскандинавский щит, террейн Инари, каскамская свита, U–Th–Pb-возраст, палеопротерозой

DOI: 10.31857/S2686739723600674, **EDN:** WGGZOA

В Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита среди целого ряда разновозрастных тектонических доменов, террейнов и структурных элементов земной коры, выделенных с различной степенью геолого-геофизического и геохронологического обоснования, наименее изученным и, соответственно, с наиболее неопределенной геодинамической историей формирования раннедокембрийской континентальной коры является микрократон [1] или террейн Инари [2, 3]. Пространственно большая и наименее изученная часть террейна Инари расположена между палеопротерозойскими структурами Пасвик-Полмак-Печенгского интракратонного палеорифта и Лапландского гранулитового пояса. Этот террейн протягивается в юго-восточном направлении более чем на 300 км от каледонид на территории северной Норвегии и Северной Финляндии до Верхнетуломского водохранилища в Русской Лапландии [2]. На территории России террейн Инари граничит на юго-западе с Лоттинско-Сальнотундровским блоком Лапландского гранулитового пояса, а на северо-востоке его граница проходит вдоль вулканогенно-осадочных комплексов Тальинской структуры Южно-Печенгской зоны, которые обрамляют палеопротерозойские (~1.95 млрд лет) массивы плагиогранитов, гранодиоритов и тоналитов (Каскельяврский, Шуониярвский, Маунъяврский и др.) [4, 5] (рис. 1).

Задачами исследования являлось определение изотопного возраста и положения вулканогенно-осадочных пород каскамской свиты в хроностратиграфической шкале палеопротерозоя Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита, что имеет важное значение для понимания

[1]*Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*
[2]*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия*
******E-mail: avrevsky@mail.ru*

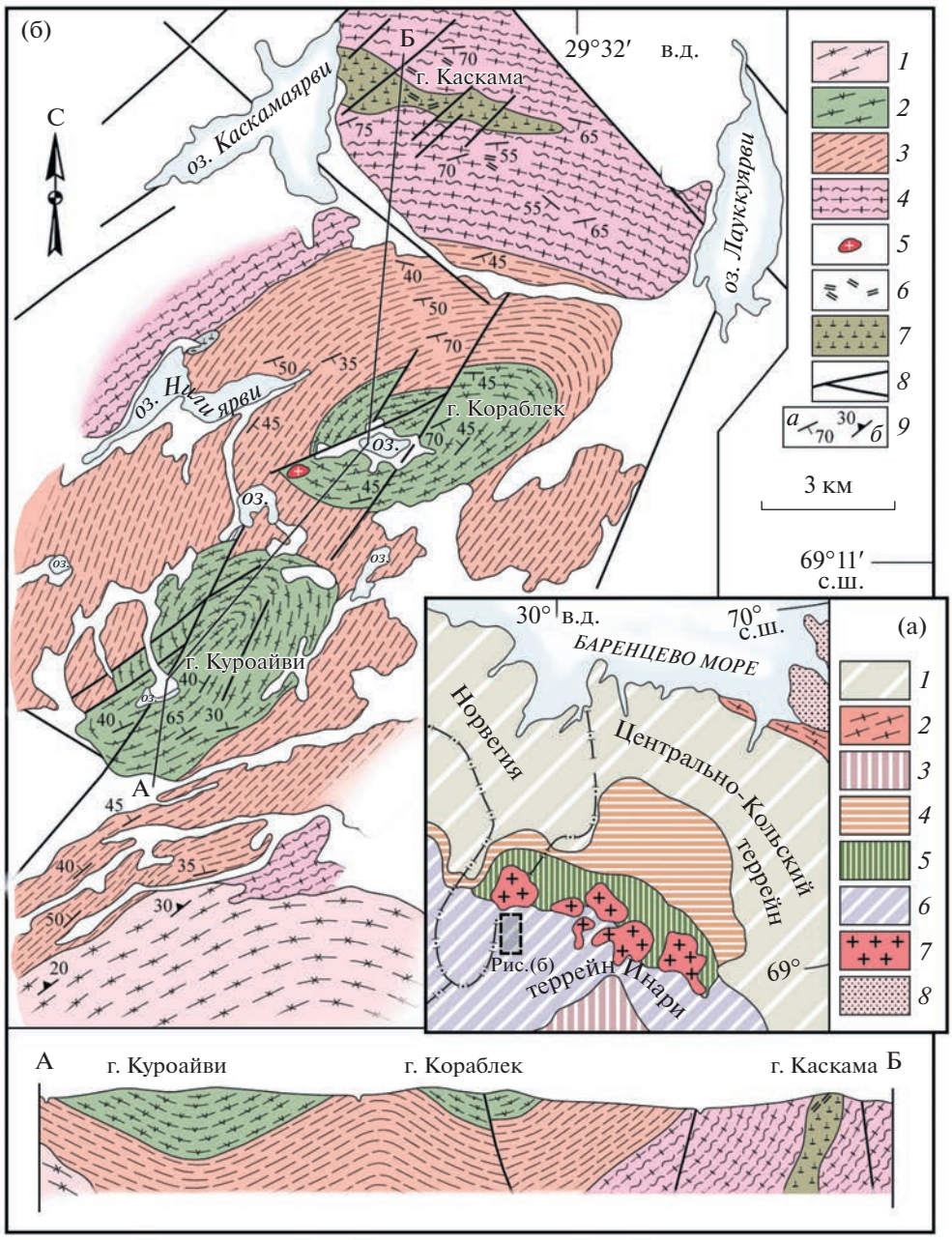


Рис. 1. Схема геологического строения каскамской структуры [6, с изменениями]. На врезке (а) *1* – Центральн-Кольский террейн, *2* – Мурманский террейн, *3* – Лапландский гранулитовый пояс, *4* – Северо-Печенгская зона, *5* – Южно-Печенгская зона, *6* – террейн Инари, *7* – интрузии тоналитов и плагиогранитов, *8* – осадки венда. (б) *1* – тоналитовые гнейсы, *2–4* – супракрустальный комплекс каскамской свиты (*2* – верхняя, *3* – средняя и *4* – нижняя толщи), *5* – плагиомикроклиновые граниты, *6* – метагаббро, *7* – дайки метагипербазитов, *8* – разрывные нарушения, *9* – структурные элементы: *а* – сланцеватость, *б* – гнейсовидность

геологического строения, состава и возраста пород террейна Инари и аргументации геодинамических условий формирования двух пространственно сопряженных с террейном и практически одновременно (2.3–1.85 млрд лет) развивавшихся, контрастных тектонических структур – интракратонного рифта Пасвик-Полмак-Печенга и Лапландского гранулитового коллизионного пояса.

Исследователи в разные годы на северо-западе Кольского полуострова в пределах, соответствующих современным представлениям о тектонических границах террейна Инари, выделяли в крупных синклинальных структурах существенно вулканогенную каскамскую свиту [6, 7], а в мелких межблоковых синклиналях и моноклиналях – аннамскую свиту, с преобладанием терригенных

пород и проявлением коматиит-толеитового магматизма. Установленный неоархейский U–Th–Pb-возраст 2718 ± 7 млн лет никеленосных перидотитов Аллареченского месторождения, входящих в состав вулкано-плутонического комплекса аннамской свиты, позволяет рассматривать породы свиты в качестве возрастных и формационных аналогов зеленокаменных поясов неоархея Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита [8].

На территории северо-запада Кольского полуострова наиболее сохранившимися и доступными для исследования фрагментами супракрустального комплекса каскамской свиты являются две сопряженные синклинальные структуры, протяженностью более 25 км в районе тундр Куроайви–Кораблекк–Каскама–Шуорт в 40 км к юго-западу от Печенгской структуры (рис. 1).

Нижняя часть осадочно-вулканогенного комплекса каскамской свиты (более 3000 м) представлена преимущественно различными амфиболитами и Bt–Amp-сланцами, по составу отвечающими толеитовым и глиноземистым метабазальтам. Характерной особенностью разреза является присутствие тел метагипербазитов, мощностью 15–20 м и протяженностью более 300 м, состав которых отвечает коматиитам и коматиитовым базальтам. Вышележащая средняя толща Bt–Ms-, Grt–Bt–Amp-гнейсов и сланцев с прослоями амфиболитов слагает две синклинальные структуры (рис. 1). В верхней части средней толщи залегает несколько пачек мощностью 20–30 м мелкозернистых плагиосланцев, лейкократовых биотит-полевошпатовых гнейсов и амфиболитов. Отсутствие в них первичных структурно-текстурных признаков метаосадочных пород и низкое значение химического индекса зрелости (CIA = 45–51) позволяют рассматривать их как метаморфизованные аналоги кислых и средних вулканитов и их туфов. В районе южного склона г. Куроайви установлено структурное несогласие Bt–Amp-гнейсов средней толщи каскамской свиты с тоналитовыми гнейсами рамы (рис. 1).

Ядерные части синклиналей (рис. 1) сложены верхней толщей каскамской свиты, представленной преимущественно мелко- и среднезернистыми сланцеватыми и массивными амфиболитами с прослоями Act–Chl-сланцев по составу сходных с коматиитовыми базальтами, толеитовыми и глиноземистыми метабазальтами нижней толщи разреза.

Для определения возраста каскамской свиты и стратиграфической корреляции с палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами “северной” и “южной” зон Печенгской структуры было проведено U–Th–Pb-датирование циркона из метариодацита (обр. 9–3а) и метаандезита (обр. 16/17-4б) верхней толщи свиты. Для уточнения соотношения каскамской свиты с окружающими гнейсами был определен U–Th–Pb-возраст циркона из тоналитовых гнейсов массива Куроайви, имеющих структурное несогласие с Bt–Amp-гнейсами средней толщи каскамской свиты. U–Th–Pb-датирование выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по методике [9]. Для оценки вероятности метаморфогенного происхождения циркона и/или влияния свекофеннских тектоно-метаморфических процессов на его U–Pb-изотопную систему, было проведено исследование состава редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в точках локального датирования циркона с минимальной степенью дискордантности на микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН РАН). Для определения источника исходных расплавов метавулканических пород были изучены Sm–Nd-системы в образцах. Растворение образцов и выделение Sm и Nd проводились по методике [10]. Среднее значение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в изотопном стандарте La Jolla составило 0.512097 ± 0.000008 (2σ, n = 4).

Зерна циркона, выделенные из метариодацита (обр. 9–3а), имеют призматический магматический габитус кристаллов, размером 200 × 100 мкм, и с корродированными гранями и плоскостями призм, практически не сохранивших зональность из-за наложенной метаморфической перекристаллизации, которая проявилась в развитии зон обрастания вершин пирамид кристаллов (рис. 2). В катодолюминесценции вторичные изменения кристаллографических очертаний выражены присутствием пятнистых и амебовидных форм с низкой интенсивностью катодной люминесценции. Для 11 зерен циркона по 11 аналитическим точкам (табл. 1 приложение) рассчитано средневзвешенное значение возраста 1924 ± 5 млн лет СКВО = 0.58 (рис. 3).

Из метаандезита (обр. 16/17-4б) выделена популяция из 16 зерен циркона светло-коричневого цвета (рис. 2). Большинство зерен имеет изометричный габитус (Ку = 1–1.5), размером 100–120 × × 80–90 мкм, с сохранившимися вершинами призм и хорошо выраженной в катодной люминесценции осцилляционной зональностью. Средневзвешенное значение возраста вычислено по 19 аналитическим точкам – 1923 ± 6 млн лет, СКВО = 0.23 (рис. 3).

Из тоналитовых гнейсов (обр. 202 б) г. Куроайви, имеющих структурное несогласие с Bt-Amp гнейсами каскамской свиты (рис. 1), была выделена популяция длиннопризматических (Ку = 4–6) кристаллов циркона со сглаженными вершинами, размером 300–400 × 10 мкм (рис. 2). Циркон имеет хорошо выраженную в катодной люминесценции осцилляционную зональность. По 11 аналитическим точкам (табл. 1) было рассчитано сред-

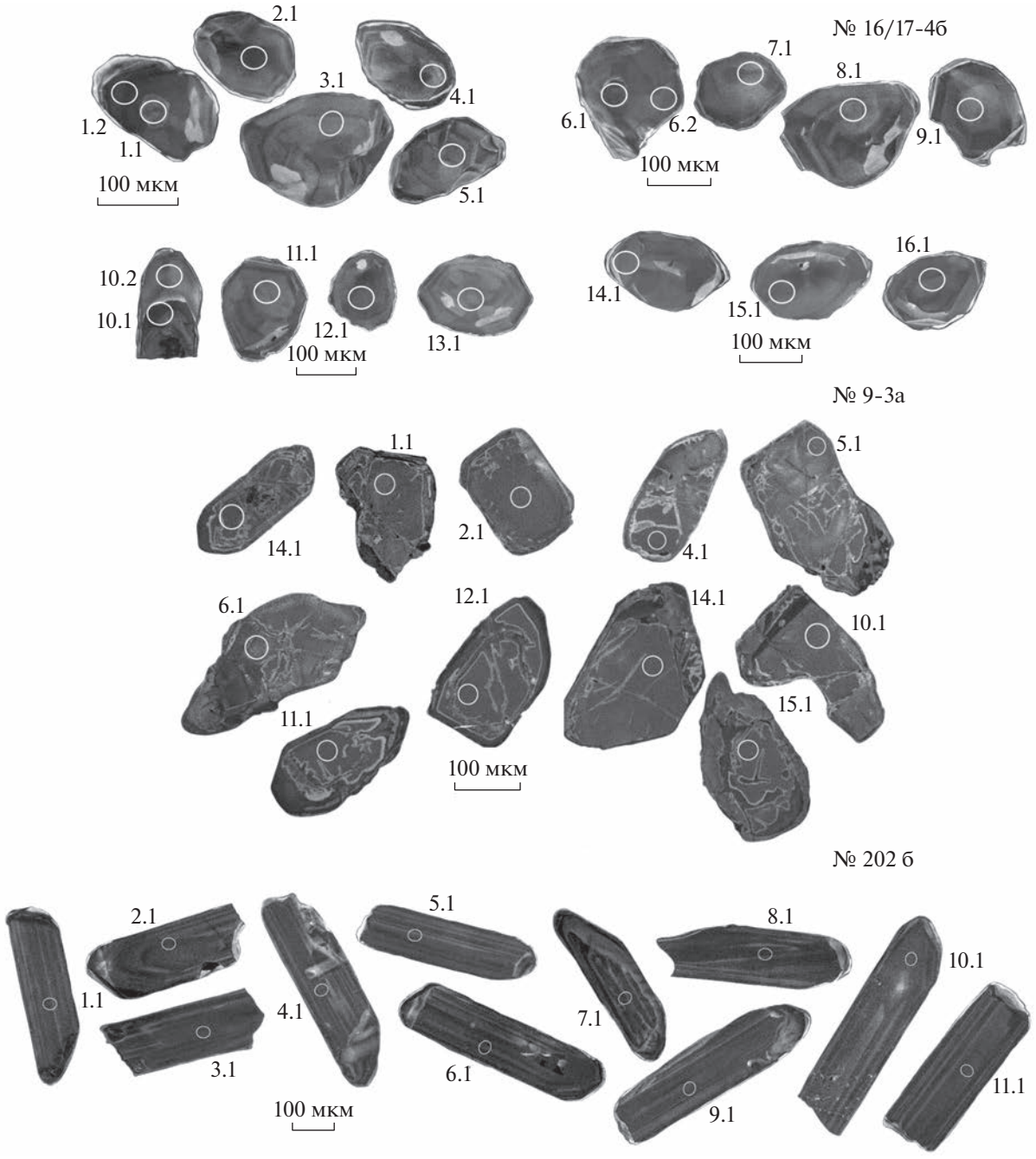


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из метаандезита (16/17–4б), метариодацита (9–3а) и тоналита (202 б) в режиме катодолюминесценции. Цифры на фото соответствуют аналитическим точкам в табл. 1 (приложение), диаметр кратера ~ 20 мкм.

невзвешенное значение возраста 1936 ± 7 млн лет, СКВО = 0.31 (рис. 3).

Содержание РЗЭ в трех кристаллах циркона из меиариодацитов и одного из метаандезита характеризуется фракционированным распределением, характерным для магматического циркона [11] с обогащением тяжелыми РЗЭ (Lu_N/Gd_N = 27–19), положительной Ce- (Ce* = 2.8–7.3) и отрицательной Eu- (Eu* = 0.22–0.29) аномалиями (табл. 2 приложение, рис. 4). Все зерна циркона характеризуются малыми вариациями высокого содержания Hf (10100–10600 мкг/г) и низкими значениями Th/U-отношения (0.08–0.11). Геохимический состав редких и редкоземельных элементов в цирконе из метаандезита практически идентичен таковому в метариодацитах за исключением более

Таблица 1. Результаты U–Th–Pb (SHRIMP II)-геохронологических исследований циркона из плагиогнейса (№ 202 б), метаандезита (№16/17-4б) и метариодацита (№№-9-3а)

№ образца, аналит. точка	U, мкг/г	Th мкг/г	Th/U	$^{206}Pb^*$, мкг/г	$^{238}U/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	Возраст				err corr	D±%
											$^{206}Pb/^{238}U$	±%	$^{207}/^{206}Pb$	±%		
202 б-1.1	398	111	0.28	146	2.7750	1.0	0.1184	0.6	5.882	1.2	1983	18	1932	11	0.853	−2.6
202 б-2.1	549	190	0.35	121	2.8390	1.1	0.1189	0.7	5.775	1.3	1945	18	1940	12	0.847	−0.3
202 б-3.1	395	110	0.28	166	2.8400	1.0	0.1193	0.6	5.792	1.2	1944	17	1946	11	0.862	0.1
202 б-4.1	556	201	0.36	120	2.8180	1.0	0.1183	0.7	5.788	1.2	1957	18	1931	12	0.835	−1.3
202 б-5.1	414	108	0.26	171	2.7910	1.0	0.1186	0.6	5.857	1.2	1974	17	1935	10	0.868	−2.0
202 б-6.1	503	75	0.15	126	2.8130	1.0	0.1193	0.7	5.849	1.2	1961	17	1946	12	0.843	−0.7
202 б-7.1	607	228	0.38	150	2.8760	1.0	0.1189	0.7	5.693	1.2	1922	17	1939	12	0.843	0.9
202 б-8.1	469	150	0.32	187	2.7920	1.0	0.1182	0.6	5.838	1.1	1973	17	1929	10	0.875	−2.2
202 б-9.1	447	104	0.23	144	2.8070	1.0	0.1188	0.6	5.835	1.2	1964	17	1938	11	0.851	−1.3
202 б-10.1	389	87	0.22	135	2.8390	1.0	0.1181	0.6	5.734	1.2	1945	17	1927	11	0.849	−0.9
202 б-11.1	389	87	0.22	120	2.7790	1.1	0.1188	0.7	5.892	1.3	1981	18	1938	13	0.838	−2.2
16/17-4б-1.1	210	7	0.03	66	2.7550	1.6	0.1183	0.83	5.920	1.8	1996	27	1931	15	0.89	−3.3
16/17-4б-1.2	605	28	0.05	186	2.7990	1.5	0.1179	0.48	5.806	1.6	1969	26	1924	8.6	0.95	−2.3
16/17-4б-2.1	414	18	0.04	126	2.8370	1.5	0.1178	0.60	5.727	1.6	1947	26	1923	11	0.93	−1.2
16/17-4б-3.1	230	8	0.04	64	3.1150	1.6	0.1177	0.87	5.211	1.8	1795	25	1922	16	0.88	7.1
16/17-4б-4.1	197	10	0.05	61	2.7890	1.6	0.1177	0.86	5.820	1.8	1976	27	1922	15	0.88	−2.7
116/7-4б-5.1	325	16	0.05	100	2.7910	1.5	0.1178	0.65	5.820	1.7	1974	26	1923	12	0.92	−2.6
16/17-4б-6.1	529	36	0.07	160	2.8520	1.5	0.1182	0.52	5.712	1.6	1937	25	1929	9.3	0.95	−0.5
16/17-4б-6.2	223	11	0.05	70	2.7350	1.6	0.1171	0.89	5.900	1.8	2009	28	1912	16	0.88	−4.8
16/17-4б-7.1	287	13	0.05	88	2.8090	1.6	0.1177	0.70	5.777	1.7	1963	26	1921	13	0.91	−2.1
16/17-4б-8.1	206	10	0.05	64	2.7670	1.6	0.1173	0.85	5.840	1.8	1989	28	1915	15	0.89	−3.7

Таблица 1. Окончание

№ образца, аналит. точка	U, мкг/г	Th мкг/г	Th/U	$^{206}Pb^*$, мкг/г	$^{238}U/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{206}Pb^*$	±%	$^{207}Pb^*/^{235}U$	±%	Возраст				err corr	D±%
											$^{206}Pb/^{238}U$	±%	$^{207}/^{206}Pb$	±%		
16/17-4б-9.1	253	12	0.05	77	2.8150	1.6	0.118	0.77	5.780	1.7	1960	26	1926	14	0.90	−1.7
16/17-4б-10.1	281	20	0.07	82	2.9670	1.6	0.1184	0.76	5.504	1.8	1873	26	1933	14	0.90	3.2
16/17-4б-10.2	135	7	0.05	42	2.7760	1.6	0.1175	1.10	5.840	2.0	1983	28	1919	20	0.83	−3.3
16/17-4б-11.1	215	10	0.05	67	2.7430	1.6	0.1173	0.81	5.900	1.8	2004	27	1916	15	0.89	−4.4
16/17-4б-12.1	204	10	0.05	64	2.7630	1.6	0.1181	0.88	5.890	1.8	1991	27	1927	16	0.87	−3.2
16/17-4б-13.1	230	11	0.05	71	2.7810	1.6	0.1174	0.80	5.820	1.8	1980	27	1917	14	0.89	−3.2
16/17-4а-14.1	167	6	0.04	53	2.7300	1.6	0.1186	0.92	5.990	1.8	2012	28	1935	16	0.87	−3.8
16/17-4а-15.1	255	12	0.05	79	2.7880	1.6	0.1183	0.75	5.850	1.7	1976	27	1930	13	0.90	−2.3
16/17-4б-16.1	195	10	0.05	61	2.7680	1.6	0.1169	0.82	5.820	1.8	1988	27	1909	15	0.89	−4.0
9-3а-15.1	901	106	0.12	258	2.999	1.5	0.11795	0.48	5.423	1.6	1855	24	1925	8.5	3.80	1.0
9-3а-11.1	1143	124	0.11	329	2.988	1.5	0.11750	0.43	5.423	1.6	1861	24	1919	7.7	3.07	1.0
9-3а-12.1	987	100	0.10	286	2.967	1.5	0.11792	0.47	5.479	1.6	1872	24	1925	8.4	2.82	1.0
9-3а-9.1	895	79	0.09	261	2.951	1.5	0.11736	0.50	5.484	1.6	1881	24	1916	8.9	1.86	0.9
9-3а-14.1	911	93	0.10	267	2.929	1.5	0.11799	0.48	5.554	1.6	1893	25	1926	8.5	1.72	1.0
9-3а-5.1	643	50	0.08	189	2.927	1.5	0.11835	0.56	5.576	1.6	1895	25	1932	10	1.94	0.9
9-3а-4.1	896	98	0.11	264	2.914	1.5	0.11833	0.47	5.599	1.6	1902	25	1931	8.5	1.55	1.0
9-3а-2.1	774	84	0.11	229	2.909	1.5	0.11862	0.51	5.623	1.6	1905	25	1936	9.2	1.61	0.9
9-3а-6.1	775	84	0.11	229	2.906	1.5	0.11733	0.50	5.567	1.6	1906	25	1916	9	0.50	0.9
9-3а-10.1	614	54	0.09	182	2.904	1.5	0.11755	0.61	5.581	1.6	1907	25	1919	11	0.62	0.9
9-3а-1.1	602	58	0.10	179	2.896	1.5	0.11734	0.59	5.586	1.6	1912	25	1916	11	0.21	0.9

Примечание. Звездочкой отмечены изотопные отношения, исправленные на измеренный ^{204}Pb. Погрешности определения изотопных отношений приведены на уровне одна сигма, а погрешности оценок – двух сигма, err corr – коэффициент корреляции ошибок, D±% – процент дискордантности.

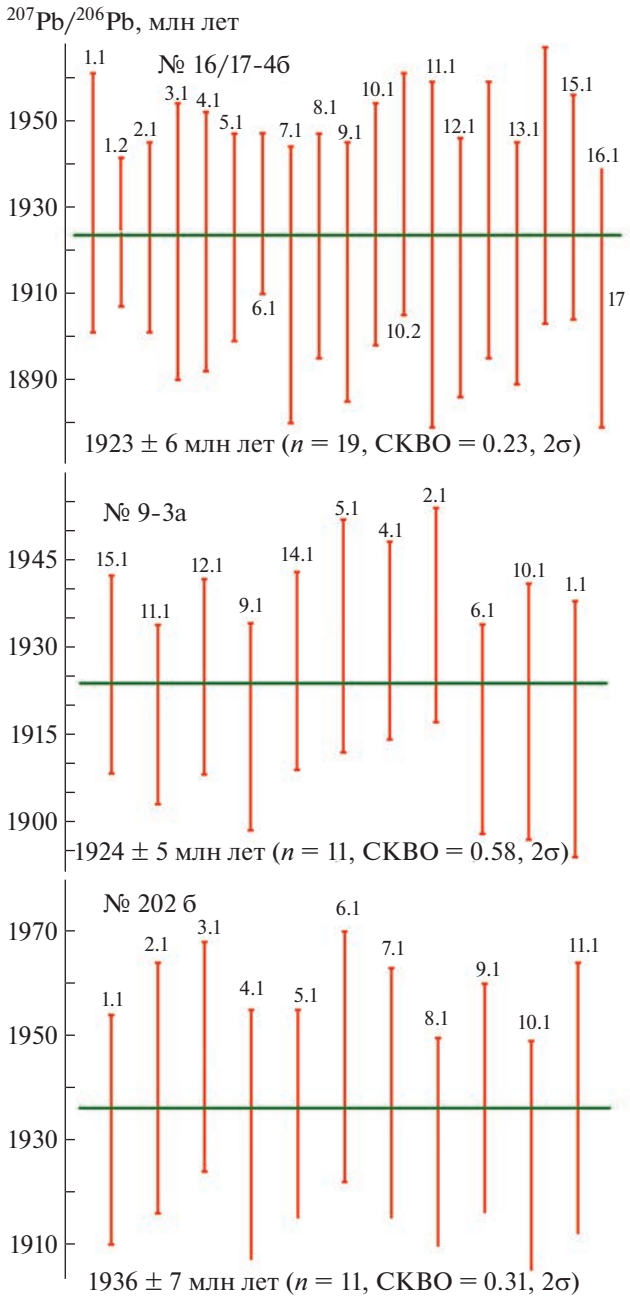


Рис. 3. Диаграммы средневзвешенного значения возраста циркона по $^{207}Pb/^{206}Pb$ из метаандезита (16/17–4б), метариодацита (9–3а) и тоналита (202 б).

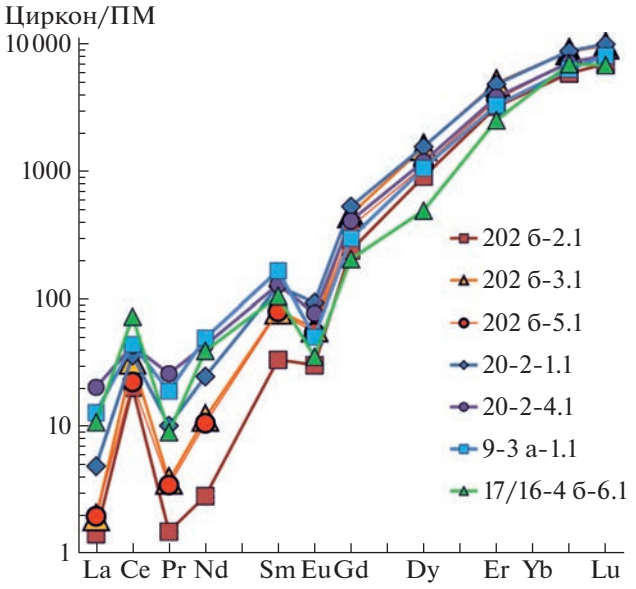


Рис. 4. Распределение РЗЭ в цирконе из метаандезита (16/17–4б), метариодацита (9-3а) и тоналита (202б). Содержания РЗЭ нормированы по примитивной мантии (ПМ) [15].

низкой концентрации U и Th, но с близким значением Th/U = 0.1.

Оценка температур кристаллизации циркона из кислых и средних метавулканитов с использованием Ti-термометра [12] продемонстрировала узкий интервал значений 730–744°C (табл. 2, приложение), что близко к температурам кристаллизации риолитовых расплавов [13] и значимо выше температуры (650–670°C) метаморфических преобразований каскамской свиты [6].

Циркон из тоналитового гнейса характеризуется фракционированным (магматическим) распределением ТРЗЭ $(Lu/Gd)_N$ = 21–29), положительной Ce- (Ce* = 8.5–13.7) и отрицательной Eu- (Eu* = 0.22–0.25) аномалиями (табл. 2 приложение, рис. 4) и низкими значениями Th/U-отношения (0.6–0.9). Температура кристаллизации изученного циркона оценивается в 714–732°C, что несколько ниже таковой для циркона из метаандезитов.

Высокие положительные значения εNd(T) от +1.1 до +2.8, полученные для метариодацита, метаандезита и метабазальта (табл. 3), свидетельствуют о ювенильной природе исходных расплавов. Источником первичных расплавов метариодацитов и метабазальтов, вероятно, были разные части (мантийные и коровые) континентальной литосферы с возрастом не моложе 2390–2378 млн лет. Тоналитовые гнейсы массива Куроайви характеризуются более коровым составом источника (εNd(T) = +0.1) и близким с риодацитами временем отделения протолита первичных расплавов от DM (T_{Nd}(DM) = 2404 млн лет).

В обобщенном виде имеющиеся изотопные данные ([14] и ссылки там) позволяют детализировать этапы развития палеопротерозойского интракратонного рифтогенеза Печенгской структуры и ее обрамления и ограничить накопление отложений ятулия и людиковия “Северной” зоны возрастными рамками 2300–1970 млн лет, а вулканогенно-осадочных пород вепсия “Южной” зоны – 1900–1750 млн лет. Очевидный временной

Таблица 2. Содержание (г/т) редкоземельных и редких элементов в цирконе из метариодацита (20-2 и 9-3а), метаандезита (16/17-4б) и тоналита (202 б)

№ обр.	20-2	20-2	9-3а	17/16-4б	202 б	202 б	202 б
точка	1.1	4.1	1.1	6.1	2.1	3.1	5.1
La	1.17	4.87	3.08	2.60	0.34	0.47	0.47
Ce	22.38	26.66	27.31	45.09	12.53	20.34	13.84
Pr	0.96	2.44	1.78	0.85	0.14	0.35	0.33
Nd	11.54	20.06	22.71	18.09	1.32	5.41	4.90
Sm	18.65	19.16	24.63	15.68	5.00	12.11	11.89
Eu	5.29	4.39	2.87	2.01	1.73	3.35	3.11
Gd	105.73	81.56	59.66	40.92	47.83	91.69	73.54
Dy	384.98	293.61	261.23	121.41	224.00	381.55	270.35
Er	772.42	612.16	528.67	403.34	514.45	789.93	584.96
Yb	1412.38	1149.29	1018.78	1117.68	947.19	1406.65	1150.16
Lu	245.16	200.00	198.87	167.68	171.19	238.29	204.39
Ti	8.59	9.61	9.82	10.09	8.83	8.76	7.60
Hf	10104	10632	10458	11058	9687	9829	9883
Th	69	55	58	23	523	782	487
U	641	666	521	350	609	852	791
Th/U	0.11	0.08	0.11	0.07	0.86	0.92	0.62
Eu*	0.29	0.29	0.22	0.23	0.22	0.22	0.25
Ce*	5.11	1.87	2.82	7.34	13.76	12.14	8.52
Lu_N/Gd_N	19	20	27	33	29	21	22
T(Ti), °C	730	740	741	744	732	731	719

Таблица 3. Результаты Sm–Nd-изотопных исследований

№ обр.	порода	U–Pb-возраст млн лет	Sm мкг\г	Nd мкг\г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	ε (0)	εNdT	TDM
103	метабазальт	1923	2.339	10.756	0.13143	0.511867	–15.0	1.1	2378
16/17-4b	метаандезит	–	1.736	6.534	0.16065	0.512324	–6.1	2.8	
–	то же	–	1.697	6.413	0.15991	0.512314	–6.3	2.8	
9-3а	метариодацит	1928	1.971	7.301	0.13557	0.511922	–14.0	1.2	2390
20-2	то же	1926	0.521	2.121	0.13113	0.511847	–15.4	0.8	2384
202 б	тоналит	1950	5.41	28.09	0.11731	0.511625	–19.8	0.1	2404

разрыв в ~70 млн лет между формированием вулканогенно-осадочных комплексов “Южной” и “Северной” зон “заполнен” этапом мощного гранитообразования в “купольных” структурах гранитоидных массивов (Шуониярвинский, Каскельярвинский, Маунъяврский и Куроайви) с возрастом 1950–1936 млн лет на юго-западной границе Южно-Печенгской зоны и в Каскамском блоке террейна Инари.

Полученные в этой работе новые данные о возрасте (1923–1926 млн лет) средних и кислых метавулканитов каскамской свиты террейна Инари позволяют полагать, что, согласно стратиграфической шкале палеопротерозойского карельского комплекса, каскамская свита относится к калевийскому надгоризонту, а вулканогенно-осадочный комплекс вепсия Южно-Печенгской зоны наращивает разрез палеопротерозоя Кольско-Норвежской области Фенноскандинавского щита. Впервые показано, что возраст тоналитов массива Куроайви (1936 ± 7 млн лет) так же, как и гранитоидных массивов Южно-Печенгской зоны (1950–1940 млн лет), в пределах погрешностей определения U–Pb-возраста, древнее вулканогенно-осадочных пород каскамской свиты и вепсия Южно-Печенгской зоны. Таким образом, период гранитообразования, вероятно, отделяет два различных геодинамических этапа развития литосферы – континентального рифтогенеза ятулийско-людиковийского времени от режимов сходных с надсубдукционными обстановками

формирования континентальной литосферы террейна Инари (1926–1850 млн лет).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания FMUW-2022-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Barbey P., Raith M.* The granulite belt of Lapland. In: Granulites and crustal evolution. Vielzeuf D. and Vidal Ph. (eds.). Kluwer Acad. Publ. 1990. P. 111–132.
2. *Daly S.J., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland-Kola orogeny: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geological Society of London. Memoirs. 2006. V. 32. P. 579–598.
3. *Lahtinen R., Huhma H.* A revised geodynamic model for the Lapland-Kola orogen // Precambrian Res. 2019. V. 330. P. 1–19.
4. *Ветрин В.Р., Туркина О.М., Родионов Н.В.* U-Pb возраст и условия формирования гранитоидов южного обрамления Печенгской структуры (Балтийский щит) // ДАН. 2008. Т. 418. № 6. С. 806–810.
5. *Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Смолькин В.Ф. и др.* К проблеме гранитообразования в раннепротерозойских рифтогенных поясах на примере Южно-Печенгской зоны Кольский полуостров // Геохимия. 2003. № 3. С. 266–274.
6. *Кременецкий А.А.* Метаморфизм основных пород докембрия и генезис амфиболитов. М., 1979. С. 26–57.
7. *Беляев О.А.* Разрезы докарельских образований северо-запада Кольского полуострова (Южное обрамление Печенгского синклинория) // Стратиграфические подразделения докембрия Кольского полуострова и их корреляции. Апатиты. 1978. С. 19–25.
8. *Вревский А.Б., Турченко С.И.* Возраст, изотопные особенности и формационный тип пород и руд Аллареченского сульфидного Cu-Ni месторождения Фенноскандинавского щита // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 388–410.
9. *Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben M.A., Shanks W.C. and Ridley W.I. (eds): Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.
10. *Горохов И.М., Мельников Н.Н., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В., Турченко Т.Л.* Sm-Nd систематика тонкозернистых фракций нижнекембрийских “синих глин” Северной Эстонии // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 5. С. 536–551.
11. *Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г.* Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минералов при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.
12. *Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 151. P. 413–433.
13. *Anderson A.T., Davis A.M., Lu F.* Evolution of the Bishop Tuff rhyolitic magma based on melt and magnetite inclusions and zoned phenocrysts // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 449–473.
14. *Арзамасцев А.А., Степанова А.В., Самсонов А.В. и др.* Базитовый магматизм северо-восточной части Фенноскандии (2.06-1.86 млрд лет): геохимия вулканитов и корреляция с дайковыми комплексами // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 1. С. 3–40.
15. *McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

AGE AND STRATIGRAPHIC POSITION OF THE SUPRACRUSTAL COMPLEX (THE KASKAMA BLOCK, INARI TERRANE, NORTH-EAST KOLA-NORWEGIAN REGION OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD)

A. B. Vrevsky[a,#], Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov [a], and P. A. Lvov[b]

[a] *Institute of Precambrian geology and geochronology, Russian Academy of Sciences, St-Petersburg, Russian Federation*

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

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

New data of U-Th-Pb age (SIMS) of magmatic (T = 730–744°C) zircon from intermediate and acid metavolcanics (1923–1926 Ma) of the supracrustal complex in the Kaskama block of the Inari terrane (northwest of the Kola-Norwegian region of the Fennoscandian shield) were obtained, which makes it possible to attribute them to the Kalevian suprahorizon. The source of primary melts of metariodacites and metabasaltes in the Kaskama block was the paleoproterozoic continental lithosphere not younger than 2390–2384 Ma. It is shown that the age of the tonalites of the Kuroaivi massif (1936 ± 7 Ma, $\varepsilon Nd(T) = +0.1$) as well as the granitoid massifs of the Southern Pechenga zone (1950–1940 Ma), are older, within the errors of U-Th-Pb age determinations, than the volcano-sedimentary rocks of the Kaskama unit and the Vepsian of the Southern Pechenga zone. This period of granite formation separates the early geodynamic stages of the continental rifting at the Yatulian-Ludikovian time from regimes, similar to the suprasubductional formation of the continental lithosphere, of the Inari terrane (1926–1850 Ma).

Keywords: Fennoscandian shield, Inari terrane, Kaskama unit, U-Th-Pb age, Paleoproterozoic

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 168–175

ГЕОХИМИЯ

УДК 550.47:556.54

ИЗМЕНЕНИЯ В СОДЕРЖАНИИ И СОСТАВЕ УГЛЕВОДОРОДОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ НОРИЛО-ПЯСИНСКОЙ ВОДНОЙ СИСТЕМЫ ЧЕРЕЗ ГОД ПОСЛЕ АВАРИЙНОГО РАЗЛИВА ДИЗЕЛЬНОГО ТОПЛИВА

© 2023 г. И. А. Немировская[1,*], Ю. С. Глязнецова [2], член-корреспондент РАН А. В. Соков[1]

Поступило 22.03.2023 г.
После доработки 07.04.2023 г.
Принято к публикации 17.04.2023 г.

Через год после аварийного разлива дизельного топлива (ДТ) в Норильске концентрации углеводородов (УВ) в донных осадках Норило-Пясинской водной системы снизились, но в среднем по районам уменьшались в той же последовательности, как и в 2020 г. (мкг/г): устье р. Амбарная (835, σ = = 1788) > руч. Безымянный – р. Далдыкан – р. Амбарная (306, σ = 273) > р. Пясина (23, σ = 20) > > оз. Пясино (12, σ = 8). Снижение концентраций произошло за счет деградации низкомолекулярных УВ. Содержание полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) в 2021 г. изменялось также в меньшем интервале (0–1027 нг/г), чем в 2020 г. (0–3865 нг/г). Нефтяное происхождение ПАУ в осадках р. Амбарная (в том числе устья), руч. Безымянный, р. Далдыкан подтверждает доминирование в их составе алкилированных гомологов нафталина. Аккумулирование УВ в отдельных горизонтах осадочной толщи обусловлено не только просачиванием ДТ, но и привносом органических веществ с заболоченных участков и пойменных озер, а также погребением поверхностного слоя паводком 2021 г.

Ключевые слова: аварийный разлив, дизельное топливо, донные осадки, хлороформенный битумоид, углеводороды, алканы, полициклические ароматические углеводороды

DOI: 10.31857/S2686739723600571, **EDN:** WFYCLU

29 мая 2020 г. на ТЭЦ-3 в районе Кайеркан г. Норильска произошла разгерметизация бака, где хранилось резервное дизельное топливо (ДТ), принадлежащее Норильско-Таймырской энергетической компании. Считается, что причина аварии — упущения в проектировании и недостатки при строительстве основания резервуара, из-за которых произошло внезапное проседание свай при таянии вечной мерзлоты [1]. По имеющимся данным [2], наружу вылилось около 20 тыс. м^3 (17 тыс. т) ДТ. При этом 6000 т попало в грунт, остальные – в систему водотоков: руч. Безымянный и в реки Долдыкан и Амбарная, которые являются многочисленными притоками, питающими оз. Пясино (рис. 1).

Наши исследования донных осадков, проведенные через два месяца после разлива (с 29 июля по 13 августа 2020 г.) в рамках Большой Норильской экспедиции, установили, что ДТ распространилось по речному стоку на 31 км и практически не попало в оз. Пясино и тем более в Карское море [3]. Загрязнение было сконцентрировано на участках от руч. Безымянного и р. Далдыкан до устья р. Амбарная, где содержание углеводородов (УВ) в среднем составило 1457 мкг/г. В оз. Пясино и в р. Пясина концентрации УВ в донных осадках были в среднем почти в 70 раз ниже (21 мкг/г).

Для изучения влияния разлива на экологическое состояние Норило-Пясинской водной системы (НПВС) летом 2021 г. исследования донных осадков были продолжены с целью определения изменений в содержании и составе органических соединений, в том числе УВ в донных осадках через год после разлива.

Пробы донных осадков старались отбирать в координатах 2020 г., используя специальную трубку, позволяющую получать не только поверхностный слой 0–5 см, но и колонки осадков. Из высушенных при 50°С проб ситованием выделяли фракцию 0.5 мм. Оценку содержания экстрагируемого органического вещества определяли по выходу битумоидов, экстрагированных хлороформом (ХБ).

Групповой состав ХБ определяли с помощью жидкостно-адсорбционной колоночной хрома-

[1]*Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия*
[2]*Институт проблем нефти и газа Сибирского отделения Российской академии наук, Якутск, Россия*
*****E-mail: nemir44@mail.ru*

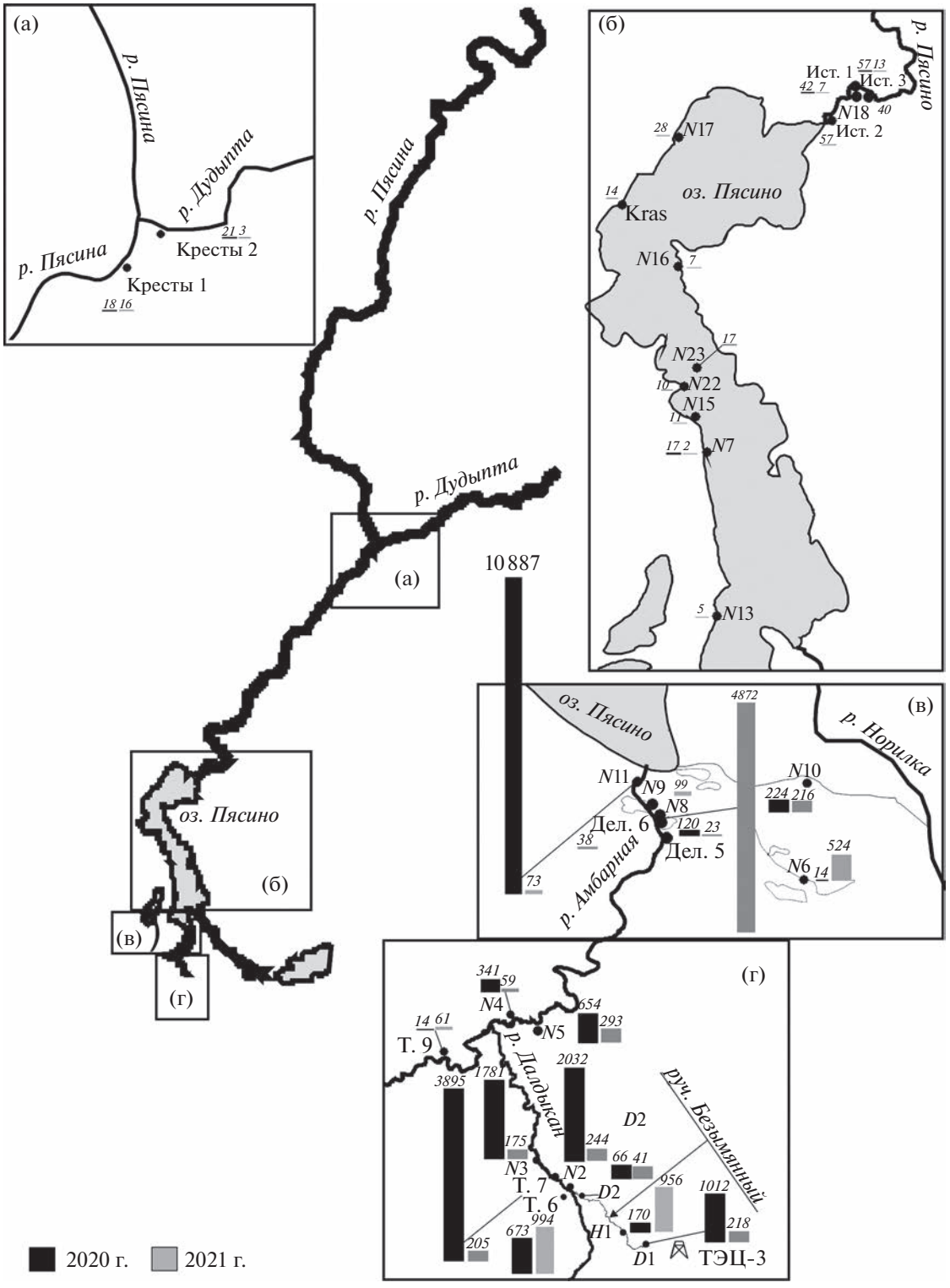


Рис. 1. Карта-схема территории отбора проб в НПВС и концентрации УВ (столбцы, мкг/г) в донных осадках через 2 мес (2020 г.) и через год (2021 г.) после аварийного разлива ДТ.

тографии после осаждения асфальтенов. Комплекс аналитических исследований включал: изучение структурно-группового состава ХБ и их фракций методом ИК-Фурье спектроскопии; определение содержания $C_{орг}$ – методом сухого сожжения; определение состава алканов – методом хромато-масс-спектрометрии, концентрации полициклических ароматических углеводо-

родов (ПАУ) – флуоресцентным методом, а их состав – методом высокоэффективной жидкостной хроматографии. Подробности аналитических процедур описаны [4–6].

В 2021 г. маршрут экспедиции включал четыре ключевых участка (рис. 1): первый – руч. Безымянный (от места аварии до устья) – р. Далдыкан – р. Амбарная; второй – устье р. Амбарная до впадения в оз. Пясино; третий – оз. Пясино; четвертый – р. Пясина (от истока до района слияния с р. Дудыпта).

На первом участке содержание ХБ в поверхностном слое изменялось от 129 до 6301 мкг/г, в среднем лишь незначительно уменьшилось по сравнению с 2020 г.: с 1617 до 1494 мкг/г (табл. 1). При этом практически на всех станциях произошло уменьшение количества УВ в составе ХБ по сравнению с 2020 г.: с 47.4 до 27.3%. Исключение установлено на фоновой незагрязненной ст. Т9. В донных осадках второго участка, в устьевой области р. Амбарная, как в 2020 г., так и в 2021 г. наблюдались наиболее высокие концентрации ХБ. Тем не менее в 2021 г. их содержание в среднем уменьшилось в 1.8 раза с 2221 до 1232 мкг/г так же, как количество УВ – с 62.4 до 42.9% (в 1.5 раза). Последнее вызвало увеличение бензольных и спиртобензольных смол (табл. 1). В меньшей степени произошло изменение относительного количества асфальтенов. Однако количество УВ в составе ХБ на первом и втором участках оставалось более высоким, чем в оз. Пясино и в р. Пясина (в среднем 13 и 16.8% соответственно).

Средние концентрации УВ, которые считаются нефтяными [5, 7, 8], в зависимости от участка уменьшались в последовательности (мкг/г): устье р. Амбарная (835, $\sigma = 1788$) > руч. Безымянный – р. Далдыкан – р. Амбарная (306, $\sigma = 273$) > р. Пясина (23, $\sigma = 20$) > оз. Пясино (12, $\sigma = 8$). Столь высокие значения стандартного отклонения (σ) обусловлены неравномерным аккумулированием загрязнения осадками разного гранулометрического типа, определяющего их разные сорбционные свойства.

Состав алканов различался как для разных участков, так и по сравнению с 2020 г. На первом и втором участках в донных осадках содержание н-алканов было значительно ниже (в среднем 51–63%), чем третьем и четвертом, так как в их составе доминировали легкие гомологи, поэтому отношение $L/H = (\Sigma C_{12}–C_{20}/\Sigma C_{21}–C_{33}) > 1$. Напротив, в оз. Пясино и в р. Пясина: н-алканы составляли 87–90% от суммы, но в их составе доминировали высокомолекулярные нечетные гомологи $C_{25}–C_{29}$, отношение $L/H < 1$ (0.13–0.53), а значения CPI (отношение нечетных к четным гомологам: $\Sigma(C_{13}–C_{31}) + \Sigma(C_{15} – C_{33})/2\Sigma(C_{14}–C_{32})$) были значительно выше (3.06–6.69), чем в осадках первого и второго участков (1.24–1.30). В частности, на мелководье на ст. N5 (р. Амбарная, гл. 0.8 м) при прогреве воды в 2021 г. произошло развитие фитопланктона, в результате в составе алканов осадков увеличилось количество автохтонного гомолога н-C_{17} (рис. 2 а). На ст. N11, где содержание УВ уменьшилось в 49 раз раз, по сравнению с 2020 г. в составе алканов доминировали аллохтонные наиболее устойчивые нечетные гомологи н-$C_{23}–C_{29}$ (рис. 2 б).

Поэтому на ст. N11 количество н-алканов возросло до 90.1%, значение CPI увеличилось до 3.06, а отношение L/H уменьшилось до 0.20. В отдельных случаях, особенно в осадке заболоченной части устья р. Амбарная, в низкомолекулярной области доминировали четные гомологи н-$C_{16, 18}$, маркеры микробного разложения алканов [9].

Концентрации ПАУ в донных осадках в 2021 г. изменялись от аналитического нуля до 1027 нг/г, т.е. в меньшем интервале, чем в 2020 г., когда максимальная величина составила 3865 нг/г. В составе ПАУ на первом и втором участках, наряду с наиболее распространенным в природе фенантреном, доминировал 2-метилнафталин – маркер нефтяного генезиса полиаренов [3, 10–12].

Распределение УВ в осадочной толще различалось в зависимости от района. Показательны в этом плане данные, полученные в осадке заболоченной части устья р. Амбарная на ст. N10 (рис. 3). Наибольшее увеличение УВ приурочено к гор. 30–35 см, где количество н-алканов уменьшилось до 19.5%, а изопреноидов наоборот возросло до 53%. Поэтому коэффициент $Ki = (i\text{-}C_{19} + i\text{-}C_{20})/(н\text{-}C_{17} + н\text{-}C_{18})$ увеличился в 4.5 раза (до 24.2), а отношение $Ph/н\text{-}C_{18}$ – до 29.

Концентрации ПАУ на ст. N10 от поверхности к гор. 30–35 см увеличились практически в 2 раза: от 424 до 862 нг/г. В составе ПАУ в толще осадка произошел рост содержания 2-МеНАФ (от 56 до 283 нг/г). В меньшей степени увеличились концентрации ФЕН (от 88 до 154 нг/г), ФЛТ (от 31 до 66 нг/г), ПР (от 20 до 30 нг/г) и ХР (от 11 до 13 нг/г), а содержание БаП уменьшилось с 10 до 5 нг/г так же, как ИНП (с 7 до 5 нг/г). При этом сумма НАФ от поверхностного до гор. 30–35 см увеличилась от 39.4 до 55.6% от суммы ПАУ. Отношение ΣНАФ/ФЕН возросло с 1.9 до 3.1, а ФЛ/ПР (с 1.5 до 2.2).

На ст. N6 в слое 25–30 см в осадочной толще также наблюдалось увеличение концентраций УВ, а в составе алканов изо-соединений – в 3.5 раза (до 53.02%), за счет уменьшения н-гомологов в 3.9 раза (до 19.41%), при этом коэффициент Ki возрос в 19.1 раза (до 24.17). В низкомолекулярной области выделялся пик н-C_{16} – маркер микробной трансформации алканов [9].

В оз. Пясино и в р. Пясина с глубиной захоронения (станции N16, N18) наблюдалось бимо-

Таблица 1. Содержание и групповой состав ХБ поверхностного слоя донных осадков НПВС

Участок исследования	Станции	n*	$C_{орг}$, %	ХБ, мкг/г	Групповой состав ХБ, %			
					УВ	Бензольные смолы	Спирто-бенз. смолы	Асфальтены
			Интервал / Среднее	Интервал / Среднее	Интервал / Среднее	Интервал / Среднее	Интервал / Среднее	Интервал / Среднее
2020 г.								
Руч. Безымянный – р. Далдыкан – р. Амбарная	Т1 – Т10, 1а, 2а, 4а, 5а	14	0.050–5.992 / 1.264	58–9650 / 1617	24.3–66.7 / 47.4	4.3–40.9 / 19.7	2.1–28.9 / 15.5	0.2–52.1 / 17.1
Устье р. Амбарная	Амб. 1-Амб. 4, Амб. 6, Амб. 7 Дел. 1, Дел. 4, Дел. 5	9	0.254–1.510 / 0.729	27–11556 / 2221	43.3–94.2 / 62.4	1.9–24.5 / 13.1	8.1–29.5 / 19.9	0.1–12.3 / 4.6
Озеро Пясино	оз.10 – оз.13	4	0.040–0.300 / 0.180	20–43 / 33.3	34.5–59.5 / 43.9	5.4–16.7 / 11.1	32.4–44.0 / 37.1	2.7–20.7 / 7.9
Р. Пясина (от истока до устья р. Тарея)	Ист. 1, Ист. 3, Ист. 9, Кресты 1, Кресты 2, Тарея 1, Тарея 2	7	0.080–0.594 / 0.292	30–411 / 187	7.1–40.4 / 22.9	12.8–34.8 / 22.4	33.5–64.9 / 44.7	1.9–35.3 / 9.9
Устье р. Пясина (Карское море)	Кар. 1	2	2.734,	122,	65.2,	12.8,	18.3,	3.7,
	Кар. 3		6.810	7489	7.9	15.1	30.9	46.0
2021 г.								
Руч. Безымянный – р. Далдыкан – р. Амбарная	D1, D2, H1, N1, N2–N5, Т6, Т7, Т9	11	0.476–1.737 / 0.885	129–6301 / 1494	13.5–36.6 / 27.3	13.3–63.0 / 32.7	5.0–39.5 / 21.5	4.0–26.2 / 13.0
Устье р. Амбарная	N6, N8–N11, Дел. 5, Дел. 6	7	0.939–3.044 / 1.801	69–5925 / 1232	13.5–82.2 / 42.9	4.3–54.7 / 26.4	6.6–42.1 / 23.9	0.9–20.8 / 6.8
Озеро Пясино	N7, N13, N15–N17, N22, N23, Kras	8	0.429–2.207 / 0.710	10–224 / 111.3	4.0–20.5 / 13.0	10.2–31.1 / 21.0	43.2–64.5 / 49.8	8.9–24.9 / 16.2
Р. Пясина (от истока до устья р. Дудыпта)	N18, Ист. 1–Ист. 3, Кресты 1, Кресты 2	6	0.429–1.175 / 0.711	35–196 / 118.5	8.5–20.2 / 16.8	12.6–22.2 / 17.9	32.7–72.3 / 48.3	6.4–30.0 / 17.0

Примечание. *количество проб

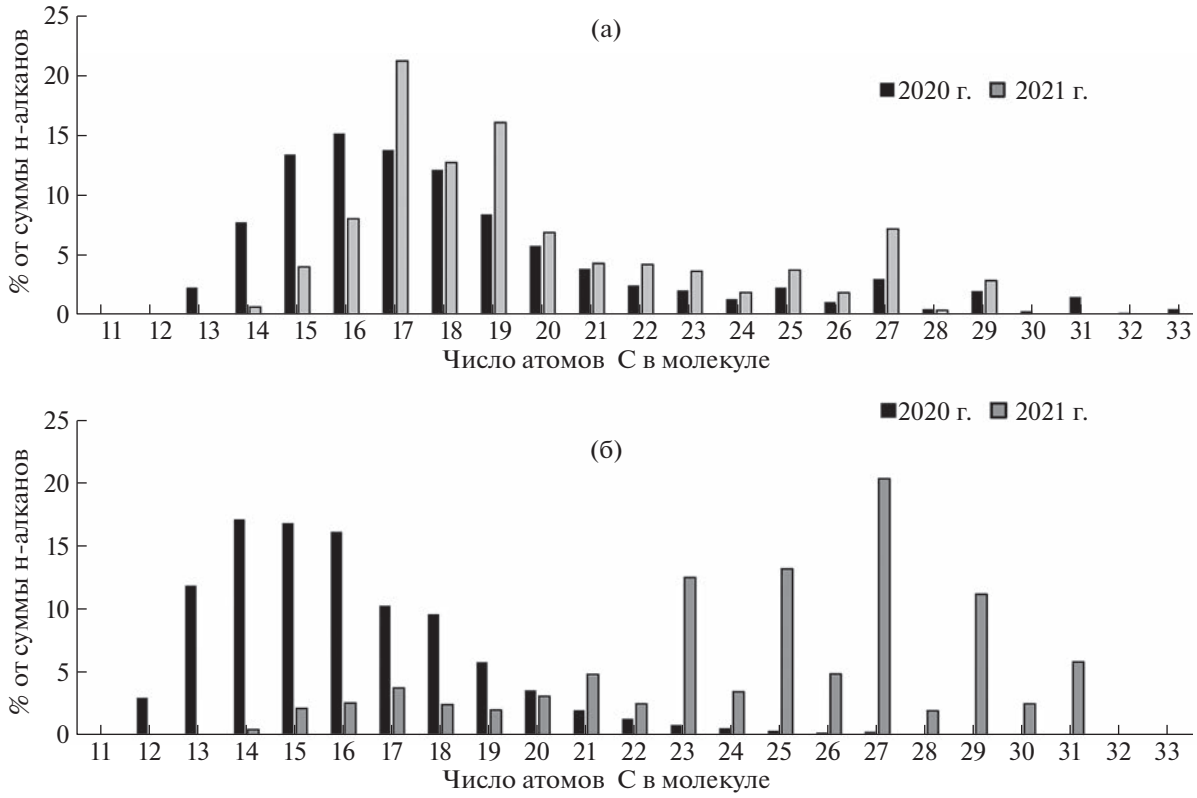


Рис. 2. Состав алканов в поверхностном слое донных осадков на станциях N5 (а) и N11(б) в 2020 и в 2021 г. Расположение станций приведено на рис. 1.

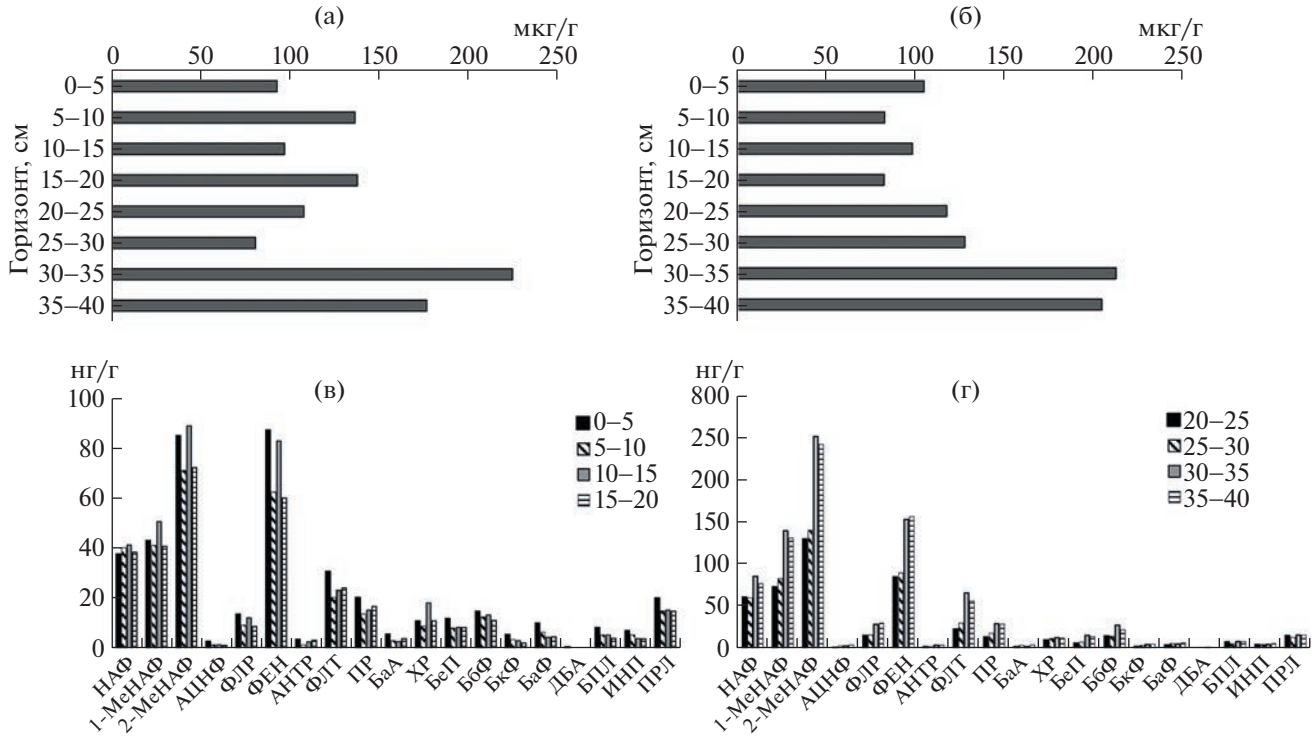


Рис. 3. Изменение с глубиной на ст. N10 концентраций УВ (а), ПАУ (б) и состава ПАУ (в, г): нафталин (НАФ), 1 – метилнафталин (1-МеНАФ), 2 – метилнафталин (2-МеНАФ), аценафтен (АЦНФ), флуорен (ФЛР), фенантрен (ФЕН), антрацен (АНТР), флуорантен (ФЛТ), пирен (ПР), бенз(а)антрацен (БаА), хризен (ХР), бенз(е)пирен (БеП), бенз(а)пирен (БаП), дибенз(a, h)антрацен (ДБА), бенз(g,h,i)перилен (БПЛ), индено(1,2,3-c,d)пирен (ИНП), бенз(б)флуорантен (ББФ), бенз(k)флуорантен (БкФ), перилен (ПРЛ).

дальное распределение алканов. Отношение L/H при переходе от поверхностного к подповерхностному слою изменялось от 0.11–0.13 до 2.51–3.11, т.е. на определенных горизонтах наблюдался рост в составе алканов легких гомологов. При этом в высокомолекулярной области увеличивалось количество нечетных алканов, что привело к росту значений CPI. Скорее всего, это обусловлено изменением вещественного состава осадков, так как с глубиной захоронения происходит переслаивание алевритового и глинистого материала разной крупности [13]. Если слой 0–5 см состоял из мелкозернистого песка темно-коричневого цвета, то на глубине >10 см осадок приобретал оливково-темно-серый цвет опесчаненного алеврита, а на глубине >20 см – состоял из мелкого алеврита. Подобное изменение осадочной толщи формируется при смене озерного осадконакопления на речное [13].

Таким образом, через год после разлива, несмотря на низкие арктические температуры, изменились не только концентрации органических соединений в донных осадках, но и групповой компонентный состав ХБ, так как уменьшилось количество УВ, и увеличились смолистые компоненты (табл. 1). Смолы и асфальтены малодоступны процессам биодеградации, метаболизм этих соединений происходит медленно, иногда десятки лет. Скорости трансформации таких крупных молекул ограничены низкой растворимостью и скоростью массопереноса в водной среде, поэтому они медленнее разрушаются микроорганизмами [14]. Примечательно, что после аварии “Эксон Валдез” даже через 8 лет в донных осадках наименее выветренной оказалась асфальтеновая фракция битумоидов [15].

Концентрации УВ в составе ХБ на первом и втором участках НПВС (в среднем 27.3 и 42.9% соответственно) оставались более высокими, чем в оз. Пясино и в р. Пясина (в среднем 13.0 и 16.8% соответственно). Кроме того, последовательность в распределении средних концентраций УВ (в пересчете на сухой вес) в поверхностных донных осадках в 2021 г. сохранилась, и так же, как в 2020 г., наиболее высокие их величины установлены в районе аварийного разлива: в ручье Безымянном и в реках Амбарной и Далдыкан. При этом в устье р. Амбарной средние концентрации в 2021 г. снизились почти в 2 раза, а на участке руч. Безымяннй–р. Далдыкан–р. Амбарная в 2.3 раза. Однако, как и раньше, максимум в содержании УВ в 2021 г. наблюдался в устье р. Амбарной на ст. N8 – 4872 мкг/г (рис. 1), 13.8% в составе $C_{орг}$ в акватории постановки в 2020 г. боновых заграждений.

Деградация УВ привела к тому, что в донных осадках различных участков наблюдались зависимости в распределении $C_{орг}$ и УВ, и значения коэффициентов корреляции (r) изменились от 0.52 до 0.85. Тем не менее, при фоновом содержании УВ в илистых донных осадках 50 мкг/г [5, 16], на первом участке их концентрации превышают фон в 6 раз, а на втором – в 19 раз.

Примечательно, что в 2020 и 2021 г. в осадках оз. Пясина (19 и 12 мкг/г соответственно) и в р. Пясина (23 и 27 мкг/г соответственно) концентрации УВ в поверхностном слое практически остались на одном уровне. Необходимо учитывать, что в этом районе природный углеводородный фон в донных осадках повышен, так как помимо сульфидных руд известны крупные угольные месторождения, а также нефтепроявления. В частности, скважинами были вскрыты природные битумы в долине р. Норилка [13, 17]. При этом в составе $C_{орг}$ доля УВ не превышала 1%, что характерно для природных соединений [7]. Их концентрации также зависят и от особенностей течения рек на различных участках, а также от гранулометрического состава отложений [7, 13].

Преобладание четных низкомолекулярных н-алканов в верхнем слое отложений связывают с наличием в составе ОВ продуктов бактериальной биодеградации нефтяных компонентов, или с вкладом продуктов жизнедеятельности микробиоты [9, 19]. Для загрязненных ДТ осадков первого и второго участков микробная деградация н-алканов также привела к росту четных гомологов в низкомолекулярной области. Напротив, в большинстве проб оз. Пясино и в р. Пясина в составе алканов преобладали нечетные наиболее устойчивые аллохтонные гомологи н-C_{25}–н-C_{29}. Низкомолекулярные гомологи доминировали только в более глубоких горизонтах на ст. N16 (5–10 см) и N18 (10–15 см), где значения L/H составили 2.5 и 3.1 соответственно, т.е. в подповерхностном слое происходит автохтонное образование алканов.

Присутствие нефтепродуктов в донных осадках первого и второго участков подтвердили результаты ИК-Фурье спектроскопии, а также индивидуальный состав алканов и ПАУ. Несмотря на уменьшение количества легких алканов, их распределение осталось бимодальным (с максимумом н-C_{16} и н-C_{17}) и с ростом алкилированных нафталинов для ПАУ. Накопление более сложных и разветвленных молекул, с циклической структурой приводит к нарастанию токсичности нефтяного загрязнения в донных осадках, так как алкилированные полиарены более токсичные, чем незамещенные [10, 20].

Разложение УВ видимо в основном осуществлялось за счет утраты низкомолекулярных н-алканов, так как на хроматограммах алканов практически отсутствовал “горб” (UCM) неразрешенных нафтеноароматических соединений.

В толще осадков первого и второго участков повышенное количество алифатических УВ и ПАУ приурочено к нижним горизонтам (рис. 3 а, б). Возможно, ДТ просочилось на глубину (за счет миграции и перераспределения), а также могло быть погребено паводком 2021 г. Кроме того, более высокие величины в осадочной толще могут возникать из-за привноса органических веществ с заболоченных участков и пойменных озер. В результате состав н-алканов в глубинных горизонтах оказывался более "биогенным", так как увеличивается количество низкомолекулярных гомологов (в частности н-C_{16}).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Результаты работы получены в рамках Госзадания Министерства науки и высшего образования РФ № 122011200369-1 с использованием научного оборудования ЦКП ФИЦ ЯНЦ СО РАН в рамках гранта № 13.ЦКП.21.0016, экспедиции проведены при финансовой поддержке АО "НТЭК" и СО РАН; анализы – за счет госзадания Минобрнауки России (тема № FMWE-2021-0015), подготовка к публикации – при поддержке РНФ (проект 19-17-00234-П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сазонов А.Д., Комаров Р.С., Передера О.С.* Разлив нефтепродуктов в Норильске 29 мая 2020 года: предполагаемые причины и возможные экологические последствия // Экологические исследования и экологический мониторинг. 2020. № 1–5. С. 173–177.

2. *Трошко К.А., Денисов П.В., Лаврова О.Ю. и др.* Наблюдение загрязнений реки Амбарной, возникших в результате аварии на ТЭЦ-3 города Норильска 29 мая 2020 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 3. С. 267–274.

3. *Немировская И.А., Глязнецова Ю.С., Флинт М.В.* Изучение последствий аварийного разлива дизельного топлива в Норильске // ДАН, Науки о Земле, 2021, Т. 501. № 1. С. 84–89.

4. *Глязнецова Ю.С., Немировская И.А.* Особенности распределения битумоидов в донных осадках Баренцева моря // Океанология 2020. № 6. С. 945–953.

5. Качество морских вод по гидрохимическим показателям / Ежегодник 2020. под ред. Коршенко А.Н. Иваново: ПрессСто. 2022. 240 с.

6. *Lifshits S., Glyaznetsova Y., Erofeevskaya L., et al.* Effect of oil pollution on the ecological condition of soils and bottom sediments of the arctic region (Yakutia) // Environ. Pol. 2021; 288: 117680. https: //www. ciencedirect. com/ science/ journal/02697491

7. *Немировская И.А.* Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир. 2013. 432 с.

8. *Термердашев З.А., Павленко Л.Ф., Корпакова И.Г. и др.* Об ограниченности термина "нефтепродукты" при определении загрязнения донных отложений // Журнал аналитической химии. 2017. № 10 (72). С. 952–958.

9. *Nishumura M., Baker E.W.* Possible origin of n-alkanes with remarkable even-to-odd predominance in recent marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1986. V. 50. № 2. P. 299–305.

10. AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Ch. 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants Related to Oil and Gas Activities in the Arctic. Oslo: 2007. AMAP. 87 p.

11. *Morales-Caselles C., Yunker M.B., Ross P.S.* Identification of Spilled Oil from the MV Marathassa (Vancouver, Canada 2015) Using Alkyl PAH Isomer Ratios // Arch. Environ. Contam. Toxicol. 2017. V. 73. P. 118–130.

12. *Yunker M.B., Macdonald R.W., Ross P.S., et al.* Alkane and PAH provenance and potential bioavailability in coastal marine sediments subject to a gradient of anthropogenic sources in British Columbia, Canada // Org. Geochem. 2015. № 89–90. P. 80–116.

13. *Таран О.П., Скрипников А.М., Ионин В.А. и др.* Состав и концентрация углеводородов донных отложений в зоне разлива дизельного топлива ТЭЦ-3 АО "НТЭК" (г. Норильск, Арктическая Сибирь) // Сиб. Экол. жур. 2021. № 4. С. 423–450.

14. *Michel J., Hayes M.O.* Weathering Patterns of oil Residues Eight Years after the Exxon Valdes Oil Spill // Mar. Poll. Bull. 1999. V. 38. № 10. P. 855–863.

15. *Page C.A., Bonner J.S., Sumner P.L., Autenrieth R.L.* Solubility of petroleum hydrocarbons in oil-water systems // Mar. Chem. 2000. V. 70. P. 79–87.

16. *Tolosa I., Mora S., Sheikholeslami M.R., et al.* Aliphatic and Aromatic Hydrocarbons in coastal Caspian Sea sediments // Mar. Poll. Bull. 2004. V. 48. P. 44–60.

17. *Малич Н.С., Масайтис В.Л., Сурков В.С.* Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1987. 448 с.

18. *Wang Z., Fingas M.F.* Development of oil hydrocarbon fingerprinting and identification techniques // Mar. Poll. Bull. 2003. V. 47. № 3. P. 423–452.

19. *Леин А.Ю., Иванов М.В.* Биогеохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 560 с.

20. *Jafarabadi A.R., Dashtbozorg M., Mitra S., et al.* Historical sedimentary deposition and ecotoxicological impact of aromatic biomarkers in sediment cores from ten coral reefs of the Persian Gulf, Iran // Science of the Total Environment 2019. 696. 1–16. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.133969

CHANGES IN CONTENT AND COMPOSITION OF HYDROCARBONS IN THE BOTTOM SEDIMENTS OF THE NORILO-PYASINSK WATER SYSTEM A YEAR AFTER THE EMERGENCY DIESEL FUEL SPILL

I. A. Nemirovskaya[a,#], Yu. S. Glyaznetsova[b], and Corresponding Member of the RAS A. V. Sokov[a]

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

[b]*Institute of Oil and Gas Problems, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russian Federation*

[#]*E-mail: nemir44@mail.ru*

One year after the emergency diesel fuel spill in Norilsk, hydrocarbon concentrations in bottom sediments of the Norilo-Pyasinsky water system decreased. But on average in the areas they decreased in the same sequence (μg/g) as in 2020: the mouth of the Ambarnaya R. (835, $\sigma = 1788$) > Bezymyanny Cr. – the Daldykan R. – the Ambarnaya R. (306, $\sigma = 273$) > Pyasina R. (23, $\sigma = 20$) > Lake Pyasino (12, $\sigma = 8$). Concentrations decreased due to degradation of low molecular weight hydrocarbons. The content of polycyclic aromatic hydrocarbons in 2021 also changed in a smaller range (0–1027 ng/g) than in 2020 (0–3865 ng/g). Petroleum origin of hydrocarbons in the sediments of the Ambarnaya R. (including the mouth), Bezymyanny Cr. and Daldykan R. confirms the dominance of alkylated naphthalene homologues in their composition. Hydrocarbons accumulation in some horizons of the sedimentary strata is caused not only by seepage of diesel fuel, but also to the introduction of organic matter from the surrounding swamps from wetlands and floodplain lakes, as well as the burial of the surface layer by the 2021 flood.

Keywords: emergency spill, diesel fuel, bottom sediments, chloroform bitumoid, hydrocarbons, alkanes, polycyclic aromatic hydrocarbons

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 176–180

ГЕОХИМИЯ

УДК 574.2/550.42/550.74(282.256.341)

ДЕФИЦИТ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В КОМПОНЕНТАХ ПРИРОДНОГО ЛАНДШАФТА КАК ПРИЧИНА ГЕОФАГИИ СРЕДИ КОПЫТНЫХ НА О. ОЛЬХОН

© 2023 г. А. М. Паничев[1,*], Н. В. Барановская[2], И. Ю. Чекрыжов[3], И. В. Серёдкин[1], В. В. Иванов[3], Е. А. Вах[3], Е. В. Еловский [3]

Представлено академиком РАН П.Я. Баклановым 22.03.2023 г.
Поступило 22.03.2023 г.
После доработки 14.04.2023 г.
Принято к публикации 25.04.2023 г.

Актуальность работы заключается в системном изучении причин феномена геофагии. Из оригинальных результатов комплексных геолого-гидробиогеохимических исследований, проведенных на острове Ольхон (оз. Байкал), следует, что геофагия среди диких и домашних копытных на острове обусловлена дефицитом редкоземельных элементов легкой подгруппы (ЛРЗЭ) в растительных кормах и природных водах как отражение их низких содержаний в неоген-четвертичных рыхлых накоплениях (делювий–элювий) и почвах, развитых на древних терригенно-карбонатных метаморфитах, бедных редкоземельными элементами. Подобная геохимическая специфика ландшафтов способна быть причиной разбалансировки ЛРЗЭ в гормональной системе организма. Гормональный стресс заставляет животных регулярно-периодически потреблять каолинитовые глины кор выветривания, обогащенных нужными элементами.

Ключевые слова: геофагия, копытные, редкоземельные элементы, геология, биогеохимия, о. Ольхон
DOI: 10.31857/S2686739723600558, **EDN:** WFKDYO

Во многих регионах мира среди некоторых групп животных распространено активное потребление минеральных грунтов. Этот феномен в англоязычной научной литературе обозначается термином “геофагия”. В 2015 г. у нас созрела идея, что одна из главных причин стремления к геофагии может быть вызвана нарушениями в организме баланса (отклонениями от нормы в сторону избытка или в сторону недостатка) определенных редкоземельных элементов (РЗЭ) [1]. При этом мы исходили из предположения, что нервная, эндокринная и иммунная системы, т.е., по сути, главные органы управления и защиты у всех позвоночных построены в значительной мере на уникальных физико-химических свойствах f-электронных атомов РЗЭ. Роль таких атомов, судя по имеющимся данным [2, 3], определяется воздействиями на ионотропные рецепторы. Справедливость РЗЭ-гипотезы доказывают результаты полученных нами комплексных исследований в 2020 г. в Сихотэ-Алине [4] и в 2021 г. в Горном Алтае [5]. Выявлено, что на территориях, где имеют место массовые случаи геофагии среди диких и домашних копытных, распространены горные породы, обогащенные первичными акцессорными минералами РЗЭ, за счет которых в процессе выветривания формируются вторичные легкорастворимые минералы (редкоземельные водные фосфаты, карбонаты и фторкарбонаты), которые аккумулируют почвы. В итоге происходит накопление РЗЭ в поверхностных водах, растительности и в тканях растительноядных животных, в том числе относящихся к нервной и гормональной системам. Избыток некоторых РЗЭ в нейроиммуноэндокринной системе организма вызывает разбалансировку ее работы, что сопровождается гормональным стрессом. Было установлено также, что потребляемые животными минеральные сорбенты, перемещаясь по пищеварительному тракту, способны поглощать избыточное количество РЗЭ и выводить их из организма. В итоге сделан вывод, что гормональный стресс заставляет животных искать минеральные

[1]*Тихоокеанский институт географии Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия*
[2]*Томский политехнический университет, Томск, Россия*
[3]*Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия*
*****E-mail: sikhote@mail.ru*

сорбенты, чтобы нивелировать дисбаланс РЗЭ в организме.

В русле дальнейшего развития РЗЭ-гипотезы в 2022 г. аналогичные системные исследования мы осуществили в районе озера Байкал, где местному населению издавна известны массовые случаи геофагии среди диких копытных. Одним из объектов для полевого изучения интересующего нас феномена на Байкале был выбран остров Ольхон.

На большей части территории острова (около 75% площади) распространены метаморфизированные до амфиболитовой фации терригенно-карбонатные породы (кристаллосланцы, амфиболиты, гнейсы и мраморы) протерозойского возраста. Около 15% территории занято мигматитами гранитоидного ряда. Остальная часть покрыта мощным чехлом неогеновых и четвертичных рыхлых отложений. Все фоновые породы территории, и, особенно элювиально-делювиальные отложения по ним, отличаются существенно пониженными, относительно североамериканского сланца NASC, содержаниями РЗЭ, особенно легкой подгруппы. Наиболее высокие содержания РЗЭ выявлены в некоторых типах гранитоидных мигматитов и в глинистых корах выветривания по таким породам. Такие обогащенные РЗЭ глины (кудуриты) в ряде мест на острове регулярно-периодически потребляют дикие и домашние копытные. В минеральном составе таких кудуритов, по данным количественного рентгенофазового исследования 9 проб, преобладает каолинит (59–95%), в составе примесей – оксиды железа (до 10%) и кварц (до 6%).

В результате автоматизированного поиска на аналитическом электронном микроскопе (SEM-EDS) минеральных РЗЭ-фаз в кудуритах, как и в пробах глинистых экскрементов животных (копролитах), выявлена группа фосфатов: рабдофан, монацит и ксенотим, а также РЗЭ-крандаллит – гидратированный алюмофосфат Ca, Ba и Sr с примесью Fe и РЗЭ, который характерен для вторичных минеральных комплексов почв и подпочвенных горизонтов на обогащенных РЗЭ алюмосиликатных породах в условиях влажного тропического климата [7]. На территориях умеренных широт он встречается в древних (мел-палеогеновых) корах выветривания по гранитоидам и другим типам горных пород [8]. В пробах фоновых пород острова (амфиболитовые кристаллосланцы и терригенно-карбонатные породы) РЗЭ-содержащие минеральные фазы обнаружены в виде весьма редких тонких вкрапленников.

В 14 пробах почв, отобранных на фоновых породах (терригенно-карбонатные и амфиболитовые сланцы), сумма REE (с Y и Sc) варьирует от 13.20 до 67.77 ppm (среднее – 43.85). Этот показатель, по данным [6], в 2–3 раза меньше средних значений сумм REE по почвам Бразилии, Японии, Китая, Швеции и ряда стран Европы.

Из-за сухости климата на Ольхоне (менее 300 мм осадков) и в связи с длительным периодом отсутствия дождей во время полевых работ гидрохимические пробы удалось отобрать лишь из 3 ручьев и одну пробу из озера у пос. Узуры. По степени минерализации все воды пресные (до 0.5 г/л); по химсоставу – сульфат-гидрокарбонатно-магний-кальциевые; pH их меняется от 7.65 до 8.11. Воды оказались очень схожи между собой по уровню содержания большинства микроэлементов с колебанием в пределах менее одного порядка. Различия в пределах одного порядка фиксируются лишь по P, Mo и V. Сумма растворенных форм РЗЭ изменяется (с учетом Sc и Y) от 0.12 до 0.16 ppb. Это на порядок меньше, чем в водах большинства рек мира (по [9]) и на несколько порядков – чем в речных водах в районах массовой геофагии в Сихотэ-Алине [4].

Суммы РЗЭ в пробах осок, произрастающих на высококарбонатных породах ($n = 4$), варьируют, в расчете на сухое вещество, от 0.054 до 0.127 ppm (среднее – 0.093); на амфиболитовых кристаллосланцах ($n = 3$) – от 0.179 до 0.235 (0.200) ppm.

Результаты определения концентраций макроэлементов в воздушно-сухих пробах осок (*Carex* spp.) с о. Ольхон свидетельствуют о том, что большая часть территории недостаточно обеспечена Na и достаточно остальными биофильными элементами. Максимальное содержание Na в осоках (до 1 г/кг, что близко к показателю в люцерновом сене) выявлено только в пробе с прибрежной части соленого озера Шара-Нур (район, близкий к центральной части острова). Средняя величина содержания Na в осоках по остальной территории на порядок меньше. Такая неравномерная обеспеченность территории острова натрием оказывает влияние на распределение по ней диких оленей (*Cervus elaphus xanthopygus*), численность которых на острове около 150 голов. Около 2/3 от всех зарегистрированных сотрудниками Прибайкальского национального парка встреч оленей на острове в зимний и летний периоды отмечены в районе соленого озера Шара-Нур. Эти же биологи отмечают находки на острове не полностью окостеневших сброшенных рогов взрослыми оленями, частично покрытых толстым слоем кожи.

На материале сравнения макро- и микроэлементного состава химически идентичных семи пар кудуритов и копролитов установлено, что только Na и ЛРЗЭ претендуют на роль искомых животными в глинах на Ольхоне. Типовой дивариантный профиль представлен на рис. 1. Аналогичная закономерность получена при сопоставлении кислотных (HCl, pH-1) вытяжек из тех же парных проб. Типичный результат представлен

на одной из диаграмм (рис. 2). Из нее очевидно, что к РЗЭ, способным извлекаться из кудуритов в пищеварительном тракте животных, относятся Sc, La, Ce, Pr, Nd, Sm и Y.

Дефицит редкоземельных элементов в ландшафтных компонентах на Ольхоне хорошо иллюстрируют графики профилей содержаний РЗЭ в хвостовых железах оленей из района с избытком РЗЭ в Горном Алтае (рис. 3, профиль 1 и 2) и оленя с Ольхона (профиль 3).

В последние десятилетия активно нарастает интерес к применению РЗЭ-содержащих добавок при откорме различных животных. В то же время ряд исследователей [10, 11] показали, что в желудочно-кишечном тракте всасывается лишь малая доля минеральных форм РЗЭ, принимаемых перорально. Несмотря на это, в связи с очевидными эрготропными эффектами РЗЭ-подкормок в виде существенного увеличения прироста массы тела и улучшения ассимиляции корма, а также фактов влияния таких добавок на активность ферментов и гормонов (в том числе щитовидной железы и эпифиза), а также на изменение других параметров крови и межклеточных жидкостей ряд исследователей [12, 13] склонны считать, что даже низкие дозы РЗЭ, попадающие в кровь, могут вызывать ощутимые биоэффекты. Довольно обширный перечень уже выявленных биоэффектов от РЗЭ-подкормок приводят китайские специалисты [14]. В этом перечне, в зависимости от дозы РЗЭ-подкормок, может наблюдаться либо стимулирование, либо ингибирование показателей. Будь это рост организма, пролиферация клеток, апоптоз; антиоксидантная или прооксидантная активность; стабилизация или дестабилизация цитоскелета; повышение или подавление проницаемости клеток; положительная или отрицательная регуляция клеточной сигнальной системы; усиление минерализации или деминерализация скелета. Указанные показатели подтверждают возможность возникновения проблем со здоровьем у животных, в том числе нарушений минерального обмена при обитании в ландшафтах как с избытком, так и с недостатком в кормах, необходимых для организма редкоземельных элементов.

Из приведенного краткого обзора вполне очевидно, что у специалистов значимость физиологических эффектов в организме даже малых доз РЗЭ не вызывает сомнений. Вопрос усвоения организмом РЗЭ также решается позитивно. На основании всего объема выполненных исследований мы считаем возможным существование у птиц и млекопитающих (возможно, у всех позвоночных) способности не только ощущать гормональный стресс, вызванный разбалансировкой РЗЭ в нейроиммуноэндокринной системе, животные могут быть наделены также способностью

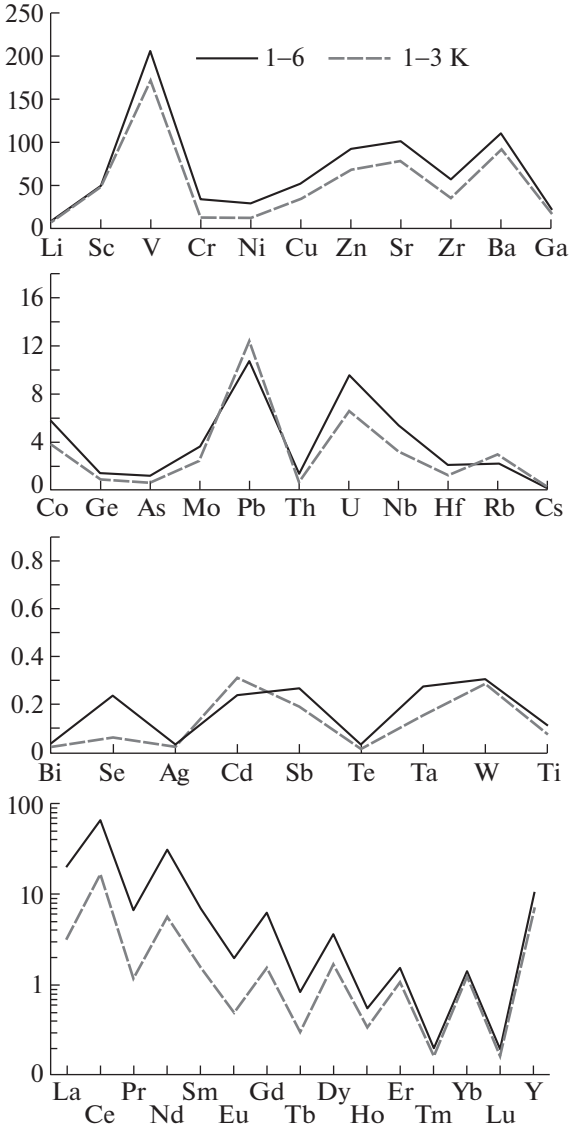


Рис. 1. Типовые дивариантные профили содержаний (ppm) микроэлементов в кудурите (сплошная линия проба 1–6) и в копролитах (пунктирная линия проба 1–3K).

“чувствовать” какие-то определенные формы РЗЭ в различных природных веществах (включая минеральные) и восполнять за счет них недостаток элементов в организме. В случае накопления в организме избыточных количеств РЗЭ животные инстинктивно способны избавляться от них, потребляя минеральные сорбенты. Такой механизм поддержания устойчивости главной управляющей и защитной системы организма мог быть выработан только в процессе биологической эволюции. Как очевидно, стремление к восстановлению нормального функционирования нейроиммуноэндокринной системы наиболее сильно должно проявляться у молодых животных в периоды активного роста организма, у самок в перио-

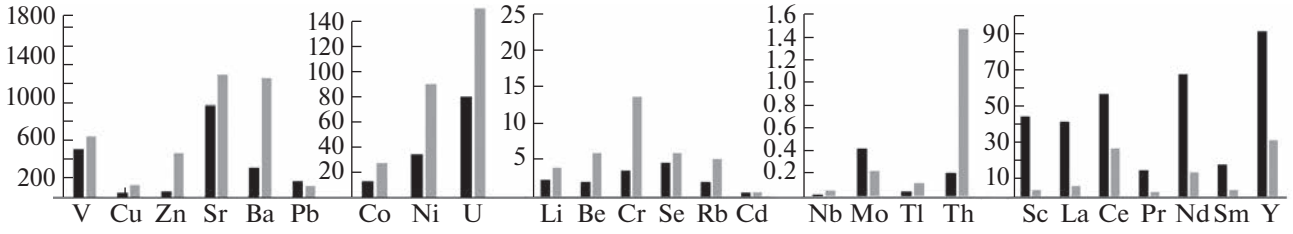


Рис. 2. Диаграммы концентраций микроэлементов в супернатантах (в мкг/л) после вытяжек: темный столбик – из кудурита; светлый – из копролита (пробы те же).

ды вынашивания плода, у самцов после гона, когда значительная доля РЗЭ расходуется со спермой. Наконец, это особо важно для всех животных в состоянии некоторых заболеваний, в том числе из-за нарушений в составе пищеварительной микрофлоры. Приведенный перечень явлений охватывает практически все известные случаи геофагии, отображенные в обширной научной литературе по данной проблеме.

Таким образом, геолого-гидробиогеохимические исследования, проведенные нами на Ольхоне, позволяют констатировать, что геофагия среди животных на территории острова развивается в условиях сухого климата в горно-таежных с остепненными участками ландшафтах преимущественно на древних метаморфических породах терригенно-карбонатной формации с присутствием в них малых количеств гипогенных РЗЭ-содержащих минералов. Это обстоятельство определяет низкие содержания вторичных минеральных фаз РЗЭ в элювии-делювии, а также растворимых форм РЗЭ в производных от них почвах и, соответственно в природных водах и кормовой растительности. Такая специфика геохимии ландшафта, как и выявленная ранее в Сихотэ-Алине и в Горном Алтае специфика с избыточно высоким содержанием РЗЭ в природных компонентах, предопределяет условия для нарушений в нейроиммуноэндокринной системе, являющейся носителем легкой группы редкоземельных элементов у растительноядных животных, вызывая ответную стресс-реакцию организма. Гормональный стресс заставляет животных компенсировать возникший элементный дисбаланс в организме путем потребления минеральных сорбентов, обогащенных нужными РЗЭ. Очень похоже, что обозначенная нами РЗЭ-причина геофагии охватывает более значимую часть случаев во всем мире, чем принято считать.

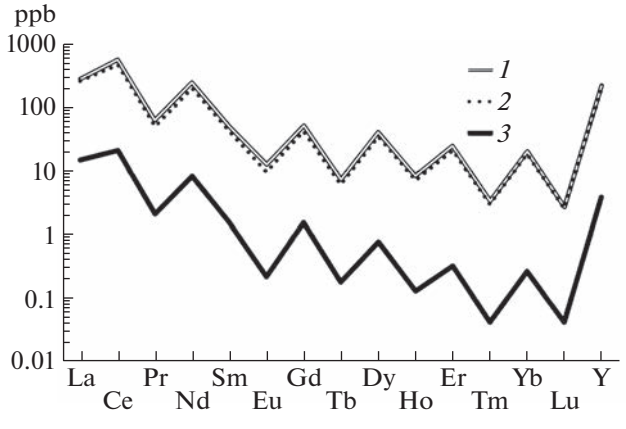


Рис. 3. Профили содержаний лантаноидов и Y в хвостовой железе взрослых самцов оленей *Cervus elaphus* из разных регионов с массовыми проявлениями геофагии: *1, 2* – с берега Телецкого озера (*2* – повтор анализа); *3* – с Ольхона.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке грантов РНФ (№ 20-67-47005 и 20-64-47021).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Panichev A.M.* Rare Earth Elements: Review of Medical and Biological Properties and Their Abundance in the Rock Materials and Mineralized Spring Waters in the Context of Animal and Human Geophagia Reasons Evaluation // Achievements in the Life Sciences. 2015. V. 9. P. 95–103. https://doi.org/10.1016/j.als.2015.12.001
2. *Powis D.A., Clark C.L., O'Brien K.J.* Lanthanum can be transported by the sodium-calcium exchange pathway and directly triggers catecholamine release from bovine chromaffin cells // Cell Calcium. 1994. V. 16. № 5. P. 377–390.
3. *Palasz A., Czekaj P.* Toxicological and cytophysiological aspects of lanthanides action // Acta Biochimica Polonica. 2000, V. 47. № 4. P. 1107–1114.
4. *Panichev A.M., Baranovskaya N.V., Seryodkin I.V., et al.* Landscape REE anomalies and the cause of geophagy in wild animals at kudurs (mineral salt licks) in the Sikhote-Alin (Primorsky Krai, Russia) // Environmental Geochemistry and Health. 2021. https://doi.org/10.1007/s10653-021-01014-w
5. *Panichev A., Baranovskaya N., Seryodkin I., et al.* Excess of REE in plant foods as a cause of geophagy in animals in the Teletskoye Lake basin, Altai Republic, Russia // World Academy of Sciences Journal. 2022.

V. 5: 6, 2023.
https://doi.org/10.3892/wasj.2022b.183

6. *Silva Y.J.A.B., Nascimento C.W.A., Silva Y.J.A.B., Biondi C.M., Silva C.M.C.A.C.* Rare earth element concentrations in Brazilian benchmark soils // Rev Bras Cienc Solo. 2016. V. 40. P. e0150413.
https://doi.org/10.1590/18069657rbcs20150413
7. *Nahon D.B.* Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering. New York: Wiley. 1991. P. 344.
8. *Янченко О.М., Тимкин Т.В., Ворошилов В.Г. и др.* Характер распределения фосфатов в золотоносных корах выветривания Томского района // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 9. 74–91.
9. *Gaillardet J., Viers J., Dupré B.* Trace Elements in River Waters // Treatise on Geochemistry. Elsevier, 2003. P. 225–272.
https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05165-3
10. *Fiddler G., Tanaka T., Webster I.* Low systemic adsorption and excellent tolerability during administration of Lanthanum carbonate (FosrenolTM) for 5 days. In 9th Asian Pacific Congress of Nephrology, 19–20. Februar 2003, Pattaya, Thailand, 2003.
11. *Hutchison A.J., Albaaj F.* Lanthanum carbonate for the treatment of hyperphosphataemia in renal failure and dialysis patients // Expert Opinion on Pharmacotherapy. 2005. V. 6. № 2. P. 319–328.
12. *He M.L., Rambeck W.A.* Rare earth elements – a new generation of growth promoters for pigs? // Archives of Animal Nutrition. 2000. V. 53. № 4. P. 323–334.
13. *He R., Xia Z.* Effect of rare earth compounds added to diet on performance of growing- finishing pigs. World Wide Web,
http://www.rare-earth-agri.com.cn/eng5.htm, 2001. accessed 15. July 2001.
14. *Wang K., Cheng Y., Yang X., Li R.* Cell Response to Lanthanides and Potential Pharmacological Actions of Lanthanides in Metal ions in biological systems, in: Sigel A., Sigel H., Sigel S. (Eds.), Metal Ions in Biological Systems: Vol. 40: The Lanthanides and Their Interrelations with Biosystems, volume 40. Marcel Dekker, Inc., New York, Basel, 2003.

DEFICIENCY OF RARE-EARTH ELEMENTS IN NATURAL LANDSCAPE COMPONENTS AS A CAUSE OF GEOPHYGY AMONG UNGULATES ON OLKHON ISLAND

A. M. Panichev[a,#], N. V. Baranovskaya[b], I. Ju. Chekryzhov[c], I. V. Seryodkin[a], V. V. Ivanov[c], E. A. Vakh[c], and E. V. Elovskiy[c]

[a] *Pacific Geographical Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*
[b] *Tomsk Polytechnic University, Tomsk, Russian Federation*
[c] *Far East Geological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*
[#] *E-mail: sikhote@mail.ru*

Presented by Academician of the RAS P.Ya. Baklanov March 22, 2023

The actuality of the work lies in the systematic study of the causes of geophagy from the viewpoint of the rare earth hypothesis. From the original results of complex geological-hydrobiogeochemical studies carried out on Olkhon Island (Lake Baikal).), it follows that the phenomenon of geophagy among wild and domestic ungulates on the island is due to a deficiency of light rare earth elements (LREE) in plant foods and natural waters. The deficit is associated with a low concentration of LREE in the composition of the most common metamorphic terrigenous-carbonate rocks, deluvium and soils on the island. The similar geochemical specificity of landscapes can be the cause of LREE imbalance in the hormonal system of the body. Hormonal stress causes animals to regularly and periodically consume kaolinite clays of weathering rocks enriched with the necessary elements.

Keywords: geophagy, ungulates, rare earth elements, geology, biogeochemistry, Island Olkhon

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 181–190

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 553.21

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ ПОЧВЕННОГО И БОКСИТОНОСНОГО ГОРИЗОНТОВ В ЛАТЕРИТНОМ ПРОФИЛЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ (ПРОВИНЦИЯ ФУТА ДЖАЛЛОН-МАНДИНГО, ГВИНЕЙСКАЯ РЕСПУБЛИКА)

© 2023 г. М. А. Макарова[1], Е. С. Шипилова[1], Н. М. Боева[1,*], Д. А. Внучков[1], академик РАН Н. С. Бортников[1]

Поступило 04.03.2023 г.
После доработки 30.04.2023 г.
Принято к публикации 04.05.2023 г.

Впервые был проведен гранулометрический анализ латеритных почв и установлены источники вещества, участвующего в образовании зоны деградации в бокситоносном латеритном профиле бокситоносной провинции Фута Джаллон-Мандинго. В ней на каменистых породах латеритных покровов повсеместно залегает почвенный горизонт – самый верхний элемент вертикального профиля коры выветривания. В почвенном горизонте большинство компонентов становятся подвижными, преобладают процессы выщелачивания, происходит мобилизация и перераспределение вещества латеритов. Изучение этих континентальных образований позволило установить генетическую связь почвенного горизонта коры выветривания с подстилающими их бокситовыми рудами, определить степень влияния состава почв на процессы бокситообразования.

Ключевые слова: латериты, кора выветривания, почвенно-растительный горизонт, боксит, Фута Джаллон-Мандинго

DOI: 10.31857/S2686739723600893, **EDN:** WGWALE

ВВЕДЕНИЕ

В тропических зонах при высокой среднегодовой температуре, большом количестве осадков и переменно-влажном климате происходит миграция продуктов выветривания и их аккумуляция. Образуются мощные коры выветривания. Почвенно-растительный рыхлый слой латеритных кор выветривания является верхней зоной классического латеритного профиля. Его называют зоной деградации или “горизонтом разрушения” [1, 2]. Существуют разные гипотезы образования верхнего горизонта латеритного бокситоносного профиля. Считается, что он образуется в результате деградации нижележащего материала кирасы – автохтонное происхождение; коллювиации и переработки материала со склонов ландшафта – аллохтонное; имеет смешанное происхождение, совместно с материалом, поступающим из более глубоких горизонтов того же профиля за счет поступления мелких минеральных частиц, в результате деятельности термитов [1].

Предполагается, что термиты вносят существенный вклад в образование латеритов [3]. Почвенно-растительный слой и нижележащие породы пронизаны сетью их ходов, что повышает проницаемость профиля выветривания, способствуя процессу бокситизации [4]. За водой термиты проникают глубоко, и это часто используется как доказательство их способности переносить снизу вверх минеральные частицы [5]. Повышенное содержание кремнезема в почвенном слое объясняют выносом термитами снизу на поверхность для своих построек глинистого и песчано-глинистого материала из литомаржа коры выветривания [6].

Провинция Фута Джаллон-Мандинго (ФДМ) приурочена к ландшафтно-климатической зоне влажных саванн и лесосаванн. Климат на данной территории тропический, переменно-влажный, характеризующийся чередованием дождливого (июнь–октябрь) и сухого (ноябрь–май) сезонов в годовом цикле. Среднегодовая температура колеблется от 24 до 30°С [7, 8]. С конца ноября по середину марта на территорию провинции поступает очень сухой и пыльный, жаркий, иссушаю-

[1]*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия*
*****E-mail: boeva@igem.ru*

щий северо-восточный харматан [9]. Поскольку ветер проходит через пустыню, он захватывает и приносит в провинцию множество частичек пыли размером от 0.5 до 10 мкм. Климатические условия способствуют увеличению температуры почвенных растворов, что приводит к гидролизу минералов в почвенно-растительном горизонте, их дезинтеграции, образованию полостей и дроблению в результате обрушения. В почвах происходит также образование вторичных минералов – каолинита, гётита, гиббсита и др. [10].

Группа ученых, применивших уравнение баланса массы к химическому анализу профиля выветривания бокситов в Западной Австралии, показали, что обогащение бокситовой руды алюминием может быть обусловлено накоплением эоловой пыли из химически зрелых почв других регионов. Благодаря высокой пористости бокситов, их структура подходит для перемещения минеральных зерен. Эоловая пыль по образующейся сети каналов от корневой системы растений проникает через почву в нижележащие слои, тем самым обогащая руду Al и Fe [11]. Эоловым привносом также объясняют повышенные содержания в почвах кварца и алюмосиликатных минералов [12, 13].

Бокситоносная провинция ФДМ является крупнейшей в мире. Изучение почвенного горизонта, который является самым верхним элементом вертикального разреза коры выветривания, позволяет определить степень влияния состава почв на процессы бокситообразования. Он сложен сероцветными суглинками, обломками латеритов и бокситов, насыщен корнями и остатками растений. Каменистые латеритные породы в почве и под ней испытывают дезинтеграцию, растворение и перераспределение вещества по трещинам [14].

Высокая насыщенность органическим растительным веществом и микробиотой в условиях периодического насыщения дождевой водой и просушиванием между дождями обусловливает химическую и биохимическую мобилизацию вещества латеритных покровов и его перераспределение.

Рыхлые образования почвенно-растительного слоя представляют собой зону физической мобилизации вещества, влияющую на переотложение и накопление различных генетических типов континентальных образований, определяют возможности локализации механогенно-осадочных залежей бокситов [15].

В нашем исследовании мы анализировали образцы, отобранные в тех частях провинции, где кираса была срезана эрозией и подстилающими породами для почв, служили именно бокситы. Впервые был проведен гранулометрический анализ почв и документально установлены источники вещества для образования верхнего горизонта бокситоносного латеритного профиля.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Бокситоносная провинция Фута Джаллон-Мандинго расположена в крайней западной части Африканского континента. Рельеф территории представляет собой ступенчатое плато, расчлененное глубокими врезами долин рек и ручьев [16, 17]. На плоских, пологоволнистых и пологоступенчатых вершинах останцов и обособленных водораздельных массивов (бовалей) северо-западных отрогов плато Фута-Джаллон на породах латеритных покровов повсеместно развиты современные почвы изменчивой мощности с чередованием участков травянистой, кустарниковой и лесной растительности.

На залесенных участках, особенно на пологих склонах и перегибах поверхностей бовалей, наблюдается максимальная (до 1.5 м) мощность почвенного горизонта. Это хорошо прослеживается на примере месторождения Вуассо провинции (рис. 1 а, б). На выровненной поверхности бовалей она обычно не превышает 0.1–0.3 м, но в отдельных карманах и западинах увеличивается до 0.5–1 м. Иногда отмечаются линейные зоны (приуроченные к зонам трещиноватости), в которых на склонах бовалей мощность почвенного горизонта увеличивается и достигает 1 м и более.

Верхняя часть почвенного горизонта образована песчано-глинистой массой темно-серого до черного цвета, в которой заключены мелкие остроугольные дресвяные обломки (их доля составляет 10–15%) мелкогравийной размерности неизмененных или ожелезненных бокситов. Приповерхностная часть на глубину до 10–15 см пронизана тонкой корневой системой травянистых растений и реже – деревьев; доля корней может достигать 30–40% и даже до 50% у поверхности. С глубиной постепенно, без резкой границы, почва становится буровато-серой суглинистой. Доля дресвяных обломков галечной и, в меньшей степени, валунов, увеличивается и может достигать 50–60%. Крупность и доля обломков увеличиваются с глубиной. Среди них отмечается значительное количество концентрически зональных железистых стяжений – почвенных железистых пизолитов, размером от первых мм до 1 см, реже 2–2.5 см. В основании почвенного покрова условно выделяется зона, резко обогащенная крупным обломочным материалом: от 20–40 до 70–80% объема составляют ожелезненные округлые обломки и угловатые глыбы бокситов и латеритов размером до 10–15, редко до 40–50 см в поперечнике. Мелкие фракции (заполнитель) представлены суглинисто-супесчаной массой серого

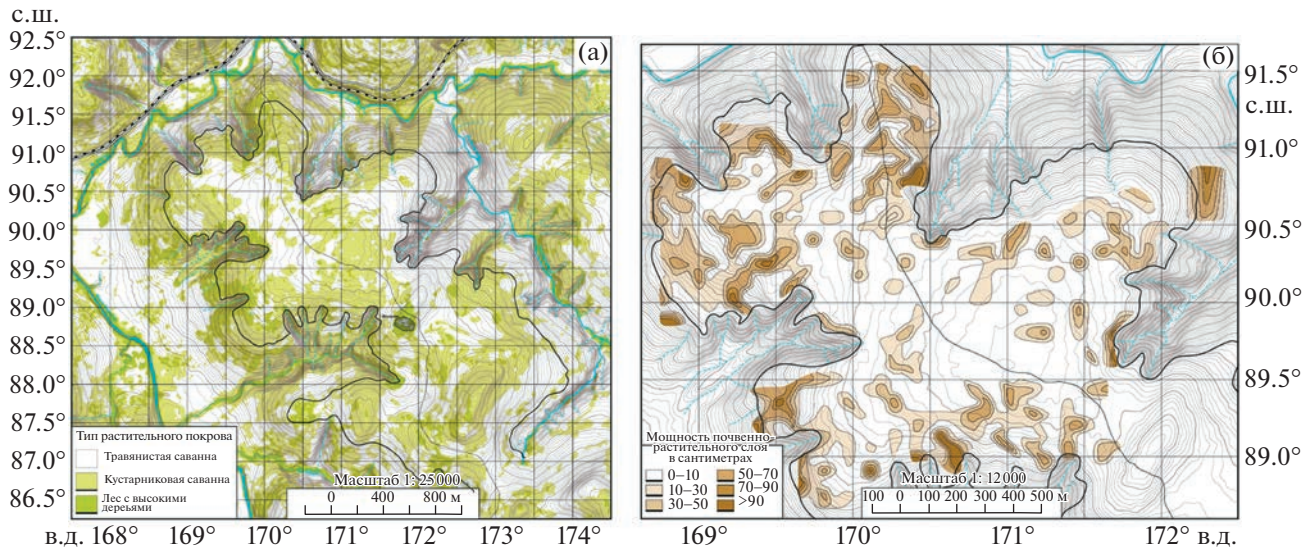


Рис. 1. Карта растительного покрова (а) и карта мощностей почвенного покрова (б) на бовали Вуассо.

или буроватого цвета, схожей с заполнителем средней зоны.

Нижняя граница рыхлых образований крайне неровная, определяется бугристой поверхностью латеритного покрова, осложнена трещинами, карманами и выступами.

Для изучения почвенного горизонта были использованы результаты полевых исследований и лабораторных анализов пород рыхлой вскрыши на ряде бокситовых месторождений в бассейне рек Когон и Тингилинта бокситоносной провинции ФДМ на северо-западе Гвинейской Республики.

Для детального изучения состава и физико-механических свойств пород рыхлой вскрыши и подстилающих бокситов были проведены следующие определения:

– определение объемной массы, коэффициента разрыхления, естественной влажности (определения влажности пород рыхлой вскрыши на месторождениях проводились во второй половине сухого сезона и в первой половине сезона дождей);

– определение гранулометрического состава путем сухого рассеивания через сита на следующие фракции (мм): +100; +50 –100; +25 –50; +10 –25; +5 –10; +2 –5; +1 –2; +0.5 –1; +0.25 –0.5 и –0.25. Из фракции –0.25 мм в лаборатории методом лазерной дифракции на приборе “FRITSCH” ANALYSETTE 22 (Германия) были выделены фракции +0.1 –0.25; +0.04 –0.1 и –0.04 мм.

Лабораторные исследования включали рентгенофазовый анализ с помощью дифрактометра Ultima-IV фирмы “Rigaku” (Япония) и определение химического состава с использлванием рентгенофлуоресцентного спектрометра AxiosAx “RANalytical” (Нидерланды).

Всего было изучено 18 образцов почв, отобранных на 7 месторождениях провинции ФДМ: НДангара (Р-1, Р-2, Р-4, Р-6, Р-8), Тиапикоуре (Р-18), Боуроре (Р-17, Р-18), Вуассо (Р-20, Р-21), Бунде-Вааде (Р-11 – Р14), Паравi (Р-9, Р-10), Кообi (Р-15, Р-16).

РЕЗУЛЬТАТЫ

В составе рыхлых образований повсеместно отмечаются частицы различных фракций и классов крупности – от глыб-валунов (более 100 мм) до алевритистых и глинистых фракций (табл. 1). Однако соотношение различных фракций в изученных пробах изменяется в широких пределах и определяется ландшафтной обстановкой. Выделяются две группы проб:

– Пробы первой группы отобраны в краевых частях бовали, либо на склонах локальных возвышенностей, в их гранулометрическом составе значительную роль (12–45%) играют мелкие (менее 1 мм) фракции. Всего исследовано 11 проб.

– Во вторую группу входят пробы, отобранные на выровненной поверхности бовали. Всего исследовано 7 проб. В гранулометрическом составе таких проб резко преобладают частицы крупнее 8 мм (53–90%). Песчаные и более мелкие фракции (менее 1 мм) имеют резко подчиненное количество (2–5%).

Ландшафтные ситуации не могут быть строго классифицированы в две группы, поэтому описанные два типа проб следует рассматривать как крайние члены ряда, между которыми существуют промежуточные варианты соотношения фрак-

Таблица 1. Гранулометрический состав различных фракций современных рыхлых образований (%)

Фракции, мм	Краевые части и склоны бовали	Выровненная поверхность бовали	Без разделения на ландшафтные обстановки
Крупногравийные, галечные и валунные фракции			
>100	8.2	5.8	7.3
50–100	6.9	10.8	8.4
25–50	10.4	16.3	12.7
12–25	12.5	25.5	24.4
8–12	10.7	16.8	13.4
всего	48.8	75.1	66.2
Грубопесчаные, мелко- и среднегравийные фракции			
5–8	8.9	8.3	13.1
2–5	10.6	7.5	9.6
1–2	3.4	2.0	2.9
всего	22.9	17.8	25.6
Мелко- и среднепесчаные фракции			
0.5–1	10.0	0.5	6.9
0.25–0.5	6.9	0.8	4.9
<0.25	7.7	2.2	5.9
всего	24.6	3.6	17.7

ций с более равномерным распределением частиц различной крупности и с преобладанием средних фракций от 2 до 8 мм.

Химический состав проб почвенно-растительного слоя, а также сопоставление их с химическим составом подстилающих бокситов приведены в табл. 2. В почвенном горизонте повсеместно происходит увеличение содержания кремнезема и, соответственно, уменьшение содержания глинозема. Следует отметить накопление в почвенном покрове железа, а также незначительное, но довольно устойчивое снижение содержания титана.

Отмеченные закономерности справедливы практически для всех проб, вне зависимости от ландшафтной обстановки, и характеризуют почвенный покров в целом. Однако между различными по крупности фракциями рыхлой вскрыши существуют значительные различия в химическом составе (табл. 2).

Рентгенофазовый анализ показал, что основными минералами почв являются гиббсит, гётит, гематит, кварц, бёмит, анатаз, каолинит, полевой шпат, хлорит, монтмориллонит, ильменит, рутил, гидрослюда. Наиболее важными и характерными межплоскостными расстояниями для изученных минералов являются следующие: гиббсит – 4.82 и 4.34 Å; гётит – 4.18, 2.69, 2.45 Å; гематит – 2.69, 1.69, 2.51 Å; кварц – 3.34, 4.25, 1.81 Å, анатаз – 3.51, 1.89, 2.37 Å, бёмит – 2.34, 1.3, 1.85 Å, каолинит – 7.13, 1.49, 3.56 Å, ортоклаз – 3.18, 3.80, 4.0 Å, хлорит – 6.9, 4.6, 3.5 Å, монтмориллонит – 11.5, 1.49, 4.45 Å, ильменит – 2.74, 2.53, 1.72 Å, рутил – 1.68, 3.24, 2.48 Å, гидрослюда – 1.48, 2.54, 4.41 Å.

Крупные и средние фракции по своему минеральному составу соответствуют подстилающим бокситам: гиббсита 54.2–61.4 мас. %, бемита 3.7–7.5 мас. %, гематита 2–4.3 мас. %, гётита 3.5–8.2 мас. %, каолинита 2.3–4.2 мас. %, кварца 1.5–2 мас. %, анатаза 1–2 мас. %, рутила 1–2 мас. %.

Важной особенностью минерального состава мелких фракций является наличие в них минералов, не свойственных подстилающим бокситам и не устойчивых в профиле выветривания, таких как хлорит и калиевые полевые шпаты (табл. 3). В заметных количествах (более 5%) появляются глинистые минералы – каолинит и монтмориллонит, также не характерные для верхней части латеритного покрова.

Среди минералов глинозема бёмит преобладает над гиббситом, хотя в исходных бокситах гиббсит более распространен. Это объясняется повышенной растворимостью гиббсита, а также влиянием пожаров [18].

В составе тонкой фракции отмечаются значительные содержания рентгеноаморфной фазы (в отдельных определениях до 55 мас. %) и органического вещества (3.3–4.7 мас. %). Встречающиеся на поверхности термитники представляют собой слоистый серый и грязно-серый материал, мощностью до 15 см, состоящий из каолинита с примесью гумуса.

Таблица 2. Химический состав (мас. %) материала из различных фракций почвенного покрова (среднее по всем месторождениям) и подстилающих бокситов

Фракция, мм	ландшафтная обстановка	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	ППП	RO	R_2O	P_2O_5	Σ
боксит	склон (7 обр.)	1.06	51.75	15.97	3.52	26.90				
	вершина (11 обр.)	1.25	48.62	20.47	3.34	25.54				
Крупногравийные, галечные и валунные фракции										
>8	склон	1.35	52.55	17.39	3.34	24.54	0.02	0.02	0.18	99.39
	вершина	1.16	50.42	21.15	2.81	23.62	0.02	0.02	0.23	99.42
Грубопесчаные, мелко- и среднегравийные фракции										
5–8	склон	1.53	48.73	24.80	2.45	21.58	0.02	0.02	0.23	99.35
	вершина	1.83	45.30	33.63	2.45	16.81	0.02	0.01	0.31	99.35
2–5	склон	8.23	44.00	23.98	2.77	19.98	0.05	0.06	0.25	99.32
	вершина	2.73	37.32	40.64	2.43	15.81	0.04	0.04	0.35	99.37
1–2	склон	29.89	32.10	17.57	2.56	16.65	0.17	0.22	0.22	99.38
	вершина	7.11	37.18	35.10	2.39	17.17	0.08	0.07	0.32	99.40
Мелко- и среднепесчаные фракции										
0.5–1	склон	38.75	28.11	12.04	2.41	17.39	0.19	0.28	0.20	99.36
	вершина	24.82	27.43	22.20	2.12	22.31	0.15	0.23	0.25	99.51
0.25–0.5	склон	40.20	27.48	10.84	2.38	17.80	0.19	0.29	0.20	99.36
	вершина	35.76	26.8	13.3	2.31	20.4	0.45	0.34	0.241	99.60
Алевритовые и глинистые фракции										
0.1–0.25	склон	42.99	25.40	9.56	2.28	13.17	0.39	0.29	0.23	94.31
	вершина	42.11	16.60	6.90	1.92	0.28	1.13	0.44	0.47	69.85
0.04–0.1	склон	42.38	24.89	9.29	2.41	18.41	1.20	0.36	0.34	99.27
	вершина	47.53	15.81	5.58	1.66	26.84	1.03	0.41	0.41	99.28
<0.04	склон	50.13	21.72	7.68	2.17	15.66	1.06	0.31	0.40	99.13
	вершина	51.40	14.57	4.99	1.66	24.84	0.87	0.45	0.41	99.19

Примечание. RO = CaO + MgO, $R_2O = K_2O + Na_2O$

Таблица 3. Минеральный состав фракций почвенного горизонта (мас. %)

Фракция, мм	Кварц	Бёмит	Гиббсит	Анатаз	Каолинит	Гётит	Ортоклаз	Хлорит	Монтмориллонит	Ильменит	Рутил	Гематит	Гидрослюда	Рентгеноаморфная фаза
<0.005	5	7	5	2	11	8	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	1	н.о.	5	56
0.005–0.04	32.5	5.5	4	2.5	5	3.5	2	1.5	<5	н.о.	н.о.	3	2	39.5
0.04–0.1	27.6	5.8	3	2.4	6.4	3.8	2.8	2.3	н.о.	н.о.	н.о.	2	–	45.6
0.1–0.25	19.8	5	3	2	5.3	4.3	3	1.6	<5	2	н.о.	2	2	55.6

Мелкие и тонкие фракции почвенно-растительного слоя по трещинам заносятся в бокситовый горизонт, часто на значительную (до нескольких метров) глубину. Анализ глинистого материала с корнями растений из каверн на глубине 4.5–5 м показал содержание в нем Al_2O_3 29.5–36.6 мас. %, Fe_2O_3 10.9–15.1 мас. %, SiO_2 32.5–36.5 мас. %. Этот материал по своему составу соответствует средне-песчаной фракции.

Гранулометрический состав почвенных образований изменяется в широких пределах и опре-

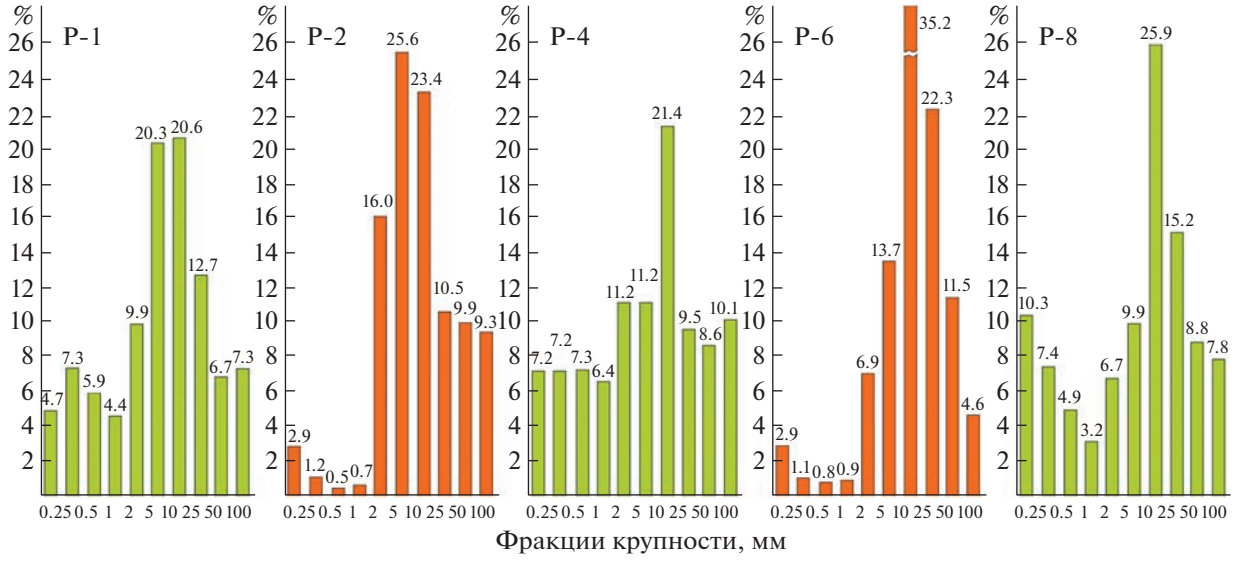


Рис. 2. Различия в гранулометрическом составе проб почвенного покрова различных ландшафтных обстановок на примере месторождения НДангара: Р-1, Р-4, Р-8 – пробы, отобранные на склонах бовали, пробы Р-2 и Р-6 отобраны на выровненной поверхности бовали.

деляется ландшафтной обстановкой. В краевых частях бовали существенную роль играют мелкие (менее 1 мм) фракции, суммарно достигая 25%, в то время как на выровненной поверхности бовали суммарное содержание мелких фракций не превышает 5% (рис. 2). Наиболее выдержано для всех проб содержание в гранулометрическом составе рыхлых образований материала фракции от 12 до 25 мм (21–24%), представленный в основном почвенными пизолитами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вне зависимости от ландшафтной обстановки в почвенном покрове наблюдается увеличение содержания кремнезема, железа, фосфора и калия. Значительные различия в химическом составе наблюдаются только между фракциями разной крупности (рис. 3).

Грубообломочные фракции (крупнее 8 мм) вне зависимости от ландшафтной обстановки содержат более 47% Al_2O_3 (рис. 3 а), 15–31% Fe_2O_3 (рис. 3 б) и менее 1.5% SiO_2 (рис. 3 в). В целом по составу они отвечают подстилающим породам латеритного покрова (табл. 2). Очевидно, что крупные обломки в рыхлой массе имеют местное происхождение, при их формировании главную роль играют процессы образования элювия, без его существенного перемещения.

Главной особенностью *средне-, мелко-гравийных* и *крупно-песчаных* фракций (1–8 мм) является повышенное содержание в них Fe_2O_3 – до 45%, при этом максимальные значения характерны для проб, отобранных на вершинах бовалей (рис. 3 б, табл. 2). Значительную роль в формировании состава этих фракций играют почвенные новообразования – железистые пизолиты, которые по размеру, как правило, попадают в мелко- и средне-гравийные фракции.

Для *грубо-песчаных и мелко-гравийных* фракций характерно также снижение содержания глинозема до 40% и ниже, вследствие чего они становятся разубоживающими для руды, когда заносятся по трещинам в бокситы. В этих же фракциях отмечается повышение содержания кремнезема, особенно для проб со склонов, до 30%.

Средне- и мелкопесчаные (0.25–1 мм) фракции характеризуются резкой сменой химического состава, выражающейся в первую очередь в увеличении содержания кремнезема – до 42–49 мас. %, а также RO (от 0.02–0.05 мас. % до 0.19–0.36 мас. %, главным образом в хлорите) и R_2O (от 0.04–0.05 мас. % до 0.2–0.4 мас. %, преимущественно в форме калиевого полевого шпата). Содержание Al_2O_3 снижается обычно до 23–30 мас. %. Содержание железа также уменьшается и составляет в среднем 7–19 мас. %.

Таким образом, в составе песчаных фракций играют значительную роль, а зачастую преобладают, элементы и соединения, не характерные для пород латеритного покрова, в первую очередь кремнезем. Очевидно, что накопление песчаных фракций происходит при значительной роли процессов эолового привноса материала.

Мелкие и тонкие фракции (менее 0.25 мм) дополняют описанные закономерности: содержание кремнезема возрастает до 40–43 мас. %, а в тонких фракциях до 53 мас. %; возрастают также

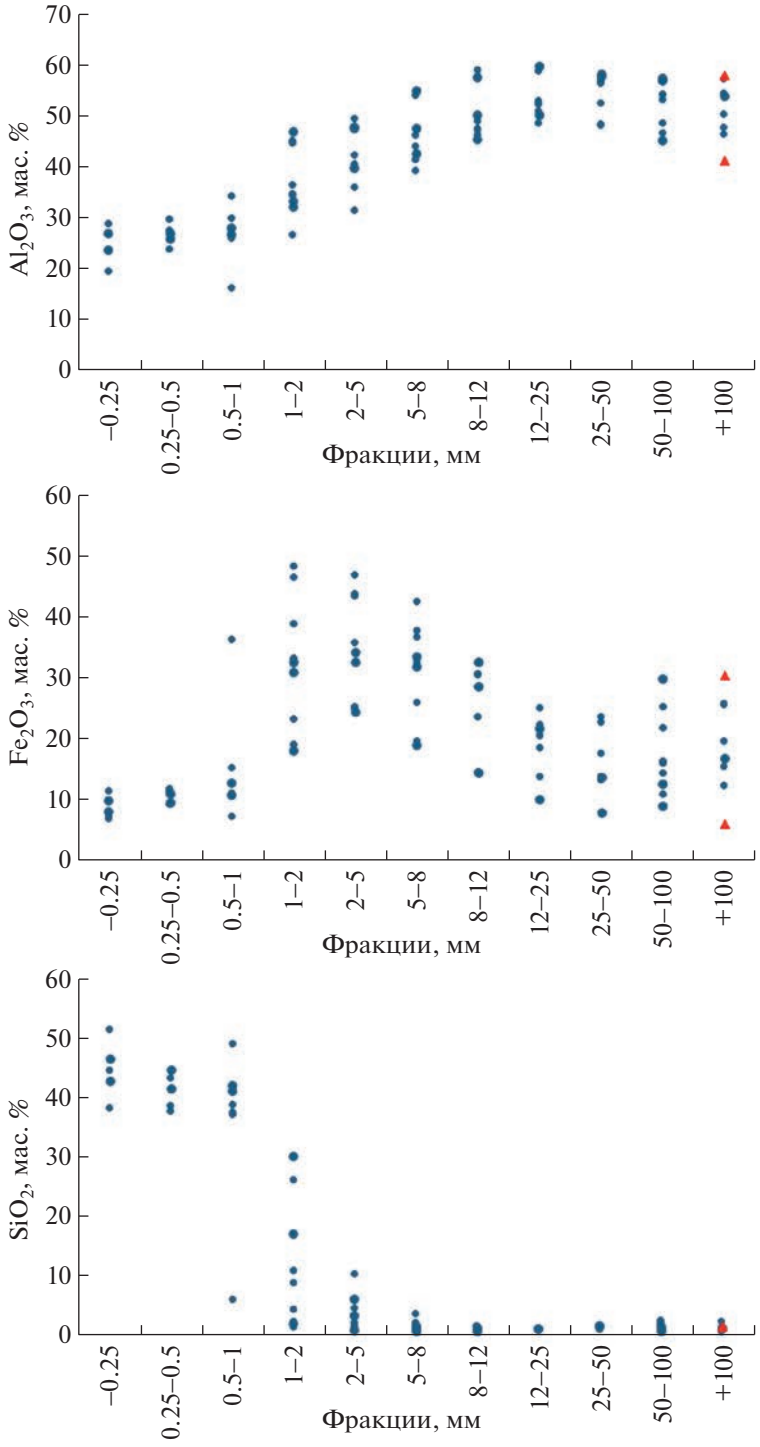


Рис. 3. Химический состав почвенного горизонта различных по крупности фракций и бокситового горизонта: кружочками обозначены пробы почвенного горизонта, треугольниками – пробы бокситового горизонта.

содержания RO (до 0.9–1.2 мас. %) и R_2O (до 0.3–0.4 мас. %); продолжает снижаться содержание глинозема до 21–23 мас. %, а в самых мелких фракциях до 16 мас. %; содержание железа также снижается до 6–8 мас. %.

Компоненты, входящие в состав рыхлых образований, можно условно разделить на три группы, различные по генезису и приуроченности к тем или иным классам крупности (рис. 4).

В первую группу входят химические компоненты, характерные для подстилающих почвы бокситов (рис. 4 а). Это автохтонный материал – элювий. К этой группе компонентов относятся Al_2O_3, Fe_2O_3 и TiO_2. Их повышенные концентра-

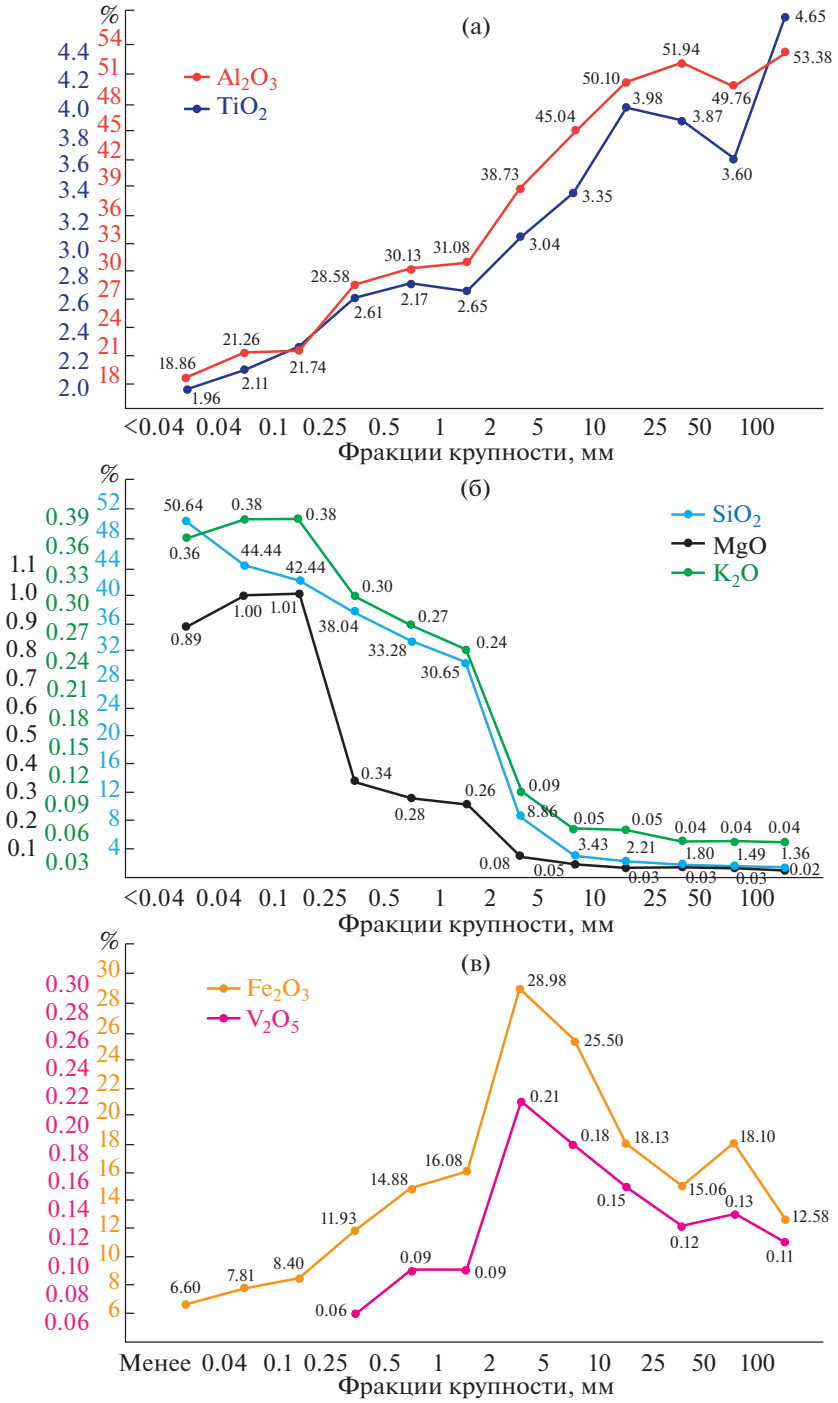


Рис. 4. Распределение химических элементов по различным фракциям. Элементы, связанные с процессами латеритообразования (а), элементы, связанные с эоловым привносом (б), элементы, участвующие в почвенных новообразованиях (в).

ции наблюдаются в крупных фракциях, сложенных обломками каменистых пород.

Во вторую группу входят элементы и соединения, не свойственные латеритному покрову: в первую очередь, SiO_2, а также CaO, MgO и K_2O (рис. 4 б). Эти компоненты накапливаются в мелких фракциях в виде хлорита, калиевого полевого шпата, каолинита и монтмориллонита. Их накопление связано с эоловой деятельностью.

К третьей группе (рис. 4 в) относится та часть железа, которая накапливается в почвенных пизолитах и концентрируется в мелко-гравийной

фракции (2–10 мм). Сюда же входит ванадий. Наряду с органоглинистыми рентгеноаморфными новообразованиями их следует отнести к аутигенной минерализации, связанной с почвенными процессами.

Таким образом, исследования показали, что по своей природе почвенный горизонт латеритного бокситоносного профиля провинции ФДМ относится к континентальным образованиям элювиального и делювиального генетического типа, образующимся за счет физического разрушения и химического выщелачивания подстилающих их каменистых бокситов и латеритов, а также эоловому привносу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе полевых и лабораторно-аналитических работ почвенно-растительные образования изучены в различных геоморфологических ситуациях. Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы:

1. На месторождениях бокситов в провинции ФДМ современные рыхлые образования развиты практически повсеместно. Почвенно-растительный горизонт характеризуется изменчивой мощностью (от первых сантиметров до 1–2 м) и сложной морфологией, в первую очередь неровной нижней границей с подстилающими бокситами.

2. Современные почвенные образования являются полигенными. В их составе выделяются четыре основные составляющие: остаточный элювиальный и элювиально-делювиальный материал железисто-глиноземистого состава, образованный за счет разрушения подстилающих пород латеритного покрова; аллохтонный эоловый материал, не характерный для подстилающих латеритов; продукты аутигенной минерализации: железистые пизолиты и железистые оболочки на обломках бокситов и латеритов; новообразования и почвенная регенерация глинистого вещества, связанные с разложением растительной массы, а также с мобилизацией алюминия и кремния при выветривании эолового материала; органическое вещество, присутствующее как в виде органических кислот и органогенных соединений, так и в виде фрагментов корневой системы растений.

3. Почвенно-растительные образования, залегая непосредственно на бокситах и латеритах, представляют собой тыловую зону гипергенной метасоматической колонки, каковой и является латеритная кора выветривания. В почвенном горизонте большинство компонентов становятся подвижными, преобладают процессы выщелачивания, происходит мобилизация и перераспределение вещества. Рыхлые образования первыми вступают во взаимодействие с выпадающими атмосферными осадками, в результате чего перемещаются вниз по разрезу вместе с фронтом инфильтрации дождевых вод латеритов.

4. В силу своего состава, и, прежде всего, повышенного содержания кремнезема и органического вещества, почвенный горизонт частично разубоживают подстилающую их бокситовую руду. По-видимому, большая часть кремнезема в бокситах обязана именно почвенному материалу, занесенному по трещинам в рудное тело.

5. Проведенные исследования позволили установить генетическую связь почвенного горизонта коры выветривания с подстилающими их бокситовыми рудами, определить степень влияния состава почв на процессы бокситообразования. Впервые был проведен гранулометрический анализ латеритных почв и установлено, что источником вещества, участвующего в образовании зоны деградации в бокситоносном латеритном профиле, являются породы, связанные с процессами латеритообразования, элементы, отвечающие эоловому привносу, а также участвующие в почвенных новообразованиях.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН № 121041500220-0, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Tardy Y.* Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Paris: Masson. 1993. 459 p.
2. *Beauvais A.* Ferricrete biochemical degradation on the rainforest–savannas boundary of Central African Republic // Geoderma. 2009. V. 150. P. 379–388.
3. *Machado A.B.* Termitic remains in some bauxites // Laterisation Processes. Proceedings, II International Seminar on Laterisation Processes (São Paulo, Brazil). 1983. P. 251–254.
4. *Anand R.R., Aspandiar M.F., Noble R.R.P.* A review of metal transfer mechanisms through transported cover with emphasis on the vadose zone within the Australian regolith // Ore Geology Reviews. 2016. V. 73. Part 3. P. 394–416.
5. *Petts A.E., Hill S.M., Worrall L.* Termite species variations and their importance for termitaria biogeochemistry: towards a robust media approach for mineral exploration // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2009. V. 9. P. 257–266.
6. *Якушев В.М.* О влиянии жизнедеятельности термитов на формирование латеритного покрова // Почвоведение. 1968. № 1. С. 113–115.
7. *Мамедов В.И., Чаусов А.А., Оконов Е.А., Макарова М.А., Боева Н.М.* Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Футa Джалон-Мандинго (Западная Африка). Часть 1: общие сведения // Гео-

логия рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 2. С. 178–192.

8. *Mamedov V.I., Boeva N.M., Makarova M.A., Shipilova E.S., Melnikov F.* The Problem of the Formation of Boehmite and Gibbsite in Bauxite-Bearing Lateritic Profiles // Minerals. 2021. V. 12. P. 389.

9. *Прох Л.З.* Словарь ветров // Ленинград: Гидрометеоиздат. 1983. С. 218.

10. *Турсина Т.В., Соколов И.А.* Макро- и микроморфологическая диагностика генезиса ферраллитных тропических почв Лаоса // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2008. Вып. 62. С. 22–35.

11. *Brimhall G.H., Lewis C.J., Ague J.J., Dietrich W.E., Hampel J., Teague T., Rix P.* Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature aeolian dust // Nature. 1988. V. 333. P. 819–824.

12. *Абрамов Р.В.* Пыль в атмосфере над Атлантическим океаном / Условия седиментации в Атлантическом океане. М., Наука. 1971. С. 7–31.

13. *Mainguet M., Borde J.-M., Chemin M.-C.* Sédimentation éolienne au Sahara et sur ses marges. Les images Météosat et Landsat, outil pour l'analyse des témoignages géodynamiques du transport éolien au sol / Travaux de l'Institut Géographique de Reims, № 59–60. 1984. P. 15–27.

14. *Макарова М.А., Мамедов В.И., Боева Н.М., Шипилова Е.С., Внучков Д.А., Бортников Н.С.* Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джаллон-Мандинго (Западная Африка). Часть 4: механизм образования зональности в латеритных бокситоносных корах выветривания // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 3. С. 1–17.

15. *Мамедов В.И., Чаусов А.А., Макарова М.А.* Возможность механогенно-осадочного образования бокситов высокого качества // Вестник Московского университета. Серия 4, Геология. 2020. № 2. С. 80–89.

16. *Mamedov V.I., Shipilova E.S., Boeva N.M., Slukin A.D., Makarova M.A., Vnuchkov D.A., Bortnikov N.S.* Ferriplantites in the Bauxite-Bearing Lateritic Weathering Rocks (Futa Jallon-Mandingo Province, Africa): The Key Factors for Iron Accumulation // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 491. № 2. P. 204–209.

17. *Shipilova E.S., Mamedov V.I., Boeva N.M.* Mineralogical and Petrographic Features of the Lower Horizon of Ferruginous Laterites and Ferriplantites of the Fouta Djallon–Mandingo Province (Guinea, West Africa) // Geology of Ore Deposits. 2022. V. 64. P. 106–124.

18. *Weisse G de.* Bauxite lateritique et bauxite karstique // Symp. Bauxites, Oxydes, Hydroxydes d'aluminium. Zagreb. 1964. V. 568. № 1. P. 7–29.

SOURCES OF SUBSTANCE AND GENETIC RELATION OF SOIL AND BAUXITE BEARING HORIZONS IN THE LATERITE PROFILE OF THE WEATHERING CRUST (OF THE FUTA JALLON-MANDINGO PROVINCE, REPUBLIC OF GUINEA)

M. A. Makarova[a], E. S. Shipilova[a], N. M. Boeva[a,#], D. A. Vnuchkov[a], and Academician of the RAS N. S. Bortnikov[a]

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

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

For the first time, a granulometric analysis of lateritic soils was carried out and the sources of the substance involved in the formation of the degradation zone in the bauxite-bearing laterite profile of the bauxite-bearing province of Futa Jallon-Mandingo were identified. Throughout the province, on the stony rocks of the lateritic covers, the soil horizon occurs everywhere - the uppermost element of the vertical profile of the weathering crust. In the soil horizon, most of the components become mobile, leaching processes predominate, and laterites are mobilized and redistributed. The study of these continental formations made it possible to establish the genetic relationship between the soil horizon of the weathering crust and the underlying bauxite ores, and to determine the degree of influence of soil composition on the processes of bauxite formation.

Keywords: lateritic weathering crust, soil-vegetation horizon, bauxite, genetic connection, source of substance, Futa Jallon-Mandingo

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 191–197

МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 553.2 (265.54)

ПЕРВАЯ НАХОДКА МАНГАНИТОВЫХ КОРОК В ЯПОНСКОМ МОРЕ

© 2023 г. О. Н. Колесник[1,*], А. А. Карабцов[2], В. Т. Съедин[1], А. Н. Колесник[1], Е. П. Терехов[1]

Представлено академиком РАН Г.И. Долгих 10.02.2023 г.
Поступило 10.02.2023 г.
После доработки 31.03.2023 г.
Принято к публикации 04.04.2023 г.

Впервые для Японского моря описаны марганцевые корки, сложенные манганитом с примесью пирохроита и кварца. По совокупности признаков это низкотемпературные гидротермальные минеральные образования, сформировавшиеся на склоне хребта Южное Ямато на глубине не более 1300 м в условиях недостатка кислорода.

Ключевые слова: марганцевые корки, манганит, пирохроит, хребет Южное Ямато, Японское море
DOI: 10.31857/S2686739723600212, **EDN:** WEYTPM

Железомарганцевые образования (ЖМО) имеют широкое распространение на дне океанов и морей и содержат важные в промышленном отношении металлы [1]. Изучение минерального состава ЖМО – актуальная задача морской геологии, минералогии, геохимии. Минералогическая информация необходима для оценки качества железомарганцевых руд (наличие минералов, содержащих полезные и вредные компоненты, их количество, строение), прогнозирования поведения в технологических процессах, подсчета запасов [2]. По ассоциации минералов железа и марганца можно предположить генезис и условия формирования ЖМО [3].

Японское море среди морей России характеризуется особенно широким развитием ЖМО. В экономической зоне России отмечено десять перспективных районов [4]. В абсолютном большинстве случаев ЖМО Японского моря – это низкотемпературные гидротермальные марганцевые корки мощностью от нескольких миллиметров до 25 см в привершинных частях вулканических построек глубоководных котловин (наиболее продуктивный интервал глубин – 1500–2500 м). Корки сложены тодорокитом $(Na,Ca,K,Ba,Sr)_{1-x}(Mn,Mg,Al)_6O_{12}\cdot 3–4H_2O$, бернесситом $(Na,Ca,K)_{0.6}(Mn^{4+},Mn^{3+})_2O_4\cdot 1.5H_2O$; из второстепенных рудных минералов следует отметить прежде всего вернадит $(Mn,Fe,Ca,Na)(O,OH)_2\cdot nH_2O$, манганит $Mn^{3+}O(OH)$, пиролюзит MnO_2, из нерудных – кварц SiO_2, минералы из группы полевых шпатов $KAlSi_3O_8–NaAlSi_3O_8–CaAl_2Si_2O_8$, нонтронит $Na_{0.3}Fe_2^{3+}(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2\cdot nH_2O$ [5–9] (здесь и далее по тексту формулы минералов приводятся согласно [10]). Известны единичные находки корок, сложенных чистым пиролюзитом MnO_2 и гетитом $FeO(OH)$ [11, 12]. Формирование массивного пиролюзита предположительно связано с гидрохимическими особенностями района (повышенное содержание растворенного кислорода в морской воде на глубине более 3000 м), гетита – с кристаллизацией в относительной близости от выходящего на поверхность дна гидротермального источника.

Материалом для настоящего исследования послужили необычные для Японского моря образцы ЖМО – три корки толщиной до 2.7 см с выраженным в вертикальной плоскости столбчатым строением. Цвет корок черный, на участках между "столбиками" – охристый, в порошке – красновато-бурый. Верх корок глобулярный; низ шероховатый, с плоскостями отрыва, указывающими на вероятную принадлежность к основной, более крупной рудной корке (залежи?). Образцы драгированы совместно с осадочными породами на крутом северо-западном склоне хребта Южное Ямато в центральной части Японского моря (28-й рейс НИС "Первенец", 1978 г., станция 1441, интервал драгирования – 1200–1300 м; рис. 1). Станция 1441 находится в средней части

[1] *Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия*
[2] *Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия*
***** *E-mail: kolesnik_o@poi.dvo.ru*

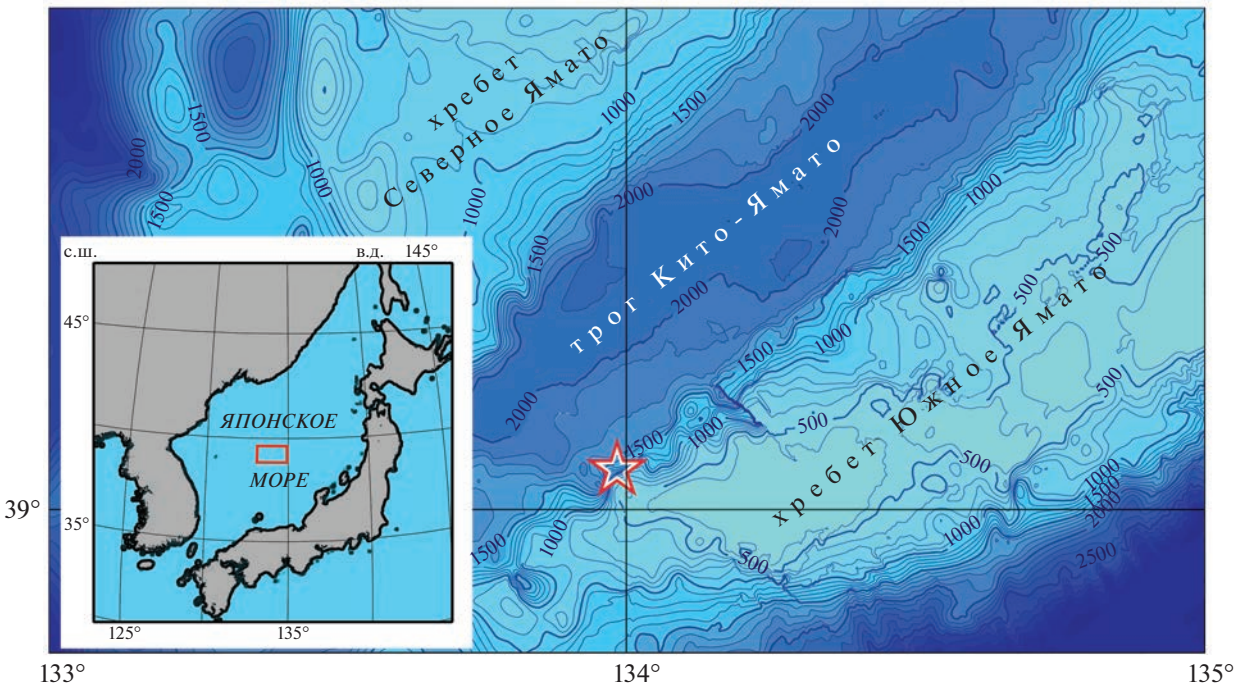


Рис. 1. Карта района исследования: положение в Японском море и рельеф. Звездочка – станция драгирования манганитовых корок.

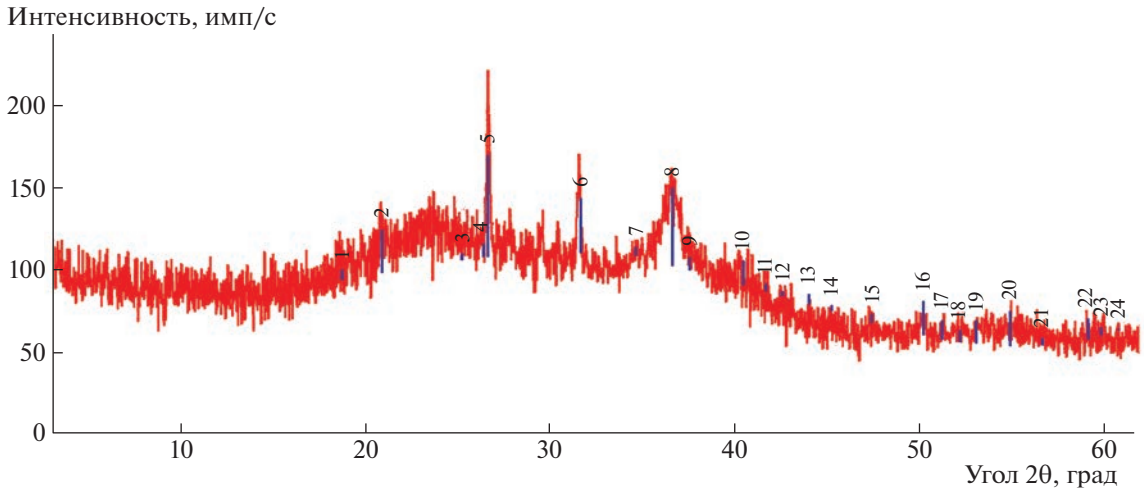


Рис. 2. Дифрактограмма вещества манганитовой корки со станции 1441 (Cu *K*α-излучение). Расшифровка рефлексов 1–24 – см. табл. 1.

склона. Осадочный чехол в районе исследования, судя по материалам драгирования, отсутствует (подняты только породы фундамента – осадочные, вулканические). В нижней части склона (глубина моря здесь достигает 1600 м) породы фундамента представлены раннемеловыми песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами [13, 14]. В верхней части склона (вплоть до вершинной поверхности хребта, представляющей собой слаборасчлененное плато с глубиной моря менее 400 м) породы фундамента представлены позднеолигоцен-раннемиоценовыми базальтами, андезитами и дацитами [13].

Изучение вещественного состава и строения корок проводилось в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (Владивосток) с использованием стандартных методов и методик (рентгенофазовый анализ, рентгеноспектральный микрозон-

Таблица 1. Таблица рефлексов к рис. 2

Номер рефлекса	Угол 2θ, град	Межплоскостное расстояние *d*, Å	Относительная интенсивность *I*, %	Название фазы	Номер карточки стандарта, 00-ICDD
1	18.69	4.74	11	Pyc, Mnn	01-073-1604, 01-074-1842
2	20.89	4.25	41	Qz	01-075-8320
3	25.25	3.52	7	Mnn	01-074-1842
4	26.34	3.38	13	Mnn	01-074-1842
5	26.61	3.35	100	Mnn, Qz	01-074-1842, 01-075-8320
6	31.65	2.82	55	Pyc	01-073-1604
7	34.68	2.58	13	Mnn	01-074-1842
8	36.63	2.451	74	Pyc, Mnn, Qz	01-073-1604, 01-074-1842, 01-075-8320
9	37.55	2.393	13	Pyc, Mnn	01-073-1604, 01-074-1842
10	40.47	2.227	24	Mnn, Qz	01-074-1842, 01-075-8320
11	41.70	2.164	8	Mnn	01-074-1842
12	42.57	2.122	5	Mnn, Qz	01-074-1842, 01-075-8320
13	44.01	2.056	10	Mnn	01-074-1842
14	45.24	2.003	6	Mnn, Qz	01-074-1842, 01-075-8320
15	47.39	1.917	9	Mnn	01-074-1842
16	50.21	1.816	33	Pyc, Mnn, Qz	01-073-1604, 01-074-1842, 01-075-8320
17	51.24	1.782	18	Mnn, Qz	01-074-1842, 01-075-8320
18	52.21	1.751	11	Mnn	01-074-1842
19	53.08	1.724	25	Mnn	01-074-1842
20	54.93	1.670	34	Pyc, Mnn, Qz	01-073-1604, 01-074-1842, 01-075-8320
21	56.67	1.623	7	Mnn, Qz	01-074-1842, 01-075-8320
22	59.08	1.562	19	Pyc, Mnn	01-073-1604, 01-074-1842
23	59.80	1.545	9	Qz	01-075-8320
24	60.77	1.523	2	Mnn	01-074-1842

Примечание. Pyc – пирохроит, Mnn – манганит, Qz – кварц (буквенные обозначения минералов приводятся согласно [15]).

довый анализ) [8, 9, 12]. Кристаллические фазы идентифицировались на дифрактометре MiniFlex II (Rigaku, Япония). Условия съемки: излучение – монохроматизированное медное (монохроматор на дифрагированном пучке), ускоряющее напряжение – 30 кВ, сила тока – 15 мА, скорость – 1 град/мин, диапазон углов – 3–62 град, образцы – порошки воздушно-сухие и прокаленные при температуре 105°C в течение двух часов. Поиск фаз и их расчет проводились по набору межплоскостных расстояний *d* и относительным интенсивностям *I* соответствующих рефлексов на дифрактограммах. При этом использовался программный комплекс PDXL с подключением международной базы дифракционных стандартов 00-ICDD (порошковая, версия 2012 г.). Особенности строения и химического состава корок, в том числе распределение элементов по площади, анализировались на микрозонде JXA-8100 (JEOL, Япония) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 (Oxford Instruments Analytical, Великобритания) в режиме сканирования и точечного анализа. Содержание элементов рассчитывалось из отношения интенсивностей линий, излучаемых образцом, к интенсивностям тех же линий, полученных на стандартах. При этом задействовался пользовательский (невстроенный) набор стандартов: чистые металлы, природные минералы, стекла, синтетические соединения. Условия съемки: энергетическое разрешение детектора на Mn $K\alpha$-линии – 137 эВ, ускоряющее напряжение – 20 кВ, сила тока – 10^{-5} мА, угол отбора излучения – 45 град, образцы – аншлифы с углеродным напылением. Погрешность измерений не превышала 5 отн. % при содержании элемента бо-

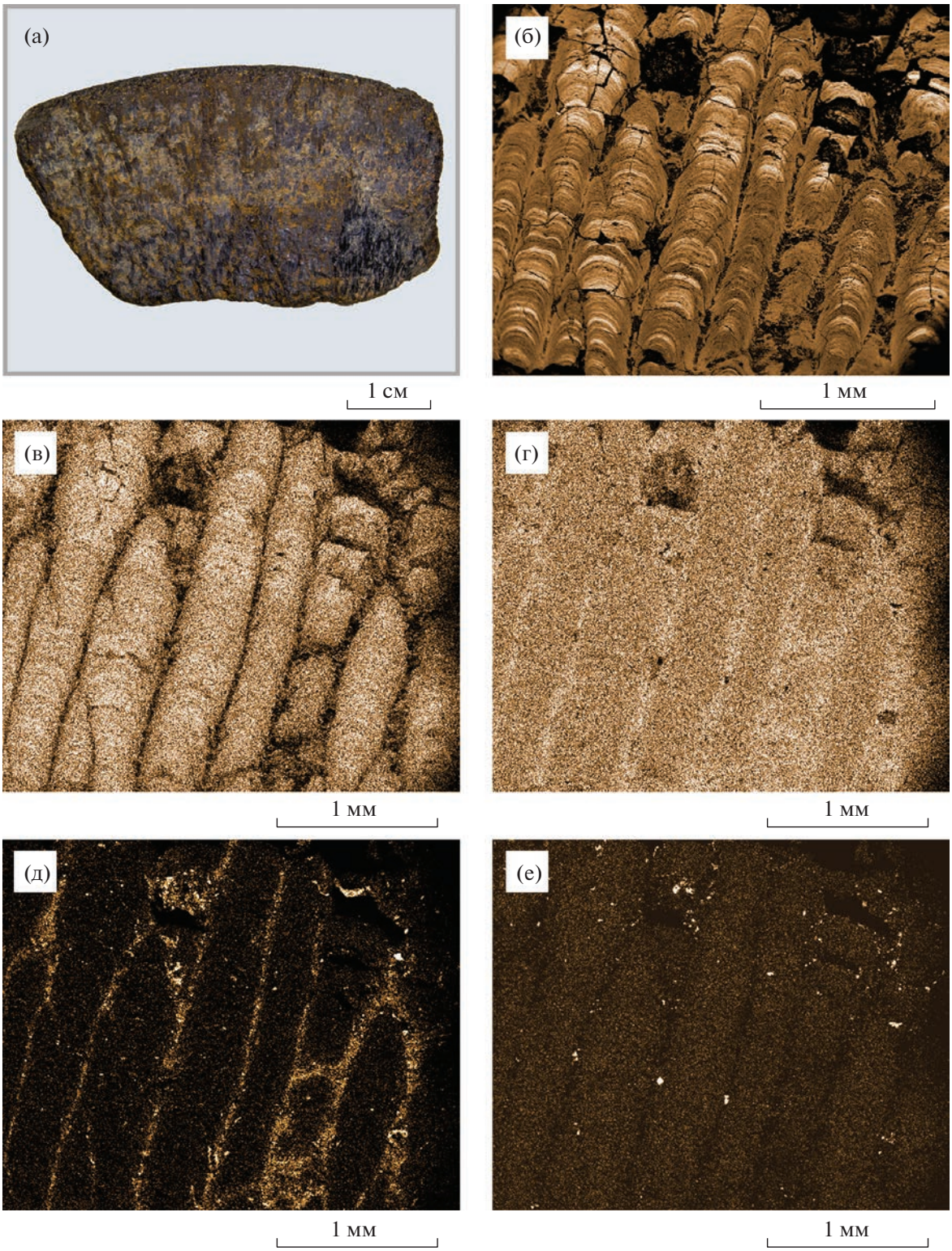


Рис. 3. Строение и площадное распределение основных рудных и нерудных элементов в манганитовой корке со станции 1441: (а) скол корки; (б) аншлиф корки в отраженных электронах в “искусственном” коричневом цвете (площадь микрозондового сканирования): светлые участки соответствуют веществу с более высоким средним порядковым номером входящих в его состав элементов, темные – с более низким; (в–е) карты распределения элементов на площади 3б: светлые участки отображают наличие элемента, белые – наличие элемента в высокой концентрации, темные – отсутствие элемента (в – Mn $K\alpha_1$, г – Fe $K\alpha_1$, д – Si $K\alpha_1$, е – Ca $K\alpha_1$). Изображение (а) получено с помощью фотоаппарата, изображения (б–е) – с помощью микрозонда.

Таблица 2. Химический состав манганитовой корки со станции 1441, мас. %

Элемент	Площадное микрозондовое сканирование*				Точечный микрозондовый анализ							
					"Столбик"				Участок между "столбиками"			
	измер.	σ	норм.	σ	измер.	σ	норм.	σ	измер.	σ	норм.	σ
O	23.46	1.10	38.33	1.12	34.39	0.76	44.14	1.48	35.31	0.81	44.21	1.52
Na	0.76	0.19	1.25	0.33	1.46	0.18	1.87	0.30	1.06	0.18	1.32	0.30
Mg	0.58	0.02	0.95	0.05	0.67	0.10	0.86	0.14	1.06	0.11	1.33	0.15
Al	0.56	0.06	0.91	0.10	0.45	0.06	0.58	0.10	0.83	0.08	1.04	0.11
Si	2.83	0.10	4.63	0.11	1.92	0.08	2.47	0.12	3.96	0.10	4.96	0.16
P	0.45	0.02	0.74	0.04	0.55	0.07	0.71	0.09	0.49	0.08	0.62	0.09
S	0.25	0.03	0.40	0.04	0.23	0.05	0.30	0.07	0.33	0.05	0.42	0.08
Cl	0.75	0.06	1.22	0.08	0.88	0.05	1.12	0.09	1.46	0.06	1.82	0.11
K	0.36	0.02	0.59	0.03	0.37	0.04	0.47	0.08	0.25	0.05	0.31	0.08
Ca	1.71	0.09	2.79	0.09	2.05	0.06	2.63	0.11	2.49	0.06	3.12	0.12
Ti	0.58	0.06	0.95	0.11	0.68	0.05	0.87	0.09	0.78	0.06	0.98	0.10
Mn	13.27	0.24	21.70	0.49	19.76	0.19	25.36	0.46	12.88	0.16	16.13	0.35
Fe	15.41	0.35	25.19	0.35	14.11	0.20	18.11	0.40	18.96	0.22	23.74	0.37
Ni	0.21	0.07	0.35	0.11	0.39	0.09	0.49	0.16	–		–	
Сумма	61.18		100.00		77.91		100		79.87		100	

Примечание. * Площадь сканирования изображена на рис. 3 б. Прочерк – элемент не обнаружен.

лее 5 мас. % и 10 отн. % – при содержании менее 5 мас. %.

Визуальный осмотр, исследование с помощью дифрактометра и микрозонда показали, что все три корки со станции 1441 идентичны по своему строению и вещественному составу. На дифрактограмме, представленной на рис. 2, выделяется 24 рефлекса, три из которых сильные. Первый сильный рефлекс (рефлекс 5) отнесен к манганиту $Mn^{3+}O(OH)$ и кварцу SiO_2, второй (рефлекс 6) – к пирохроиту $Mn^{2+}(OH)_2$, третий (рефлекс 8) – к пирохроиту, манганиту и кварцу (рис. 2, табл. 1). Менее выраженные рефлексы отнесены к манганиту (рефлексы 3, 4, 7, 11, 13, 15, 18, 19, 24), манганиту с пирохроитом и/или кварцем (рефлексы 1, 9, 10, 12, 14, 16, 17, 20–22), кварцу (рефлексы 2, 23). В целом, судя по результатам рентгенофазового анализа, главная кристаллическая фаза в корках – манганит, пирохроит и кварц присутствуют в меньшем количестве (далее по тексту – манганитовые корки). Минеральная ассоциация манганит–пирохроит в ЖМО Японского моря ранее не фиксировалась. Для обнаруженного нами манганита характерна "столбчатость". Длина "столбиков" составляет 1–2 мм и более, толщина – до 0.3 мм (рис. 3 а, б). По результатам микрозондового сканирования манганитовые корки заключают в себе около 15 мас. % железа, 13 мас. % марганца и 3 мас. % кремния (табл. 2). Из карт площадного распределения этих элементов (рис. 3 в–д) и из точечных микрозондовых анализов (табл. 2) видно, что "столбики" и участки между "столбиками" имеют преимущественно железомарганцевый состав, причем в первом случае преобладает марганец, во втором – железо. Необычно высокое содержание железа в манганитовых корках, сопоставимое с содержанием марганца, объясняется, вероятно, существенной примесью железа в манганите (известны отдельные находки железистого манганита в ЖМО [16], хотя в целом для манганита примесь Fe_2O_3 более 1% не характерна [17]), а также присутствием в корках аморфных (гидр)оксидов железа, которые не были зафиксированы в ходе рентгенофазового анализа (аморфная фаза в виде "горба" различима на дифрактограммах только при содержании не менее 10–20%). Из других особенностей, выявленных в ходе микрозондового анализа, можно отметить неравномерное распределение кальция (карбоната кальция?) в виде пятен и постоянное присутствие в манганитовых корках небольшого количества никеля (рис. 3 е, табл. 2). Двумя основными причинами низкого суммарного содержания элементов, входящих в состав корок (табл. 2, сумма), предположительно являются: 1) значительное количество химически связанной воды в (гидр)ок-

сидах марганца и железа (в манганите содержится не менее 10% H_2O [17]); 2) трудности, которые вызывает количественный микрозондовый анализ легких элементов, в том числе кислорода [18].

Впервые установленный в ЖМО Японского моря пирохроит (рис. 2, табл. 1) характерен для гидротермальных и скарновых месторождений марганца. Манганит характерен для осадочных (сплошные тонко-, скрытокристаллические массы, оолиты) и гидротермальных (столбчатые кристаллы, грубоисштрихованные вдоль, часто в друзах) месторождений марганца [17]. В отличие от многих других гидроксидов марганца, в частности тодорокита и бернессита, манганит образуется преимущественно при недостатке кислорода. В гидротермальных месторождениях марганца он встречается как один из последних по времени выделения минералов в парагенезисе с баритом и кальцитом [17]. В нашем случае ассоциация манганита с пирохроитом и “столбчатость” манганита свидетельствуют о низкотемпературной гидротермальной природе манганитовых корок. Изначально корки, очевидно, ассоциировали с вулканическими породами и образовались в привершинной части хребта Южное Ямато. В дальнейшем, при разрушении предполагаемой рудной залежи, обломки корок переместились вниз по склону, где были драгированы совместно с осадочными породами.

Находка манганитовых корок на хребте Южное Ямато позволяет дополнить список основных рудных минералов, которые слагают в Японском море ЖМО, и расширить представления об условиях железомарганцевого минералообразования в регионе.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 23-27-00004).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Hein J.R., Mizell K., Koschinsky A., Conrad T.A.* Deep-ocean mineral deposits as a source of critical metals for high- and green-technology applications: Comparison with land-based resources // Ore Geology Reviews. 2013. V. 51. P. 1–14.
2. *Ожогина Е.Г., Дубинчук В.Т., Кузьмин В.И., Рогожин А.А.* Особенности методики изучения минерального состава железомарганцевых конкреций океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. № 3. С. 86–90.
3. *Богданова О.Ю., Горшков А.И., Новиков Г.В., Богданов Ю.А.* Минеральный состав морфогенетических типов железо-марганцевых рудных образований Мирового океана // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 6. С. 526–534.
4. *Астахова Н.В., Лопатников Е.А.* Марганцевые руды Японского моря (экономическая зона России) // Природа. 2017. № 12. С. 45–51.
5. *Штеренберг Л.Е., Александрова В.А., Габлина И.Ф., Леликов Е.П., Сивцов А.В., Степанец М.И.* Состав и строение марганцевых корок Японского моря // Тихоокеанская геология. 1986. № 1. С. 125–128.
6. *Можеровский А.В., Грамм-Осипов Л.М., Волкова Т.И., Можеровская Л.В.* Минералогические особенности железо-марганцевых образований Японского моря // Новые данные по геологии западной части Тихого океана. Под ред. Ю. И. Коновалова. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1989. С. 135–139.
7. *Горшков А.И., Березовская В.В., Батурин Г.Н., Сивцов А.В.* Природа железомарганцевых корок с подводных гор Японского моря // Океанология. 1992. Т. 32. № 3. С. 542–549.
8. *Михайлик П.Е., Михайлик Е.В., Зарубина Н.В., Баринов Н.Н., Съедин В.Т., Леликов Е.П.* Вещественный состав и распределение РЗЭ в железомарганцевых корках подводных возвышенностей Беляевского и Медведева (Японское море) // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 5. С. 3–16.
9. *Волохин Ю.Г., Ханчук А.И., Михайлик П.Е., Михайлик Е.В.* Минеральный состав марганцевых корок вулкана Беляевского (Японское море) // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 31–36.
10. The New IMA List of Minerals – A Work in Progress – Updated: March 2023 (pdf). The New IMA List of Minerals. IMA – CNMNC. http://cnmnc.units.it/. Дата обращения: 23.03.2023.
11. *Астахова Н.В., Съедин В.Т., Можеровский А.В., Лопатников Е.А.* Первая находка массивного пиролюзита в глубоководной котловине Японского моря // ДАН. 2015. Т. 462. № 1. С. 68–72.
12. *Колесник О.Н., Карабцов А.А., Съедин В.Т., Колесник А.Н.* Первая находка гетитовых корок в Японском море // ДАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 2. С. 159–164.
13. Геология дна Японского моря / Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л., Ващенкова Н.Г., Съедин В.Т., Терехов Е.П., Цой И.Б. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.
14. *Терехов Е.П., Маркевич В.С., Цой И.Б., Баринов Н.Н.* Палеоценовые отложения возвышенности Ямато (Японское море) и условия их образования // Тихоокеанская геология. 2023. Т. 42. № 2. С. 50–67.
15. *Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine. 2021. V. 85. P. 291–320.
16. *Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калиненко В.В., Тихомирова Е.С.* Геохимия осадочного марганцоворудного процесса. Труды ГИН АН СССР, вып. 185. М.: Наука, 1968. 495 с.
17. *Бетехтин А.Г.* Курс минералогии: Учебное пособие. М.: Изд-во КДУ, 2007. 721 с.
18. *Рид С.Дж.Б.* Электронно-зондовый микроанализ и растровая электронная микроскопия в геологии. М.: Техносфера, 2008. 232 с.

THE FIRST MANGANITE CRUSTS IN THE SEA OF JAPAN

O. N. Kolesnik[a,#], A. A. Karabtsov[b], V. T. S'edin[a], A. N. Kolesnik[a], and E. P. Terekhov[a]

[a] *V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[b] *Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[#] *E-mail: kolesnik_o@poi.dvo.ru*

Presented by Academician of the RAS G.I. Dolgikh February 10, 2023

Manganese crusts composed of manganite with an admixture of pyrochroite and quartz are revealed for the first time for the Sea of Japan. According to the combination of features, these are low-temperature hydrothermal mineral formations appeared on the slope of the South Yamato Ridge at a depth of no more than 1300 m under conditions of oxygen deficiency.

Keywords: manganese crusts, manganite, pyrochroite, South Yamato Ridge, Sea of Japan

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 198–205

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 551.251, 552.164

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЗОНЕ ПРИМОРСКОГО РАЗЛОМА (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

© 2023 г. А. В. Григорьева[1,2,*], В. М. Козловский[1], Г. А. Гридин[2], А. А. Остапчук[2]

Представлено академиком РАН Л.Я. Арановичем 20.04.2023 г.
Поступило 24.04.2023 г.
После доработки 02.05.2023 г.
Принято к публикации 04.05.2023 г.

В настоящей работе сделана попытка сравнения метаморфических преобразований вещества в “кислых” и “основных” породах в зоне интенсивных тектонических движений. Объект исследования располагается в районе сместителя главного коллизионного шва центральной эксгумированной части Приморского разлома (в районе реки Хорга), соединяющего Сибирский кратон и Ольхонский террейн. Установлено, что метаморфические породы, слагающие выбранный участок, представлены как “кислыми” (плагиогранитогнейсы), так и более “основными” (амфибол-биотитовыми плагиогнейсы) породами, контактирующими друг с другом и отличающимися по химическому составу. В то же время в обоих типах пород отмечается образование одинаковых метаморфических минералов групп граната и эпидота, связанное с процессами высокобарического регионального матаморфизма и, возможно, более поздними коллизионными событиями. Изучение химического состава породообразующих минералов позволило оценить *PT*-параметры метаморфизма этих пород методом мультиминеральной термобарометрии. Было установлено, что в амфибол-биотитовом плагиогнейсе сохраняются условия раннего метаморфизма, отвечающего высокобарической амфиболитовой фации умеренной температуры, пограничной с эклогитовой фацией. В плагиогранитогнейсах фиксируются параметры более позднего метаморфизма, проходившего также при повышенном давлении, но при меньшей температуре – в парагонит-кианит-цоизитовой субфации эклогитовой фации, пограничной с фацией зеленых сланцев. Ассоциации, отвечающие раннему метаморфизму, в плагиогнейсах сохраняются плохо.

Ключевые слова: метаморфизм, Приморский разлом, плагиогранитогнейсы, амфибол-биотитовые плагиогнейсы, эпидот, гранат, минеральные равновесия, *PT*-условия

DOI: 10.31857/S2686739723600807, **EDN:** WGVIQA

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой работе поставлена задача изучения поведения разных по петрографическому и химическому составу пород в зоне долгоживущего крупного разлома в земной коре. В процессе изучения метаморфических пород, представленных плагиогранитогнейсом и амфибол-биотитовым плагиогнейсом, были определены *PT*-условия фиксирующих метаморфические преобразования минералов в этих породах и проведено сравнение результатов таких преобразований в разных породах, находящихся в одинаковых условиях при тектонических воздействиях. Объектом исследования был выбран центральный участок Приморского разлома в Западном Прибайкалье (рис. 1). В ходе проведенных полевых работ производился отбор образцов пород, слагающих главный коллизионный шов по профилям, расположенным перпендикулярно направлению разлома. Приморский разлом является долгоживущим, период его становления охватывает длительный интервал времени от позднего протерозоя до настоящего времени, в течение всего этого периода первичные породы претерпевали многоэтапные динамо-метаморфические и физико-химические преобразования [8], однако по данным большого числа исследователей ([1, 3, 9, 11] и др.) хронологический интервал всех надежно датированных (U–Pb-метод по циркону) наиболее интенсивных метаморфических и магматических событий в пределах Ольхонского террейна охватывает период от ~510 до ~460 млн лет. При этом нередко оценки возраста метаморфических со-

[1]*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия*
[2]*Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского Российской академии наук, Москва, Россия*
*****E-mail: grig@igem.ru*

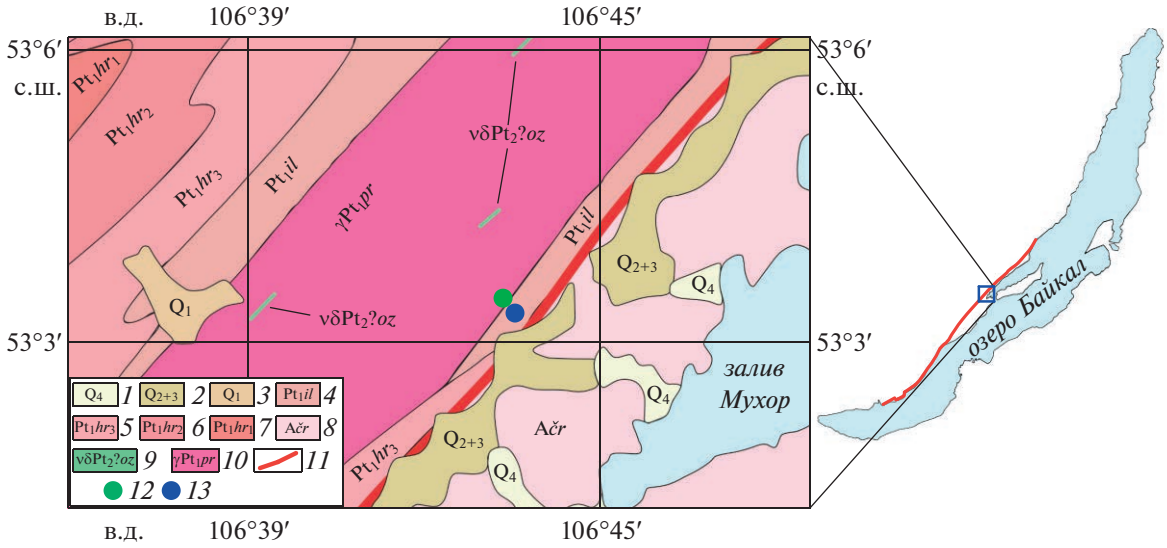


Рис. 1. Геологическая карта участка исследования Приморского разлома (по ВСЕГЕИ, 1960 г.): Четвертичная система. *1* – Современный отдел; *2* – Средний и верхний отделы нерасчлененные; *3* – Нижний отдел; Протерозойская группа. Нижний протерозой. Сарминская серия. *4* – Иликтинская свита; Харгитуская свита. *5* – Верхняя подсвита; *6* – Средняя подсвита; *7* – Нижняя подсвита; *8* – Архейская группа. Святоносская толща. Чернорудская свита; *9* – Среднепротерозойские интрузии Озерского комплекса; *10* – Нижнепротерозойские интрузии Приморского комплекса; *11* – Приморский разлом; *12* – Точка отбора образца Б-21-25; *13* – Точка отбора образца Б-21-33.

бытий и эпизодов магматических проявлений оказываются тесно сближенными [10].

Метаморфические преобразования пород в тектонически активных областях с определением метаморфических фаций и субфаций изучались многими исследователями [2, 4, 5], но особенности влияния коллизионных процессов, происходящих в одно время, на разные петрографические типы пород, недостаточно изучены. Поэтому цель нашей работы состояла в том, чтобы оценить *PT*-условия локального метаморфизма породы в зоне Приморского разлома и показать, как проявлены метаморфические преобразования в породах разного химического состава. В ходе работы были произведены петрографическое описание пород, определение их химического состава, а также определение химического состава породообразующих и метаморфических минералов. Полученные данные дали возможность оценить *PT*-параметры метаморфизма пород, при которых происходило образование метаморфических минералов и определить, какие фации метаморфизма сохранились в разных типах пород при воздействии на них тектонических процессов, происходивших в близких по времени событиях в зоне коллизионного шва, сочленяющего Сибирский кратон и Ольхонский террейн. Петрографическими исследованиями установлено, что центральная часть коллизионного шва в районе реки Хорга сложена бластокатаклазитами по плагиогранитогнейсам, сопрягающимися с катаклазитами по амфибол-биотитовым плагиогнейсам. По химическому составу плагиогранитогнейс относится к “кислым” породам, а амфибол-биотитовый плагиогнейс к “более основным”, тем не менее, как в плагиогранитогнейсах, так и в амфибол-биотитовых плагиогнейсах были выявлены новообразованные метаморфические минералы групп граната и эпидота, образовавшиеся, по всей вероятности, в процессе последних коллизионных событий в районе главного коллизионного шва Приморского разлома во временном интервале от ~ 510 до ~460 млн лет. Было установлено, что эти породы фиксируют разные стадии метаморфизма последних интенсивных тектонических событий.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Метаморфические породы объекта в районе реки Хорга изучались оптическими, электронно-микроскопическими и химическими методами. Для петрографического изучения пород были изготовлены прозрачно-полированные шлифы, по которым проводилось определение минерального состава и петрографического типа пород. Эти исследования проведены с помощью поляризационного микроскопа NICON Polarizing ECLIPSE 50i POL в проходящем и отраженном свете. Электронно-микроскопические исследования образцов выполнены на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV (Япония) в отраженных электронах (BSE COMPO), отображающих контраст в зависимости от среднего атомного номера элемента. Электронный микро-

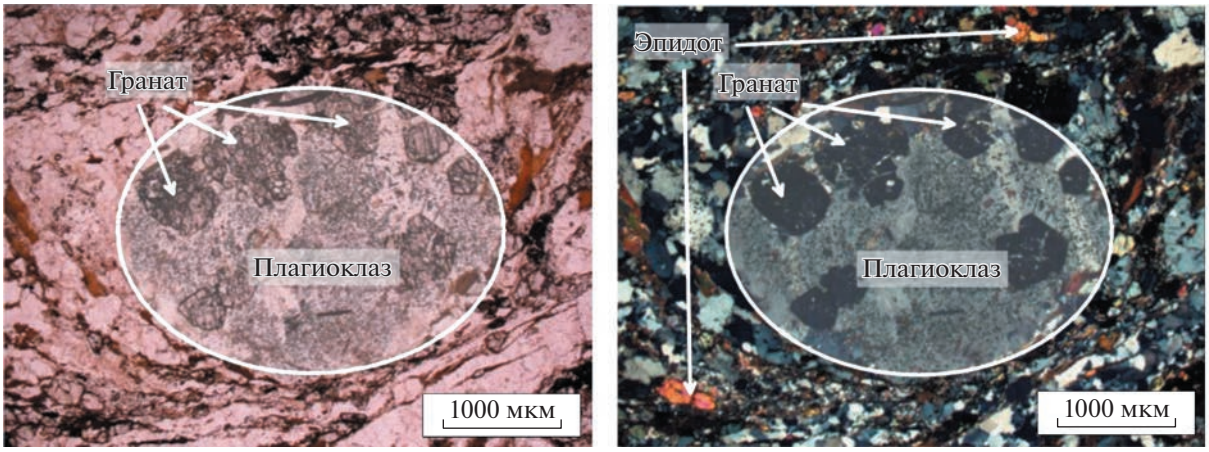


Рис. 2. Бластокатаклазит по плагиогранитогнейсу, прозрачно-полированный шлиф Б-21-25: слева – фото при одном николе, справа – фото в скрещенных николях. Увеличение 20.

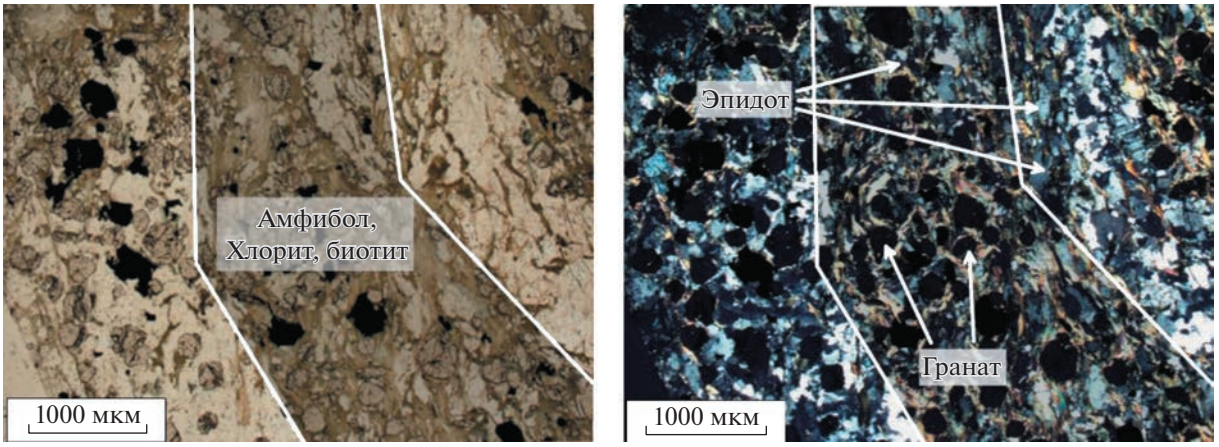


Рис. 3. Катаклазит по амфибол-биотитовому плагиогнейсу, прозрачно-полированный шлиф Б-21-33: слева – фото при одном николе справа – фото в скрещенных николях. Увеличение 20.

скоп оснащен энергодисперсионным аналитическим спектрометром INCA-Energy 450 (Великобритания), который позволяет проводить качественный и полуколичественный анализ с рельефных образцов, и количественный анализ с полированных образцов для определения всех элементов тяжелее “C”. Химический состав породообразующих и метаморфических минералов определялся методом рентгеноспектрального микроанализа (РСМА) на электронно-зондовом анализаторе “JEOL”-8200. Химический состав пород изучен методом рентгено-флуоресцентного анализа (РФА). Определение концентрации главных оксидов и некоторых микроэлементов в пробах выполнено методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX производства компании “PANalytical” (Нидерланды). Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом. Максимальное напряжение на трубке 60 кВ, максимальный анодный ток 160 мА. Оценка *PT*-параметров метаморфизма проводилась методом мультиминеральной термобарометрии (метод TWEEQU [15] с использованием взаимно согласованных термодинамических данных [7, 12, 14–16], которые сведены в электронную базу данных DEC06, адаптированную для расчетов этим методом. Расчет термодинамических характеристик слюд проводился с учетом корректировки соотношения Fe^{2+}/Fe^{3+} в их кристаллохимических формулах (CM3). Состав эпидота учитывался с помощью введения активности *Czo* в предположении об идеальности твердого раствора эпидота и смешения Fe^{3+} и Al только на двух из трех октаэдрических позиций в структуре, что соответствует выражению $a_{Czo} = [(Al-1)/(Al-1 + Fe)]^2$. В образце 25 $a_{Czo} = 0.48$; в образце 33 $a_{Czo} = 0.37$. Для расчета

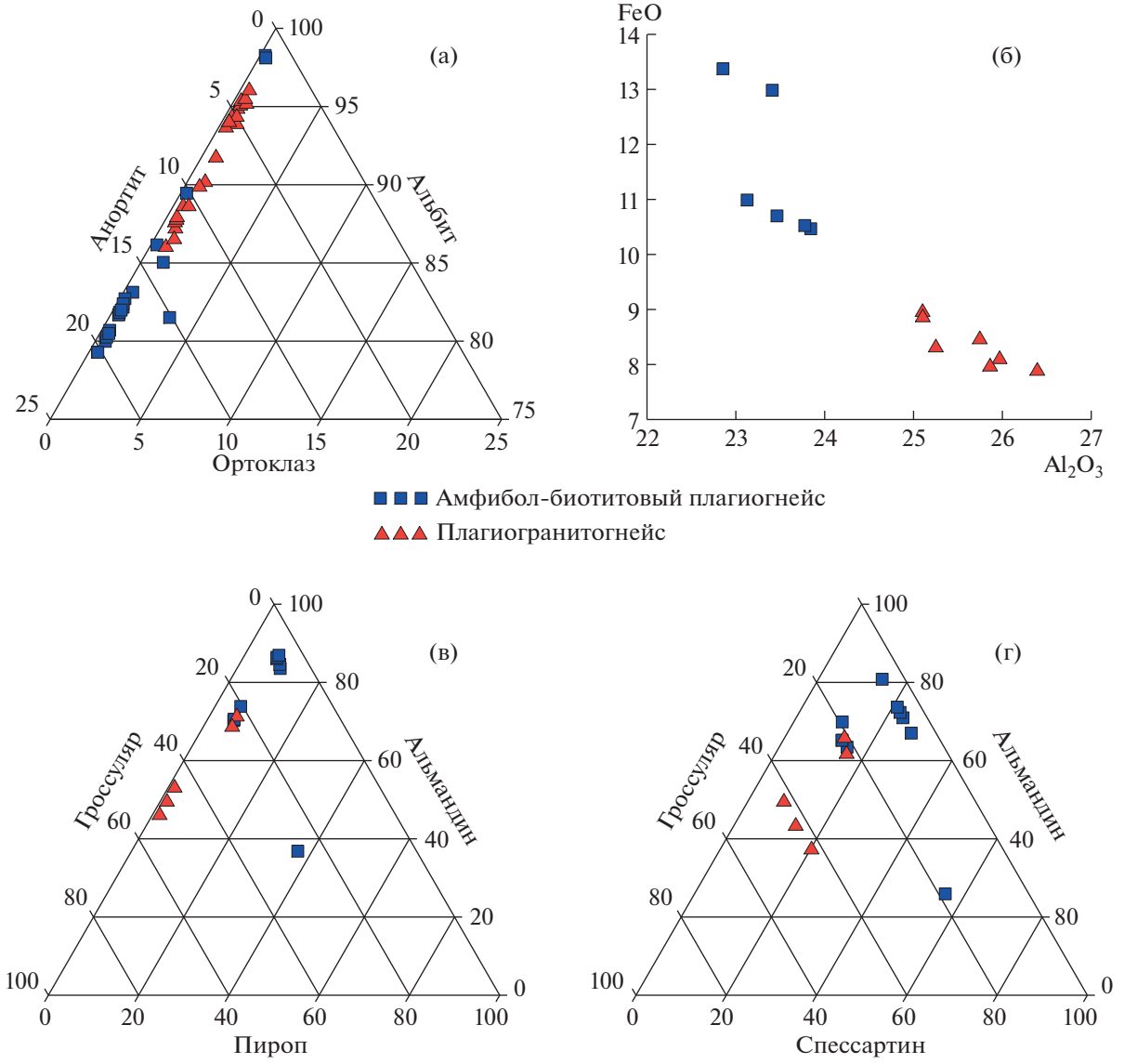


Рис. 4. Химический состав плагиоклазов, граната и эпидота в метаморфических породах центральной части Приморского разлома: а) плагиоклазы; б) эпидот; в) и г) гранаты.

равновесий с участием слюд и клиноцоизита активность H_2O во флюиде условно принята равной 1, хотя в реальных условиях эта величина может быть существенно ниже. Все расчеты и построение линий моновариантных равновесий проводились с использованием программ win TWQ_v234 (автор Р. Берман) и приложений к TWQ_view TWQ_comb (автор Д.В. Доливо-Добровольский). Примеры термобарометрических оценок приведены на рис. 5 и 6.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Бластокатаклазит по плагиогранитогнейсу (образец Б-21-25). Крупные (до 3мм) порфирокласты плагиоклаза погружены в матрикс, состоящий из перетертого слюдистого материала и тонко гранулированного кварца. По полевым шпатам развиты эпидот, гидрослюды и гранат. В матриксе также отмечено образование рассеянных и очаговых скоплений кристаллов эпидота и граната. Минеральный состав, %: кварц – 45; полевые шпаты – 28; эпидот – 10; амфибол – 5; биотит – 2; гранат – 10. На рис. 2 иллюстрируется фрагмент плагиогранитогнейса, в центральной части которого располагается крупный вкрапленник плагиоклаза, по которому развивается соссюрит и гранат; он окружен матриксом тонкогранулированного кварца, в межзерновом пространстве которого выделяется эпидот.

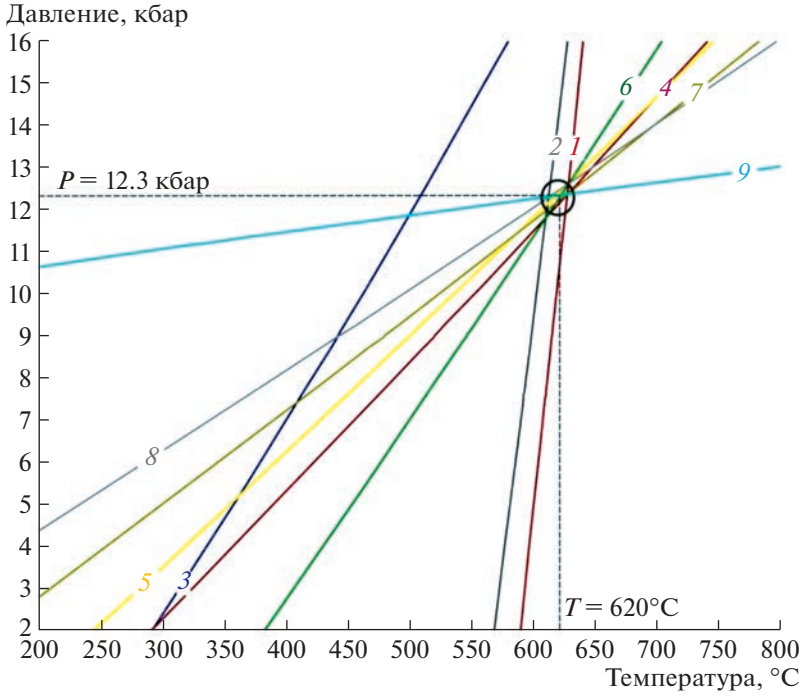


Рис. 5. Линии моновариантных равновесий для эпидотизированных гранат-биотитовых хлорит-амфиболовых сланцев (обр. Б-21-33). Номера соответствуют уравнениям минеральных равновесий: 1) Alm + Phl = Prp + Ann; 2) 3Eas + + 2Alm = 2Prp + 3Sid; 3) Qtz + 4cZo = Grs + 5An + $2H_2O$; 4) 3Sid + 6Qtz + 2Grs + Alm = 3Ann + 6An; 5) 6Qtz + 2Grs + + 3Eas + Alm = Ann + 6An + 2Phl; 6) 3Alm + 3Eas + 2Grs + 6Qtz = 2Prp + 6An + 3Ann; 7) 3Sid + 6Qtz + Prp + 2Grs = = 2Ann + 6An + Phl; 8) 6Qtz + Prp + 2Grs + 3Eas = 6An + 3Phl; 9) 3Sid + 6Qtz + 3Prp + 2Grs = 2Alm + 6An + 3Phl.

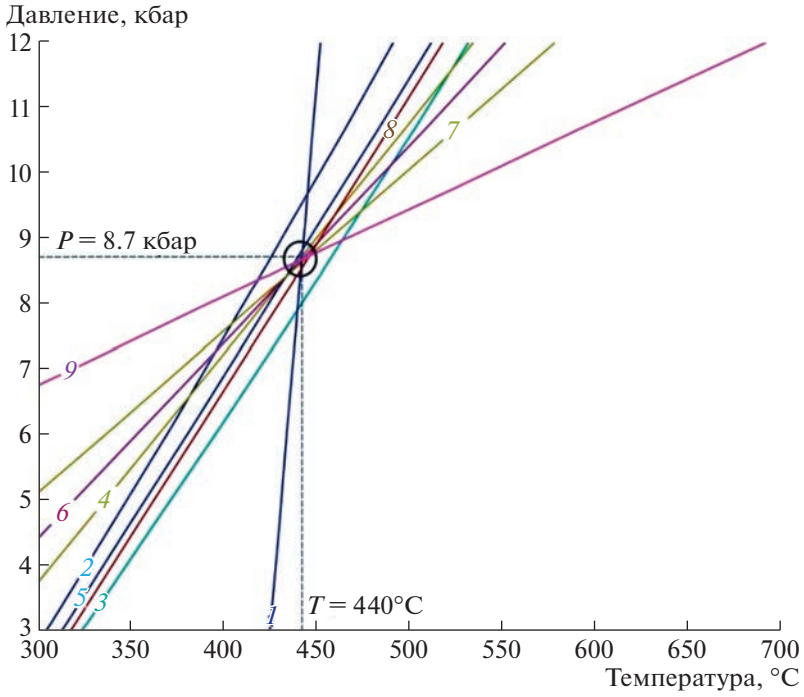


Рис. 6. Линии моновариантных равновесий для эпидотизированных гранат-биотитовых плагиогранитогнейсов (обр. Б-21-25). Номера соответствуют уравнениям минеральных равновесий: 1) Alm + Phl = Prp + Ann; 2) Qtz + 4cZo = = Grs + 5An + $2H_2O$; 3) Pg + 2Qtz + 2cZo = 4An + Ab + $2H_2O$; 4) 3Sid + 6Qtz + 2Grs + Alm = 3Ann + 6An; 5) 3Sid + 6Qtz + Grs = = 2Ann + 3An + Ms; 6) Alm + Grs + Ms = 3An + Ann; 7) 2Alm + Grs + 3Ms = 3Sid + 6Qtz + 3An; 8) 2Alm + 2Ms + Phl = = 3Sid + 6Qtz + Prp; 9) Prp + Ms + Grs = 3An + Phl.

Таблица 1. Химический состав пород (РФА)

Оксиды, %	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	K_2O	CaO	TiO_2	MnO	Fe_2O_3	P_2O_5
обр. Б-21-25	4.56	0.81	14.75	67.32	2.45	2.71	0.63	0.08	5.09	0.18
обр. Б-21-33	3.37	3.28	15.9	48.49	2.8	2.34	1.05	0.39	20.28	0.1
Элементы, ppm	Ba	Zr	Sr	Cr	V	Zn	Rb	Ni	Cu	Zn
обр. Б-21-25	2555	505	210	14	61	62	87	<10	72	62
обр. Б-21-33	333	176	144	132	196	137	160	43	71	137

Катаклазит по амфибол-биотитовому плагиогнейсу (образец Б-21-33), который в процессе метаморфических преобразований изменен до хлорит-амфиболового сланца, который затем подвергся динамическому воздействию с образованием матрикса, состоящего из гранулированного кварца, раздробленного полевого шпата, биотита. В матриксе отмечаются выделения тонкозернистого эпидота (0.01–0.1 мм) и более крупных (0.1–0.15 мм) кристаллов граната; кварц гранулирован и находится в тонком срастании с серицитом и биотитом; матрикс перемят во взаимно перпендикулярных направлениях, полевые шпаты в нем замещаются эпидотом; гранат отмечается по всей площади шлифа (рис. 3). Амфибол замещается хлоритом и биотитом, агрегаты этих минералов образуют лентообразные выделения, обусловливающие сланцеватость. Минеральный состав, %: кварц – 38; полевые шпаты – 7; амфиболы – 10, хлорит – 25, гранат – 15, биотит – 3, эпидот – 2.

Исходя из химического состава, порода обр. Б-21-25 относится к области “кислых” пород (граниты), а порода, представленная обр. Б-21-33, к “более основным”. Эти породы слагают центральную часть Приморского разлома на участке Хорга и при тектонических подвижках, происходивших в указанное выше время, находились в близких термодинамических условиях.

В процессе работы был изучен химический состав породообразующих и метаморфических минералов в этих породах, который показал, как новообразованные эпидот и гранат различаются по химическому составу, в зависимости от типа породы, в которой они образовались (рис. 4).

По химическому составу плагиоклазы разделяются на две группы: в плагиогранитогнейсе содержание An находится в пределах 3.39–13.02 ($Ab_{86.14–96.17}An_{3.39-13.03}Or_{0.33–1.05}$), а в амфибол-биотитовом плагиогнейсе – значительно увеличивается содержание анортитовой компоненты до 20 ($Ab_{79.28–98.27}An_{13.51–20.23}Or_{0.28–3.36}$) (рис. 4 а). Соответственно, химический состав эпидота в образце Б-21-25 (плагиогранитогнейс) более глиноземистый и менее железистый по сравнению с образцом Б-21-33 (амфибол-биотитовый плагиогнейс) (рис. 4 б). Гранаты, образовавшиеся в плагиогранитогнейсе, преимущественно отличаются высоким содержанием гроссулярового и спессартинового миналов (рис. 4 в, г), в то время как в гранатах по афибол-биотитовому плагиогнейсу преобладает альмандиновый минал. Кроме того, как в той, так и в другой породе присутствуют гранаты, очень близкие по химическому составу, образуя обособленную группу. В приложении представлены таблицы полного химического состава плагиоклазов, биотита и граната из плагиогранитогнейса (обр. Б-21-25) и амфибол-биотитового плагиогнейса (обр. Б-21-33), данные из которых были использованы при расчете *PT*-условий метаморфизма в этих породах.

ТЕРМОБАРОМЕТРИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Для термобарометрических оценок было выбрано два образца, отобранных из разных по петрографическому составу пород: обр. Б-21-25 – плагиогранитогнейс; Б-21-33 – хлорит-амфиболовый сланец, содержащих в небольшом количестве мусковит и эпидот. Оба образца характеризовались однородной текстурой и равновесными срастаниями главных породообразующих минералов без явных признаков коррозии или реакционного взаимодействия.

В образце Б-21-33 практически все комбинации минералов переменного состава – биотита и граната демонстрируют удовлетворительное пересечение линий моновариантных равновесий. В этих равновесиях, как правило, участвуют только наиболее “основные” анализы плагиоклазов, соответствующие альбит-олигоклазу An = 10–16 мол. %. Равновесия с более “кислыми” плагиоклазами – альбитами не образуют хороших пересечений. Пересечение линий равновесий для одной из характерных комбинаций составов приведено на рис. 5. По всей совокупности анализов получен интервал оценок P = 9.0–13.5 кбара, T = 560–630°C. Однако равновесия с участием эпидота (например, равновесие (3)) смещено в более низкотемпературную область от области пересечения линий минеральных равновесий, в которых эпидот не участвует (более чем на 150°C). Уменьшение активности воды в системе приводит к еще большему смещению равновесия (3) в низкотем-

пературную область. Следовательно, такое расположение линий минеральных равновесий может указывать на то, что эпидот в данной породе не равновесен с гранатом, биотитом и плагиоклазом. Вероятно, что эпидот мог сформироваться в этой породе при низкотемпературных преобразованиях главного гранат-биотит-плагиоклазового парагенезиса.

В образце Б-21-25 ситуация совершенно иная. В большинстве комбинаций из составов минералов – граната, биотита и плагиоклаза – не обнаруживается даже удовлетворительного пересечения линий моновариантных равновесий в локальной области. Следовательно, мы можем предположить, что равновесие в этой породе было нарушено при протекании каких-то более поздних процессов; первичные составы минералов не сохранились. Однако наиболее железистые разновидности биотита и граната образуют линии равновесий с участием эпидота и мусковита, сходящиеся в локальной области. Хорошее пересечение наблюдается только при достаточно кислом составе плагиоклаза, соответствующего альбиту – An = 5–9 мол. % (рис. 6). По всей совокупности комбинаций составов, показавших хорошие пересечения линий моновариантных равновесий, был получен интервал оценок $P = 8–10$ кбар и $T = 440–450$°C. Линии минеральных равновесий с участием эпидота, мусковита и воды хорошо ложатся в точку пересечения линий минеральных равновесий других (безводных) минералов. При этом активность воды в системе задавалась равной 1.00. Следовательно, мы можем предполагать, что рассматриваемая минеральная ассоциация сформировалась под действием существенно водного флюида.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе установлено, что в разных по петрографическому и химическому составу породах, находящихся в близком контакте друг с другом и подвергшихся близким динамическим воздействиям, сопровождающимися повышением температуры и давления, сохраняются разные уровни метаморфических преобразований. Исходя из результатов, полученных при изучении серии из двух шлифов, можно сказать, что в данном метаморфическом комплексе наблюдалось два события метаморфического минералообразования. Первое событие – вероятно, региональный метаморфизм – отвечает амфиболитовой фации метаморфизма умеренной температуры и повышенного давления, пограничной с эклогитовой фацией (согласно сетке фаций метаморфизма С.А. Бушмина и В.А. Глебовицкого [4, 5]). Этому событию отвечает ассоциация гранат + биотит + + плагиоклаз (олигоклаз An 10–16), представленная в образце Б-21-33. В этом образце минералы новообразованной ассоциации, содержащей эпидот, взаимно не равновесны. Возможно, это является следствием незавершенности метаморфических реакций минералообразования. Второе событие отвечало самой низкотемпературной области эклогитовой фации (парагонит-кианит-цоизитовой субфации), пограничной с фацией зеленых сланцев. В ходе второго события происходило изменение составов главных минералов: биотит и гранат становились более железистыми, а состав плагиоклаза приближался к альбиту. Кроме того, в равновесии с этими минералами сформировались новые минералы – эпидот и мусковит. Минералы, отвечающие второму событию, сформировали взаимно равновесную ассоциацию только в более кислых породах – гранат-биотитовых плагиогнейсах. Достаточно высокобарический уровень второго события позволяет предполагать, что в этой области был устойчив не эпидот, а его высокобарическая разновидность – цоизит, который впоследствии заместился более железистым эпидотом при выводе комплекса на менее глубокие уровни коры.

Установленные два метаморфических события могли развиваться как в одном цикле метаморфизма, так и принадлежать к разным циклам. В первом случае мы можем интерпретировать эту последовательность как остывание метаморфического комплекса на глубине нижней-средней коры. Во втором – как низкотемпературную эпидотизацию и мусковитизацию более древних высокобарных и высокотемпературых метаморфических комплексов в условиях повторного метаморфизма в зоне Приморского разлома.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа по определению *PT*-условий метаморфизма была выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 20-77-10087). Коллекционирование и хранение образцов поддерживаются в рамках темы государственного задания № 122032900178-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В., Богдановская О.Г., Кирнозова Т.И., Ляликов А.В., Макаров В.А., Аракелянц М.М., Кориковский С.П., Федоровский В.С., Петрова З.И., Левицкий З.И.* U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука. 1990. С. 170–183.
2. *Бушмин С.А., Глебовицкий В.А.* Схема минеральных фаций метаморфических пород // Зап. РМО. 2008. Ч. CXXXVII. № 2. С. 1–13.
3. *Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М.* Происхождение и эволюция Оль-

хонского террейна: синтез петрологических и геохронологических (SHRIMP-II) данных // Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). 2007. Т. 1. № 5. С. 55–57.

4. *Глебовицкий В.А.* Проблема эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука. 1973. 128 с.
5. *Глебовицкий В.А.* Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука. 1977. С. 5–39.
6. *Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Чо М., Чонг В., Ким Дж.* Синметаморфические гранитоиды (~490 млн. лет) – индикаторы аккреционной стадии в эволюции Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1543–1561.
7. *Перчук А.Л., Аранович Л.Я.* Термодинамика жадеит-диопсид-геденбергитового твердого раствора // Геохимия. 1991. № 4. С. 539–547.
8. *Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Травин А.В., Савельева В.Б., Остапчук А.А., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Юдин Д.С.* Определение *P–T* условий при формировании сейсмогенных подвижек по глубинному сегменту краевого шва Сибирского кратона // ДАН. 2018. Т. 4. № 481. С. 1–4.
9. *Скляров Е.В., Федоровский В.С., Котов Ф.Б., Лавренчук Ф.Б., Мазукабзов А.М., Левицкий В.И., Сальникова Е.Б., Старикова А.Е., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М.* Карбонатиты в коллизионных обстановках и квазикарбонатиты раннепалеозойской ольхонской коллизионной системы // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 409–427.
10. *Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Механошин А.С., Колотилина Т.Б.* Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
11. *Федоровский В.С., Скляров Е.В.* Ольхонский геодинамический полигон (Байкал): Аэрокосмические данные высокого разрешения и геологические карты нового поколения // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1. № 4. С. 331–418.
12. *Aranovich L.Y., Berman R.G.* Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 126. P. 25–37. https://doi.org/10.1007/S004100050232
13. *Berman R.G., Aranovich L.Y., Pattison D.R.M.* Reassessment of the Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 119. P. 30–42. https://doi.org/10.1007/BF00310715
14. *Berman R.G., Aranovich L.Y.* Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al2O3-TiO2-SiO2. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 126. P. 1–24. https://doi.org/10.1007/S004100050232
15. *Berman R.G.* Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. // Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833–855.
16. *Mader Urs K., Berman R.G.* Amphibole thermobarometry: a thermodynamic approach. // Current Research: Geological Survey of Canada. 1992. № 92-1E. P. 393–400.

METAMORPHIC TRANSFORMATIONS OF ROCKS IN THE CENTRAL PART OF THE PRIMORSKY FAULT. WESTERN BAIKALIA

A. V. Grigor'eva[a,b,#], V. M. Kozlovskiy[a], G. A. Gridin[b], and A. A. Ostapchuk[b]

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

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

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

Presented by Academician of the RAS L.Ya. Aranovich April 20, 2023

In this paper we compare metamorphic transformations in acid and mafic rocks in a zone of intense tectonic movements. The object of study is the exhumed part of damage zone of Primorsky fault – main collision suture, which connects the Siberian Craton and the Olkhon Terrane. The studied area is located near the Khorga River. Collected metamorphic rock samples are represented by both acid (plagiogranitegneiss) and mafic (amphibole-biotite plagiogneisses) rocks. The samples present two different parent rocks contacting each other but differ in chemical composition. The formation of identical metamorphic minerals belonging to the groups of garnet and epidote is noted in both types of rocks. Mineral formation was associated with high-pressure regional metamorphism and possibly with later collision. Studying chemical composition of rock-forming minerals has allowed to determine the P-T condition of metamorphism in these rocks via the method of multimineral thermobarometry. It was established that conditions of early metamorphism retain in amphibole-biotite plagiogneiss. Early metamorphism is characterized by high-pressure amphibolite facies of medium temperature next to eclogite facies. In plagiogranitegneisses were found conditions of later metamorphism that formed rocks at the same pressure but at a lower temperature in the paragonite-kyanite-zoisite subfacies of the eclogite facies next to the greenschist facies. Minerals formed in the early metamorphism are poorly preserved.

Keywords: metamorphism, Primorsky fault, plagiogranitegneiss, amphibole-biotite plagiogneisses, epidote, garnet, mineral equilibrium, *P–T* conditions

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 206–214

ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 552.3+552.11+553.086 (470.22)

ПОЗДНЕОРОГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ В ТЕРВУСКОЙ АГМАТИТОВОЙ ЗОНЕ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СВЕКОФЕННСКОГО ПОЯСА (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, РОССИЯ)

© 2023 г. Ш. К. Балтыбаев[1,2,*], Н. Г. Ризванова [1], член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов[1], М. Е. Петракова[1], Э. С. Вивдич[1]

Поступило 21.03.2023 г.
После доработки 07.04.2023 г.
Принято к публикации 17.04.2023 г.

Формирование Тервуской зоны брекчирования в Северном Приладожье происходило синхронно с внедрением гранитоидов и было комплементарно образованию субширотного Мейерского надвига на завершающих этапах палеопротерозойской плутоно-метаморфической активности в регионе 1.86 млрд лет назад. Тервуская зона брекчирования с гранитоидными агматитами имеет субширотную ориентировку, которая дискордантна по отношению к ранним структурам и куркиёкскому эндербитовому и лауватсарско-импиниемскому диорит-тоналитовому комплексам. В этой зоне находятся наиболее крупные в данном районе гранитные массивы – Тервуская и Пелтолская интрузии. В работе впервые определен U–Pb-возраст монацита из гранитов крупной Пелтолской интрузии – 1859 ± 4 млн лет, который совпал с возрастом гранитов Тервуской интрузии (1859 ± 3 млн лет). Граниты обеих интрузий и более мелких тел внедрялись одновременно в тектонически ослабленную зону при смене пластических деформаций на упруго-пластические во время брекчирования свекофеннских пород. Полученные результаты выявляют особенности позднеорогенной стадии развития зоны сочленения двух крупнейших блоков Фенноскандинавского щита – Карельского кратона и Свекофеннского пояса.

Ключевые слова: позднеорогенные граниты, датирование, зона брекчирования, Приладожье, свекофенниды

DOI: 10.31857/S2686739723600546, **EDN:** WFHMDM

ВВЕДЕНИЕ

Тервуская зона брекчирования (ТЗБ) на территории Северного Приладожья расположена в районе полуострова Терву (рис. 1) и содержит различные тектонические брекчии, залеченные гранитоидами. Эта зона имеет видимую мощность не менее 6–8 км и субширотную ориентировку, резко дискордантную по отношению к ранним структурам региона, преимущественно северо-западного простирания. Тервуская зона была выделена нами и прослежена на более чем 20 км в широтном направлении при производстве научно-исследовательских работ с детальным картированием площади [1].

В региональном плане момент формирования ТЗБ соотносится с надвиганием протерозойского свекофеннского блока на архейский Карельский кратон, которое фиксируется к серверу в виде образования Мейерского надвига (рис. 1, врезка) субширотного простирания [2, 3]. Формирование надвига вызвало, вероятно, появление комплементарных зон растяжения, одной из которых была Тервуская зона брекчирования. Мейерская надвиговая зона, в свою очередь, является юго-восточным фрагментом более обширной (протяженностью более 400 км) Раахе-Ладожской взбросо-надвиговой зоны, по которой происходит сочленение архейского Карельского кратона и протерозойского Свекофеннского пояса [3]. Этим определяются актуальность и региональная значимость предпринятых исследований, проливающих свет на поздние этапы тектонического развития зоны сочленения двух крупнейших блоков Фенноскандинавского щита – Карельского кратона и Свекофеннского пояса.

В Тервуской зоне образовалась одна из крупнейших интрузий гранитов в регионе – Тервуская. Изохронный U–Pb-возраст микроклиновых гранитов Тервуской интрузии был определен

[1]*Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*
[2]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
*****E-mail: shauket@mail.ru*

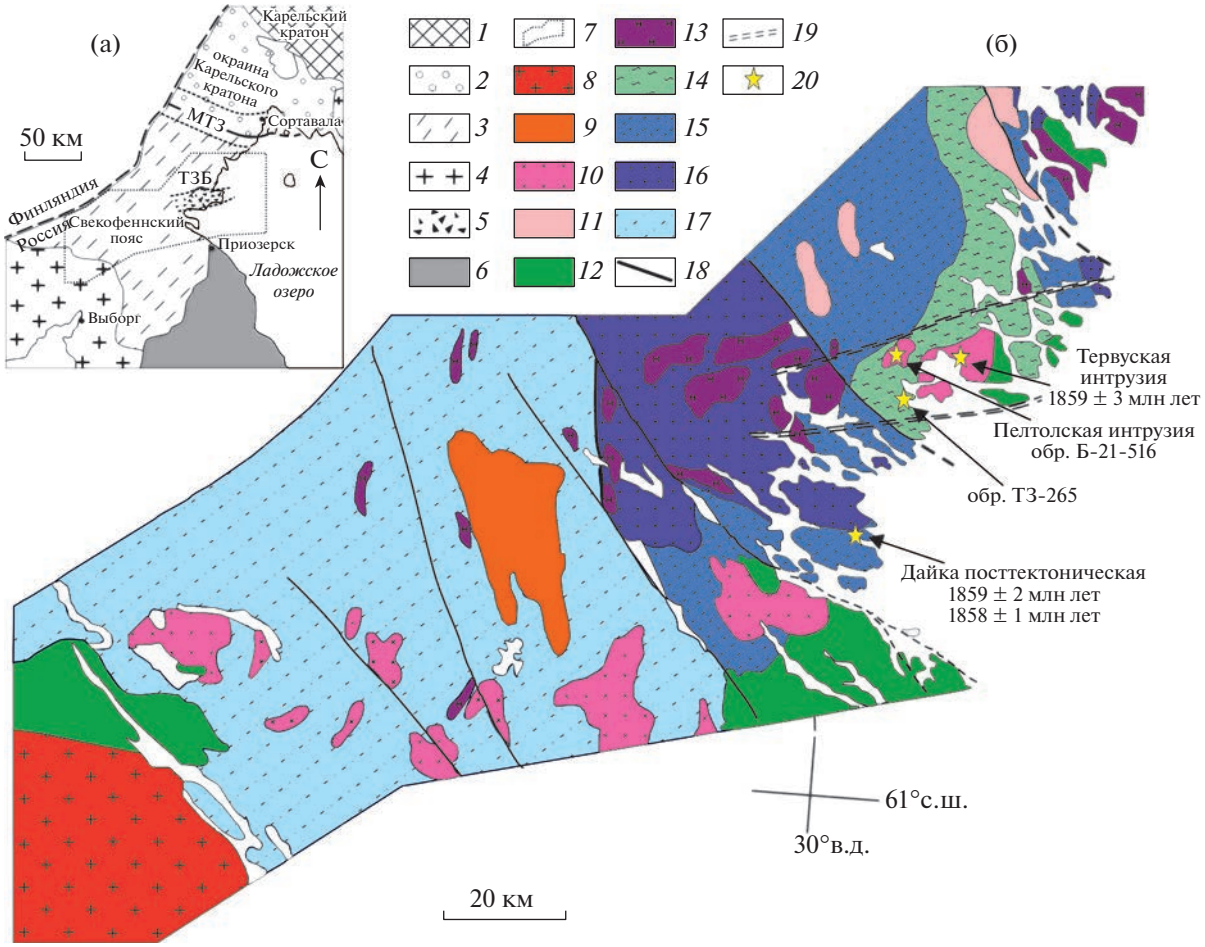


Рис. 1. Геологическая карта района исследования с указанием места отбора проб и их возраста. *1–7* (на врезке – А): *1* – окраина архейского Карельского кратона; *2* – палеопротерозойские породы окраины кратона; *3* – палеопротерозойские породы Свекофеннского пояса; *4* – граниты-рапакиви; *5* – зона брекчирования; *6* – рифейский чехол Восточно-Европейской платформы; *7* – контур положения исследуемой территории; *8–20* (на карте – Б): *8* – граниты-рапакиви; *9–13* – свекофеннские интрузии: *9* – посторогенные монцониты, кварцевые сиениты и граниты 1.80 млрд лет, *10* – позднеорогенные калиевые граниты нерасчлененные 1.87–1.80 млрд лет; *11–13* – синорогенные интрузии: *11, 12* – лауватсарско-импиниемский комплекс 1.88–1.87 млрд лет (*11* – поздняя фаза: тоналиты, *12* – ранние фазы: габбро, диориты, кварцевые диориты;), *13* – синорогенный куркиекский комплекс 1.89–1.88 млрд лет (нориты, эндербиты); *14–17* – раннепротерозойские супракрустальные серии лахденпохской метаморфической серии с петроформациями: *14* – биотит-гнейсовая, *15* – гранат-гнейсовая, *16* – гиперстен-гранат-гнейсовая, *17* – кордиерит-гнейсовая; *18* – разрывные нарушения; *19* – границы зоны брекчирования; *20* – место отбора проб для геохронологического изучения. МТЗ – Мейерская тектоническая зона, ТЗБ – Тервуская зона брекчирования. ТЗ-265 – номер и местоположение хлоритизированного гранат-амфибол-плагиоклазового сланца.

U–Pb ID-TIMS (Supplementary Table ESM_1) методом по циркону как 1859 ± 3 млн лет, а возраст ее жильной фации по монациту как 1845 ± 2 млн лет [4]. Было предположено [1], что внедрение этой интрузии происходило в тектонически ослабленную зону на поздних стадиях плутонометаморфической активности в регионе, тем самым ее возраст определяет также и время формировании ТЗБ как ~1.86 млрд лет [2]. Однако предположение о времени образования тектонической зоны требовало дальнейшей проверки путем изучения других гранитных тел, пространственно и структурно связанных с развитием указанной зоны. Учитывая достаточно большую протяженность ТЗБ и то, что датированная Тервуская интрузия представляет только ее западную прибрежную часть (рис. 1), важно было найти геохронологические свидетельства синхронного образования других гранитоидов на всем протяжении субширотной тектонической структуры. Такую проверку удалось осуществить благодаря наличию множества других тел гранитоидов внутри ТЗБ, наиболее крупной из которых является Пелтолская интрузия, результатам изотопного датирования которой посвящена данная публикация.

МЕТОДИКА И МАТЕРИАЛ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

U–Pb-изотопное исследование монацита. Из пробы микроклинового гранита (образец Б-21-516 весом 3 кг) были извлечены монофракции минералов, в частности, монацита. Монацит пробы представлен светло-желтыми прозрачными и полупрозрачными уплощенными кристаллами и крупными темно-коричневыми зернами со следами растворения. Изотопный U–Pb-анализ проводился для всех разновидностей монацита (4 фракции) после их отбора под бинокуляром и дополнительного просмотра некоторых зерен на электронно-растровом микроскопе. Выделение Pb и U проводилось с помощью HCl на ионообменной смоле BioRad AG 1-X8. Для изотопных исследований использован трассер $^{235}U–^{208}Pb$. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме на Re-катодах, предварительно отожженных в течение 30 мин при температуре 2000 ± 50°C. Для измерений применялся силикатный эмиттер в смеси с H_3PO_4. Коэффициенты фракционирования, определенные для Pb по измерениям NBS стандарта SRM-982, а для U – по измерению природного образца соответственно составили 0.1 и 0.08% на а.е.м. Точность определения содержаний U и Pb, а также U/Pb-отношений – 0.5%. Холостое загрязнение не выше 25 пг Pb и 5 пг U. Все исследования проводились в ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург.

Микрозондовые исследования минералов в прозрачно-полированных шлифах были произведены на сканирующем электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 “JEOL” (ИГГД РАН). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. В качестве стандартных образцов состава использованы природные минералы, чистые оксиды и металлы. Предел обнаружения определяемых элементов – 0.1 вес. %.

Содержание химических элементов в породах определялось с применением рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РСФА, ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург). Анализируемый материал сплавлялся в таблетки диаметром 40 мм и весом 4 г из смеси порошковой пробы с флюсом (50% метабората лития и 50% тетрабората лития) в отношении 1:9, расплавленной в золото-платиновых тиглях и далее спрессованной с усилием 20 тонн. Нижний предел определения содержания оксидов составляет 0.01–0.03 вес. %, малых элементов – 2–5 г/т.

Термобарометрические оценки образования метаморфических минеральных парагенезисов производились методом мультиравновесной геотермобарометрии с помощью программы THERMOCALC [5] с использованием термодинамической базы данных минералов и моделей твердых растворов DS55 (с обновлением в 2004 г.).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ ПЕЛТОЛСКОЙ ИНТРУЗИИ

В юго-восточной части Свекофеннского подвижного пояса магматические породы орогенической стадии развития объединены в три комплекса: куркиёкский, лауватсарско-импиниемский и тервуский [1, 4, 6]. Эти последовательно сменяющие друг друга комплексы образовались в главную стадию плутоно-метаморфической активности в регионе 1.89–1.86 млрд лет назад и тесно коррелируют с деформациями и метаморфизмом этого времени [1]. На ранне- и синорогенном этапах, наряду с формированием сжатых и изоклинальных складок, происходило становление куркиёкского эндербитового и лауватсарско-импиниемского диорит-тоналитового комплексов. Поздняя стадия орогенеза характеризовалась развитием пликативных и преимущественно разрывных дислокаций и формированием интрузий и даек тервуского гранитоидного комплекса. Ориентировка структурно-деформационных элементов при формировании пород тервуского комплекса была главным образом север-северо-восточной и накладывалась на структуры раннего этапа, имеющие меридиональное и северо-западное простирание в современных координатах [1].

Для оценки времени формирования ТЗБ нами была изучена Пелтолская интрузия гранитов – вторая по крупности после плутона Терву интрузия, находящаяся в центральной части ТЗБ (рис. 1). Структурное положение Пелтолской интрузии указывает на ее становление синхронно с формированием тектонической зоны: имеются признаки “залечивающих” гранитов со следами слабо проявленных деформаций в них. Для Пелтолской интрузии характерны сложное строение, насыщенность многочисленными включениями пород рамы, обилие теневых текстур.

Пелтолская интрузия площадью около 20 км^2 – не единственная интрузия в данном районе: здесь широко распространены мелкие безымянные интрузии и жильные тела, которые инъецируют лахденпохскую метаморфическую серию и более древние интрузии куркиёкского и лауватсарско-импиниемского магматических комплексов. Рассматриваемые граниты, входящие в состав тервуского комплекса, характеризуются значительной однородностью, существенно коровыми (*S*-тип) геохимическими параметрами, вероятно, за счет образования преимущественно из осадочных пород (рис. 2 а–г).

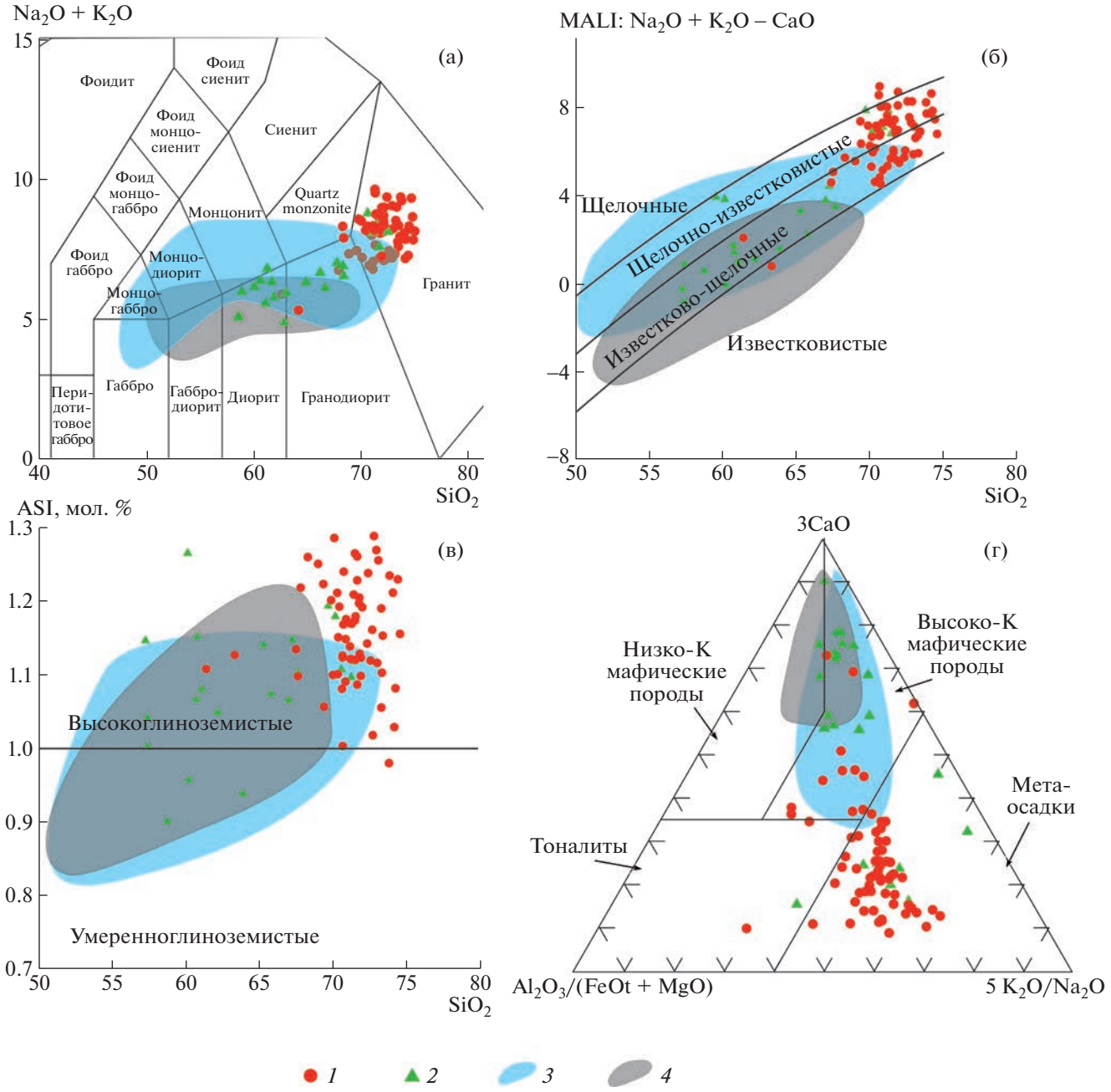


Рис. 2. Петрохимические диаграммы для гранитоидов тервуского и дайкового комплексов Северного Приладожья. (а) SiO_2 – $(Na_2O + K_2O)$ по [7]; (б) SiO_2 – индекс MALI и в) ASI = Al/(Ca – 1.67P + Na + K) по [8]; г) $Al_2O_3/(FeOt + MgO)$–$3CaO$–K_2O/Na_2O диаграмма, характеризующая источники по [9]. Составы пород, показанные на диаграммах, приведены в приложении к данной статье (Supplenmentary Table ESM_2), часть их, относящаяся к тервускому комплексу, взята из [10]. *1* – породы тервуского комплекса, *2* – дайковый комплекс, *3* – поле составов пород куркиёкского комплекса, *4* – поле составов пород лауватсарско-импиниемского комплекса. Поля составов пород магматических комплексов нанесены с использованием опубликованных данных [6].

Состав пород Пелтолской интрузии и вещественно сходных более мелких тел варьирует от лейкократовых биотитовых и двуслюдяных плагиогранитов до двуполевошпатовых гранитов. Краевые зоны рассматриваемых гранитоидных массивов имеют постепенные переходы в мигматитовые поля, образуя тела полосчатых мигматитов и агматитов. Петрохимические характеристики пород (рис. 2 а–г, Supplementary Table ESM_2) указывают на высокоглиноземистый состав гранитоидов двух интрузий и мелких тел, на их пограничное положение между известковисто-ще-

лочными и щелочно-известковистыми рядами (рис. 2 б, в).

Пелтолские и тервуские гранитоиды не являются самыми поздними магматическими образованиями в пределах ТЗБ и непосредственного ее окружения. Наиболее поздние магматические породы здесь представлены дайковым комплексом с составом пород от диоритов до гранодиоритов и гранитов (рис. 2 а). Хотя эти дайки пользуются сравнительно небольшим распространением, они важны для понимания истории развития эндогенных событий в районе. Местами дайки деформированы и смяты в складки, а местами не несут никаких следов деформаций. U-Pb-возрасты монацита одной из таких недеформированных даек составляют 1859 ± 2 млн лет и 1858 ± 1 млн лет [11], что практически совпадает с возрастом Тервуской интрузии. Эти дайки пересекают метаморфические, сильно мигматизированные породы и сами, в свою очередь, метаморфизованы и превращены в амфиболиты, биотит-роговообманково-плагиоклазовые и биотит-плагиоклазовые сланцы, нередко мигматизированные. Сланцеватость в породах даек параллельна их контактам, пересекающим сланцеватость вмещающих пород. В ТЗБ также встречаются будинированные и переориентированные фрагменты даек основного состава. В целом их ориентировка совпадает с доминирующей в регионе северо-западной ориентировкой осевых плоскостей более ранних складок. Есть предпосылки думать, что до образования хрупких деформаций в Тервуской зоне были пластические сдвиговые деформации такого направления [1].

Метаморфические и магматические породы основного состава в окружении Пелтолской интрузии подвержены интенсивной биотитизации, появляются бледно-зеленая роговая обманка, хлорит. В кислых породах проявлена мусковитизация, местами – андалузитизация. Минеральные преобразования во вмещающих Пелтолскую интрузию породах заключаются в развитии среднетемпературных метаморфических ассоциаций, замещающих высокотемпературные метаморфические минералы. Наиболее распространенной формой преобразования является замещение граната биотитом и биотит-плагиоклазовым агрегатом. Химическая зональность гранатов приобретает регрессивную направленность, что выражается в возрастании концентрации FeO, MnO и падении MgO по направлению к краям зерен этого минерала [1, 6]. Эта зональность вызвана приспособлением к понижавшимся температуре и давлению равновесного состава граната с окружающими фазами. Характер минеральных изменений говорит о падении температуры и повышении потенциалов воды и щелочей, о чем наглядно свидетельствует замещение граната биотитом и плагиоклазом, а новые термодинамические условия минералообразования отвечают полю устойчивости андалузита и прилежащей части силлиманитового поля. Для ассоциации минералов из пород ТЗБ, в частности хлоритизированного гранат-амфибол-плагиоклазового сланца (образец ТЗ-265, рис. 1), получены оценки (T = 516°C и P = = 3.7 кбар, рис. 3, Supplementary Table ESM_3), которые подтверждают вышеуказанные регрессивные преобразования и соответствующие особенности химического состава минералов. В целом по региону, PT-параметры метаморфизма позднеорогенного этапа характеризуются схожими параметрами: T = ~ 450–600°C и P = 2–4 кбар [1, 12].

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb-ДАТИРОВАНИЯ

Монацит для изотопно-геохронологических исследований отбирался из биотитового гранита (образец Б-21-516) центральной части Пелтолской интрузии (рис. 1). Выбранный образец характеризуется массивной текстурой, гранитной структурой. Порода розовато-серого цвета, неравномернозернистая крупно-, гигантозернистая. Состоит из биотита, двух полевых шпатов, кварца. Плагиоклаз представлен альбитом и олигоклазом (An от 24 до 9%), часто изменен, микроклин с пертитовыми врастками. Местами такие граниты мусковитизированы, а по биотиту может развиваться хлорит.

На диаграмме с конкордией (рис. 4) фигуративные точки измеренных изотопных составов четырех навесок монацита расположились ниже конкордатной кривой, хотя и достаточно близко к ней. Изохронное построение, выполненное по всем 4 точкам, позволяет по верхнему пересечению линии дискордии с конкордатной кривой оценить возраст как 1859.1 ± 3.7 млн лет, а по нижнему – 252 ± 340 млн лет, СКВО = 1.2 (рис. 4, табл. 1). Возраст, определенный по верхнему пересечению дискордии с конкордией, интерпретируется нами как время образования гранита. Возраст по нижнему пересечению, учитывая, что он определяется с большой погрешностью, рассматривается как не имеющий геологического смысла.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изохронный возраст Пелтолских гранитов (1859 ± 4 млн лет) точно совпал с возрастом микроклиновых гранитов Тервуской интрузии (1859 ± 3 млн лет). Это является весомым аргументом в пользу формирования ТЗБ на поздней стадии плутоно-метаморфической активности в Приладожье. С учетом также близкого возраста вышеупомянутых недеформированных даек (1859 ± 2 млн лет и 1858 ± 1 млн лет), можно считать, что формирование ТЗБ и последовательности интрузивных и дайковых комплексов – это

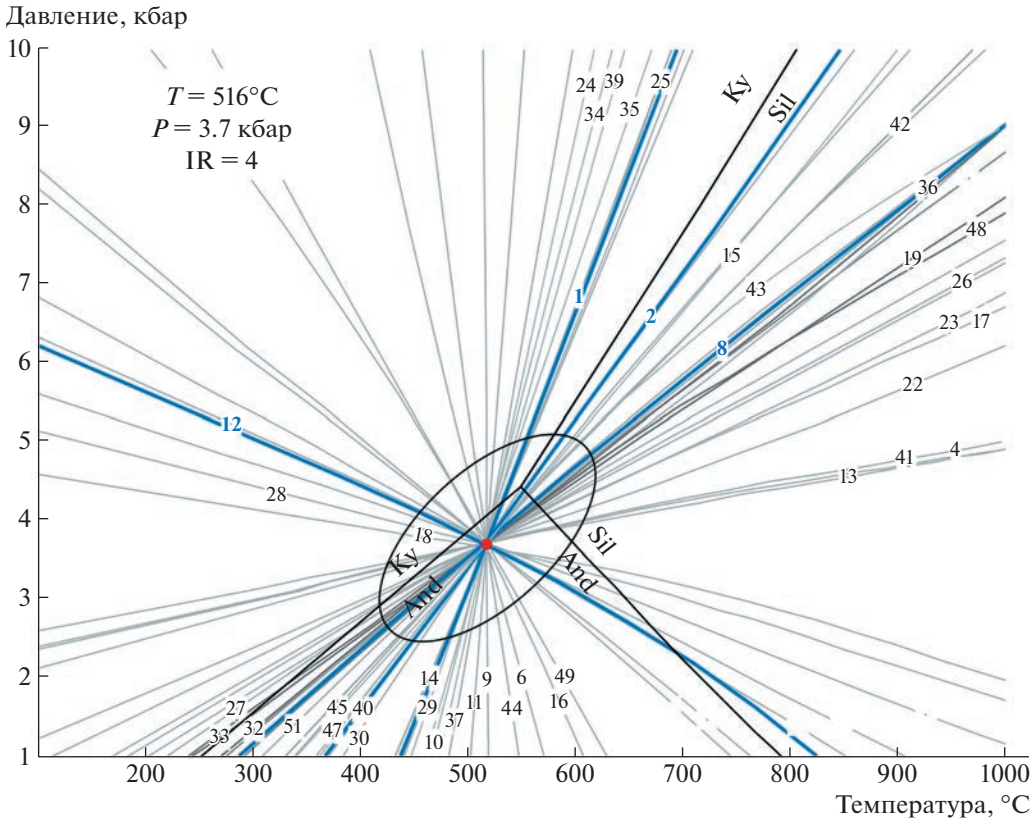


Рис. 3. *PT*-параметры поздней стадии метаморфизма пород мигматито-гнейсового комплекса в Тервуской зоне брекчирования по данным расчета в программе THERMOCALC [16]. Синим цветом выделены линейно-независимые минеральные реакции (IR), размер эллипса соответствует погрешности оценки *P* и *T* из-за погрешности определения активностей миналов. Положение линий реакций и тройной точки алюмосиликатов Al_2SiO_5 рассчитано с применением базы данных "ds55" программы THERMOCALC. Список реакций и их номера приведены в Приложении 3 (Supplementary Table ESM_3). Образец ТЗ-265 – хлоритизированный гранат-амфибол-плагиоклазовый сланец.

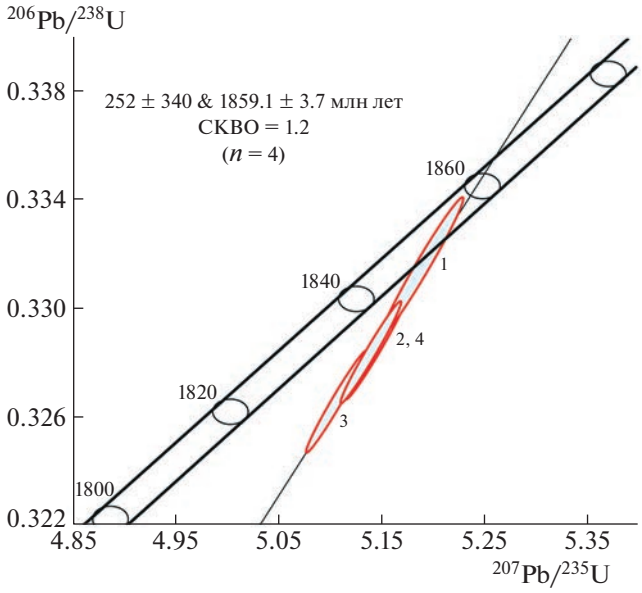


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для монацита из Пелтолской интрузии гранитов. Номера эллипсов соответствуют номерам анализированных проб (см. табл. 1).

события очень короткого в геологических масштабах временного интервала.

На позднеорогенном этапе развития свекофеннид, консолидированная новообразованная протерозойская кора начинают взаимодействовать с окраинными частями архейского Карельского кратона. В этот момент времени интенсивно проявляются в зоне сочленения Свекофеннского подвижного пояса и Карельского кратона как тектонические, там и магматические процессы.

Связь магматизма с развитием тектонических зон отмечается во многих работах. Например, для террейна Авалония в Канадских Аппалачах показано, что реактивация древних сдвиговых зон приводит к образованию милонитов и внедрению даек [13]. Впоследствии системы даек образуют плутоны с разными геохимическими характеристиками. Считается [14], что композитные плутоны могут содержать габброидную часть, образовавшуюся из магмы в результате частичного плавления мантии, и кислую – результат частичного плавления нижней коры.

На взаимосвязь тектонических процессов и гранитообразования указывает, например, и приуроченность гранитоидных массивов к сдвиговой зоне в провинции Борборема на северо-востоке Бразилии. Считается, что реологически неоднородные и не полностью закристаллизовавшиеся магматические тела могли вызвать локализацию деформации и зарождение сдвиговых зон [15, 16].

Для пород гранитоидных интрузий, развитых в сдвиговых зонах, характерны сланцеватость, минеральная линейность, которая интерпретируется как результат синтектонического внедрения магм. На основе наблюдений в одних гранитных массивах прямолинейной сланцеватости, а в других – концентрической, исследователи [17] пришли к выводу, что гранитные массивы могли иметь один источник, но формироваться и эволюционировать в разных тектонических обстановках: параллельная сланцеватость развивается в результате наложенных региональных деформаций, а концентрическая – за счет магматического течения.

Вполне вероятно, что наблюдаемое разнообразие структурно-текстурных особенностей позднеорогенных гранитоидов Северного Приладожья также определяется в первую очередь локальными тектоническими факторами. Особенно это вероятно, если учитывать, что формирование тел рассматриваемых гранитоидов совпадает по времени со сменой реологических свойств пород рамы и переходом от пластических деформаций к упруго-пластическими, с последующим развитием зон хрупких деформаций, одной из которых была ТЗБ.

Рассматриваемый позднеорогенный этап эндогенной активности в свекофеннидах Приладожья знаменуется проявлением магматизма и метаморфизма, наложенных на породы ранне- и синорогенных магматических комплексов (эндербиты, диориты, тоналиты). К позднеорогенному этапу магматизма относятся: дайки основного и среднего состава, граниты тервуского комплекса, куда входят и породы датированной Пелтолской интрузии. Сопровождают позднеорогенный магматизм среднетемпературные метаморфические преобразования, местами наложенные на тервуские гранитоиды и на более древние магматические породы ранне- и синорогенного этапов. Метаморфизм пород при этом сопровождается формированием вторичной кристаллизационной сланцеватости и бластокатакластических текстур, в связи с уменьшением пластичности горных пород в среднетемпературных условиях, в которых, по нашему мнению, возникла субширотная Тервуская зона брекчирования. Она же послужила своего рода подводящим каналом для гранитоидов, которые хотя и выступали как залечивающие зону брекчий образования, но и сами при этом подвергались деформациям из-за продолжавшихся тектонических движений. О последнем говорят отчетливо проявленный бластокатаклаз, разгнейсование, трахитоидность в гранитоидах, совпадающие по ориентировке с директивными структурно-текстурными элементами во вмещающих гнейсах и мигматитах [1, 18].

Петрохимические параметры гранитоидов позднеорогенного этапа показывают, что они отличаются от предшествующих магматических пород региона большей кислотностью и щелочностью магм. Такие особенности, наряду с повышенным содержанием глинозема у этих гранитоидов и более низкими величинами $eNd(t)$ по сравнению с эндербитами и тоналитами [19], указывают на происхождение их в основном за счет плавления осадочного материала коры. Подобные гранитоиды широко проявлены в соседней Финляндии, где их формирование фиксирует длительный этап корового магматизма от 1.86 до 1.81 млрд лет [20].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании возрастных данных, кинематических особенностей интрузивов и сопровождающих их дайковых и жильных серий пород можно сделать вывод о синхронности становления Тервуской и Пелтолской интрузий на поздних этапах метаморфических преобразований и деформаций свекофеннид Приладожья. Структурная позиция гранитоидов и вмещающего мигматито-гнейсового комплекса указывает на постепенную потерю пластичности среды при формировании серии гранитоидов от более ранних к поздним, что проявляется в смене слабо пликативных форм деформаций дизъюнктивными нарушениями. Такому предположению не противоречат имеющиеся геологические факты, включая приведенные здесь новые изотопные данные о возрасте гранитных интрузий, маркирующих время формирования субширотной зоны брекчирования.

Приложение 1. Таблицы с результатами изотопного датирования Тервуской интрузии и посттектонической дайки.

Приложение 2. Таблица 2. Химический состав магматических пород позднеорогенного этапа.

Приложение 3. Таблица 3. Список минеральных реакций на диаграмме с результатами *PT*-оценок метаморфизма (рис. 3).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 23-27-00106).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов, связанного с этой публикацией.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др.* Геология и петрология свекофеннид Приладожья / СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 198 с.
2. *Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С.* Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья (Республика Карелия, Северо-Запад России): PT-условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции // Геотектоника. 2021. Т. 225. № 4. С. 73–87. https://doi.org/10.31857/S0016853X21040032
3. *Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Шульдинер В.А.* Мейерский надвиг – структура сочленения Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье // ДАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.
4. *Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К., Макеев А.Ф., Яковлева С.З.* Время и длительность свекофеннской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 374–393.
5. *Holland T.J.B. Powel R.* An internally-consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // J. Metamorphic Geol. 1998. V. 16. P. 309–344. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x
6. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
7. *Middlemost E.A.K.* Naming materials in the magma/igneous rock system // Earth-Science Reviews. 1994. V. 37. P. 215–224. https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9
8. *Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D.* A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. P. 2033–2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033
9. *Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R.* The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga // Lithos. 2014. V. 205. P. 208–235. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.06.012
10. *Котов А.Б., Саморукова Л.М.* Эволюция гранитообразования в тектоно-метаморфических циклах раннего докембрия (по данным структурно-петрологических и термобарохимических исследований). Ленинград: Наука, 1990. 59 с.
11. *Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А. и др.* Оценка времени региональной постмигматитовой калишпатизации по данным U-Pb датирования монацита (Метаморфический комплекс Северного Приладожья, Россия) // ДАН. 2010. Т. 410. № 4. С. 529–532.
12. *Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В.* Эволюция условий метаморфизма гранатсодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 253–277.
13. *Murphy J., Keppie J., Nance R.* Fault reactivation within Avalonia: Plate margin to continental interior deformation // Tectonophysics. 1999. V. 305. P. 183–204. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00017-7
14. *Pe-Piper G., Koukouvelas I., Piper D.J.W.* Synkinematic granite emplacement in a shear zone: The Pleasant Hills pluton, Canadian Appalachians // GSA Bulletin. 1998. V. 110. № 4. P. 523–536. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<0523:SGEIAS>2.3.CO;2
15. *Neves S.P., Vauchez A.* Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco shear zones; State of Pernambuco) // Journal of South American Earth Sciences. 1995. V. 8. № 3–4. P. 289–298. https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00014-7
16. *Neves S.P., Mariano G., Beltrao B.A., Correia P.D.* Emplacement and deformation of the Cachoeirinha pluton (Borborema province, NE Brazil) inferred through petrostructural studies: Constraints on regional strain fields // Journal of South American Earth Sciences. 2005. V. 19. P. 127–141. https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2005.04.004
17. *Nironen M., Bateman R.* Petrogenesis and syntectonic emplacement in the early Proterozoic of south-central Finland: a reversely zoned diorite-granodioritc and a granite // Geologische Rundschau. 1989. V. 78. P. 617–631. https://doi.org/10.1007/BF01776194
18. *Саранчина Г.М.* Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). / Ленинград: Изд-во Ленингр. ун-та, 1972. 127 с.
19. *Седова И.С., Саморукова Л.М., Глебовицкий В.А., Крылов Д.П.* Геохимия гранитоидов Свекофеннского тектонометаморфического цикла Северного Приладожья // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 394–414.
20. *Kurhila M., Mänttäri I., Vaasjoki M., Rämö O.T., Nironen M.* U–Pb geochronology of the late Svecofennian Leucogranites of Southern Finland // Precambrian Research. 2011. V. 190. № 1. P. 1–24. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2011.07.008

LATE-OROGENIC GRANITOIDS OF THE TERVU AGMATITIC ZONE IN THE SOUTHEASTERN PART OF THE SVECOFENNIAN BELT (THE NORTHERN LADOGA AREA, RUSSIA)

S. K. Baltybaev[a,b,#], N. G. Rizvanova[a], Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov[a], M. E. Petrakova[a], and E. S. Vivdich[a]

[a] *Institute of Precambrian Geology and Geochronology the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*
[b] *St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russian Federation*
[#] *E-mail: shauket@mail.ru*

The formation of breccia zones was taking place with the simultaneous healing of them by granitic materials at the final stages of the Late Proterozoic magmatic and metamorphic activity in the region 1.86 Ga ago. The Tervu breccia zone with granitic agmatites has a sublatitude orientation, which is discordant in relation to the early structures and Kurkieki enderbite and Lauvatsari-Impiniemi diorite-tonalite complexes in the Svecofennian rocks of the Ladoga region. There are the largest granitic bodies in this area – Tervu and Peltola intrusions located in the Tervu breccia zone. The U–Pb age of monazite from granites of the Peltola intrusion is determined as 1859 ± 4 Ma, and coincides with the age of the granites of the Tervu intrusion (1859 ± 3 Ma). This assumes that the granites of both intrusions and some surrounded smaller bodies were intruded simultaneously into the tectonically weakened space when plastic deformations turned to elastic-plasticity ones during at the late-orogenic stage. The results obtained reveal the features of the tectonic development of the joint zone of the two largest blocks of the Fennoscandinavian shield – the Karelian craton and the Svecofennian belt.

Keywords: late-orogenic granites, dating, breccia zone, Ladoga region, Svecofennian rocks

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 215–221

ГЕОФИЗИКА

УДК [551.24]:[550.834+550.831](268.9+288.53)

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА

© 2023 г. А. Л. Пискарев[1,2,*], академик РАН В. Д. Каминский[1], В. А. Поселов[1], Д. В. Безумов[1], С. М. Жолондз[1], А. А. Киреев[1], Г. И. Ованесян[1], В. А. Савин[1,2], О. Е. Смирнов[1]

Поступило 01.03.2023 г.
После доработки 14.04.2023 г.
Принято к публикации 25.04.2023 г.

3D-модель земной коры в зоне сочленения юго-восточной части Евразийского бассейна и шельфа моря Лаптевых построена с использованием новейших сейсмических и гравиметрических данных. В исследуемом регионе мощность консолидированной части земной коры составляет 7–11 км, что может соответствовать как сильно растянутой континентальной, так и океанической коре. Формирование фундамента и осадконакопление в этой области начались, вероятнее всего, в позднеюрское время. Юго-восточная часть Евразийского бассейна тектонически отделена от остального бассейна зоной правого сдвига, смещение по которому происходило на протяжении Палеогена и составило более 100 км.

Ключевые слова: море Лаптевых, Евразийский бассейн, геофизическое моделирование, земная кора, тектоника

DOI: 10.31857/S268673972360039X, **EDN:** WFBSSJ

После завершения первого этапа аэромагнитных съемок и открытия в нем системы линейных магнитных аномалий, характерных для дна океана, Евразийский бассейн рассматривается как классический океанический бассейн [1, 2]. Разработана схема спрединга, согласно которой Евразийский бассейн раскрылся на протяжении кайнозоя [3]. Однако ряд выявленных в последние годы батиметрических, сейсмических, гравитационных и магнитных характеристик дна Евразийского бассейна вступают в противоречие с гипотезой одноэтапного образования бассейна [4, 5], а в юго-восточную его часть по результатам сейсмических исследований протягиваются толщи пород, предположительно, мезозойского возраста [6–8]. Эти данные делают актуальной задачу определения истории образования и характера строения земной коры юго-восточной части Евразийского бассейна.

В 2018–2021 гг. исследуемый регион стал объектом ряда новых сейсмических работ, что сделало возможным произвести новые расчеты и актуализировать ранее построенную 3D-сейсмоплотностную модель строения земной коры региона [9]. На рис. 1 представлена схема изученности региона сейсмическими работами МОВ и МОВ ОГТ, на которой выделены профили, которые стали доступны для актуализации предыдущей модели.

Новые сейсмические данные использованы для подготовки исходной сейсмоплотностной модели строения земной коры региона, последующих расчетов и итерационного подбора модели методом решения прямой задачи гравиразведки в программе Grav3D, а затем для детализации путем инверсии с использованием априорных ограничений в программе Oasis Montaj. По результатам моделирования получены схематические карты и разрезы, характеризующие строение земной коры.

В связи с отсутствием на изучаемой площади картировочного бурения, возраст выделенных осадочных толщ остается дискуссионным, что приводит и к неопределенности в построении тектонической модели развития региона. В большинстве исследований осадочный чехол в регионе подразделяется на три толщи, разграниченные горизонтами RU (23 млн лет), и pCU (65 млн лет). Меньше всего споров о природе и возрасте отражающего горизонта RU в низах верхней толщи. Несогласие, по-видимому, отвечает крупнейшему раннемиоценовому эрозионному перерыву,

[1]*ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия*
[2]*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
*****E-mail: apiskarev@gmail.com*

Рис. 1. Схема сейсмических материалов МОВ и МОВ ОГТ, использованных при построении 3D-сейсмоплотностной модели земной коры. Синим цветом выделены профили, которые использованы при актуализации модели. Пунктирным прямоугольником показана площадь рассчитанной 3D-модели земной коры, A–A' – линия разреза 3D-модели, приведенная на рис. 2.

зафиксированному скважинами на хр. Ломоносова. К этому времени конец олигоцена/ранний миоцен, 23 млн лет назад, относится переориентация арктических плит, сопровождавшаяся постепенным открытием пролива Фрама и повсеместной регрессией уровня моря. Рубеж в 22.5 млн. лет обозначен в работе, детально представляющей историю формирования Норвежско-Гренландского бассейна [10]. С этого времени раскрытие Норвежско-Гренландского бассейна происходит с центром спрединга, переместившимся на хребет Колбенсей.

Возраст горизонта pCU, разделяющего в регионе среднюю и нижнюю толщи, определяется в 65 млн. лет. На ряде сейсмических разрезов выделяется также несогласие, время формирования которого относится, скорее всего, к эоцену. Датировка этого горизонта в диапазоне около 54.9–48.9 млн лет приурочена ко времени, когда в раннем-среднем эоцене отмечен термальный клима-

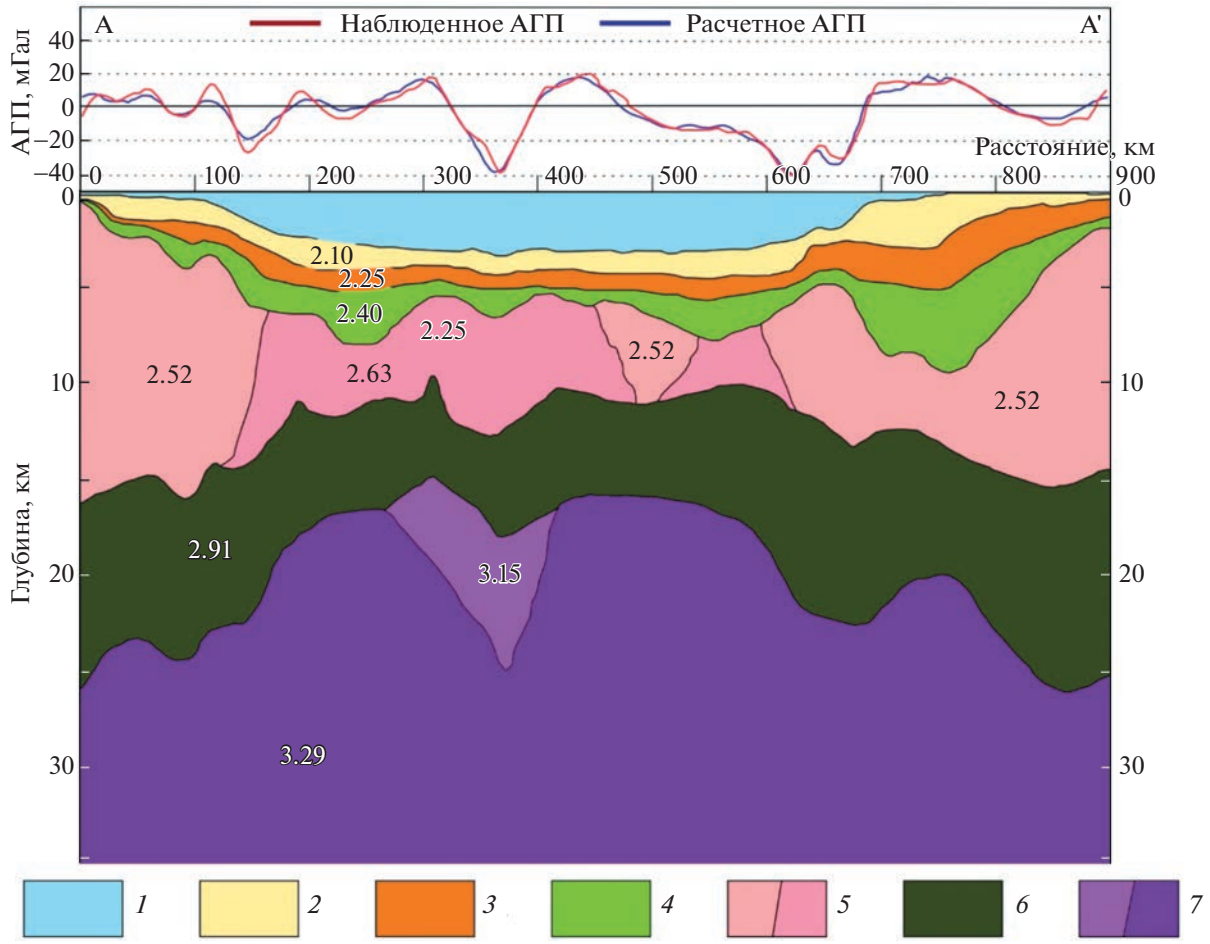


Рис. 2. Разрез по профилю A–A' 3D-модели земной коры в северной части моря Лаптевых (положение см. рис. 1). *1* – морская вода; *2* – верхняя осадочная толща; *3* – средняя осадочная толща; *4* – нижняя осадочная толща; *5* – метаосадочные и кристаллические породы верхней коры; *6* – нижняя кора; *7* – мантия, включая зону разуплотнения под областью активного рифтогенеза.

тический максимум, сопровождавшийся субтропическими условиями формирования осадков с обильным содержанием пресноводных папоротников Azolla. К этому же времени (65–55 млн лет) относится перерыв осадконакопления на островах моря Лаптевых [4].

В последнее время наметилось единообразие и в определении времени начала осадконакопления в регионе, отображаемого на разрезах как поверхность консолидированного фундамента (В). Возраст этого горизонта определен как 125 млн лет [7].

В процессе работы над моделью проверена объективность определения средней плотности выделенных трех осадочных толщ. Проверка осуществлялась на основе известных соотношений между скоростью и плотностью обломочных осадочных толщ [11, 12]. Верхняя толща, располагающаяся в рассматриваемом регионе на глубинах от 0 до 3.3 км, характеризуется средними скоростями сейсмических волн около 2.5 км/с, что соответствует породам с плотностью около 2.10 г/см^3. Средняя толща располагается в диапазоне глубин от 1.4 до 6 км. Она характеризуется средними скоростями около 3.35 км/с, что соответствует породам с плотностью около 2.25 г/см^3. Наконец, нижняя толща, располагающаяся в регионе на глубинах от 1.6 до 10.5 км, характеризуется средней скоростью сейсмических волн около 4.1 км/с, что соответствует плотности 2.40 г/см^3.

Разрез земной коры вдоль профиля A–A' (положение показано на рис. 1), извлеченного из расчетной 3D-модели, показан на рис. 2.

Консолидированный фундамент по окраинам рассматриваемой области Евразийского бассейна представлен, предположительно, складчатыми мезозойскими толщами со средней плотностью 2.52 г/см^3. В глубоководной части Евразийского бассейна под осадочными толщами предполагается существование кристаллического фундамента с плотностью 2.63 г/см^3. Плотность нижней коры составляет, согласно расчетам, 2.91 г/см^3, а

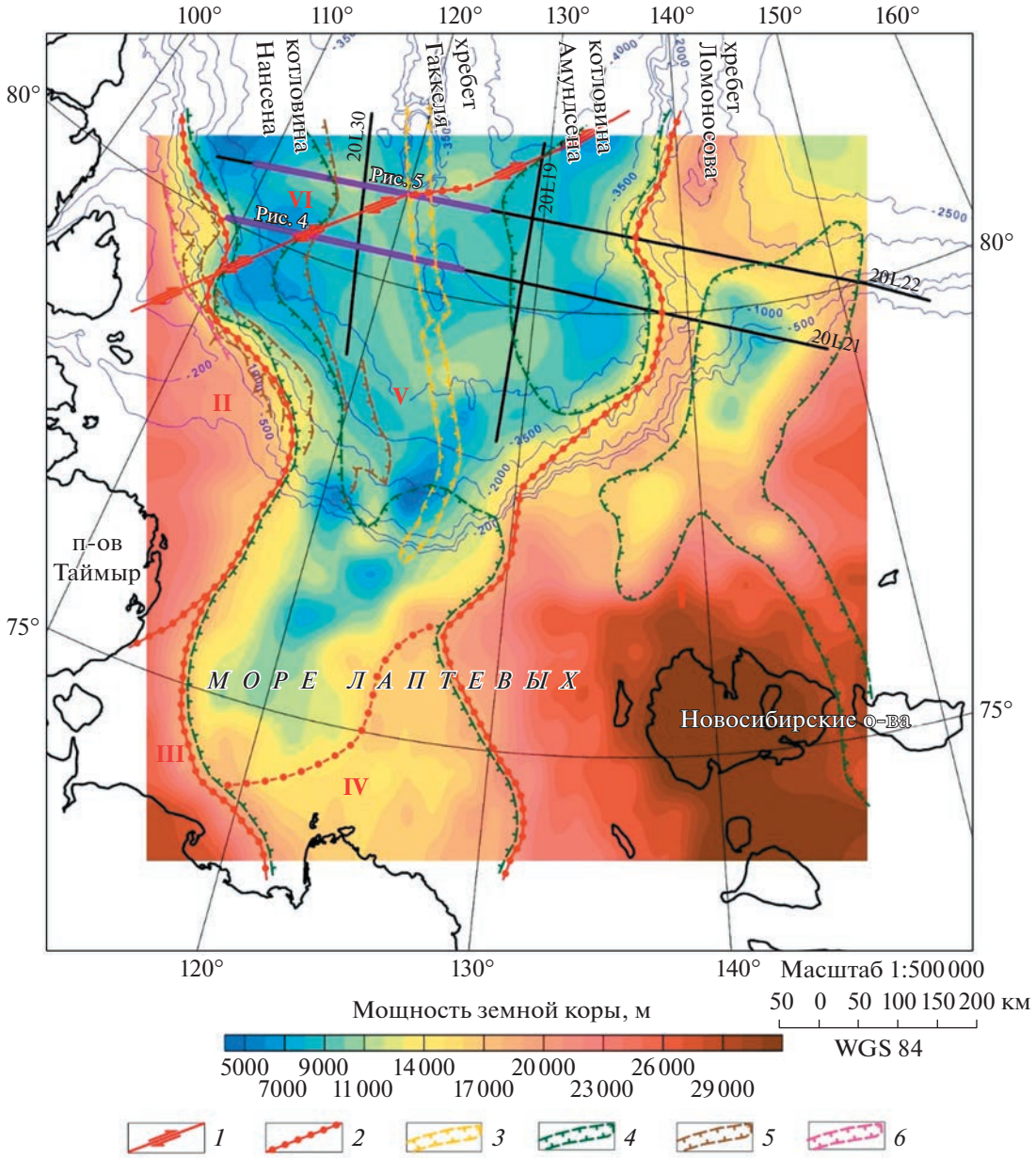


Рис. 3. Схема районирования земной коры в зоне сочленения юго-восточного блока Евразийского бассейна и шельфа моря Лаптевых. Мощность консолидированной части земной коры приведена по данным 3D-сейсмоплотностного моделирования. *1* – Сдвиговая зона на границе разнотипных блоков земной коры; *2* – Границы разнотипных блоков земной коры; *3* – Сейсмоактивная зона современного рифтогенеза; *4* – Границы ареалов юрско-мелового осадконакопления; *5* – Границы ареалов палеогенового осадконакопления в котловине Нансена; *6* – Граница ареала неогенового осадконакопления в котловине Нансена. I – Чукотской складчатой области на докембрийском фундаменте; II – Таймырско-Североземельская позднепротерозойская складчатая область; III – область мезозойских дислокаций докембрийского фундамента; IV – Верхоянская складчатая область; V – растянутая континентальная кора и ареалы мезозойской океанической земной коры; VI – океаническая земная кора.

мантии – 3.29 г/см^3, за исключением клиновидной зоны разуплотнения в современной сейсмоактивной зоне рифтогенеза с подобранной плотностью 3.15 г/см^3.

Для районирования области чрезвычайно важными оказались данные о мощности консолидированной части земной коры в зоне сочленения юго-восточной части Евразийского бассейна и Лаптевского шельфа (рис. 3). Карта мощности консолидированной части земной коры положена в основу приводимой ниже тектонической схемы.

Выделение блоков I (часть Новосибирско-Чукотской складчатой области на докембрийском фундаменте), II (Таймырско-Североземельской

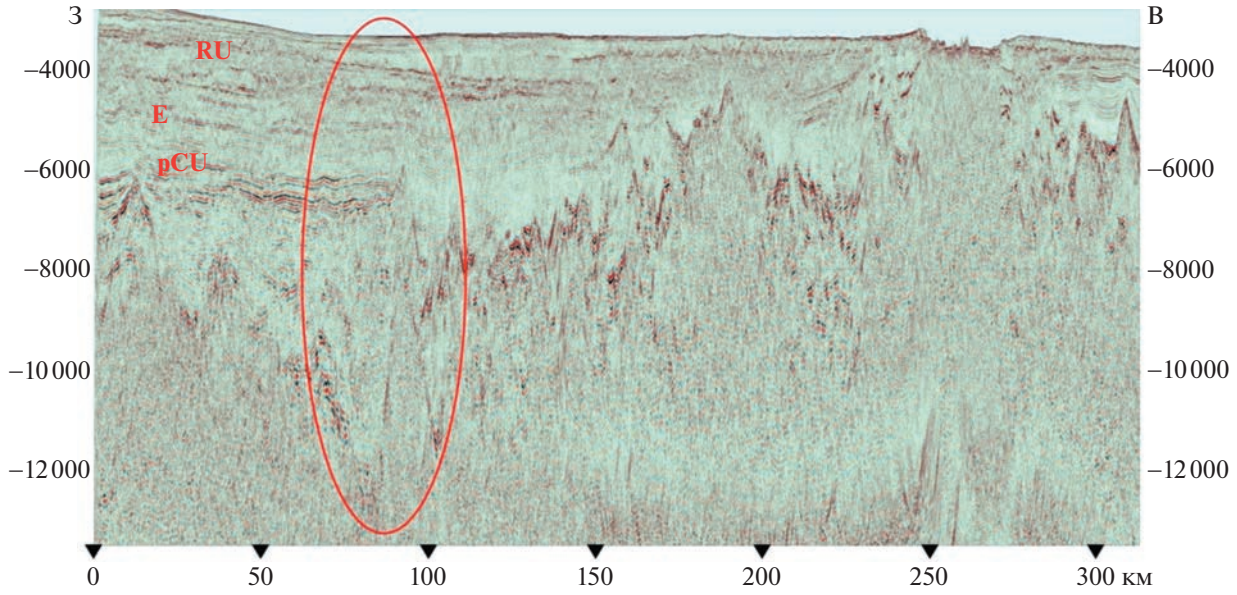


Рис. 4. Фрагмент профиля 20L21. Пересечение контакта (зоны сдвига) блоков земной коры разного типа в котловине Нансена. Положение разреза см. рис. 3.

позднепротерозойской складчатой области) и III (области мезозойских дислокаций докембрийского фундамента, окраины Сибирской платформы) соответствует принятой большинством геологов классификации. Сложнее обстоит с классификацией структур земной коры в центральной части моря Лаптевых. Относительно южной части этой области (IV) можно сказать, что по мощности кристаллической части земной коры, более 15 км, эта область соответствует умеренно растянутой континентальной коре [13]. Что касается северного региона (V), где мощность консолидированной земной коры составляет 7–11 км, то она может включать как ареалы подвергнутой сильному растяжению континентальной коры, так и перекрытую мощным осадочным чехлом кристаллическую океаническую кору мезозойского возраста.

Особый интерес представляет находящаяся на самом севере изучаемого региона область VI. Граница этой области довольно уверенно выделяется на основе анализа аномалий магнитного и гравитационного поля [4]. Но только в результате сейсмических работ 2020 г. были получены доказательства сдвигового характера границы, отделяющей область океанической коры VI от остальной изучаемой площади. По-видимому, эта зона деформации разделяет совершенно разнородные, сформировавшиеся в различные эпохи блоки земной коры.

На рис. 4. представлен фрагмент сейсмического профиля 20L21 (положение см. рис. 3). Пересечение контакта (зоны сдвига) блоков земной коры разного типа в котловине Нансена отмечено на разрезе красным овалом.

В левой части разреза показано наиболее вероятное положение горизонтов RU, E (ранний эоцен) и pCU. В точке пересечения предполагаемой разломной зоны происходит полная смена характера сейсмического разреза, что может быть объяснено наличием сдвига с большой амплитудой перемещения. Как видно на рис. 3, контуры мезозойского бассейна смещены по зоне правого сдвига на 90 и 130 км, а контуры палеогенового бассейна – на 60 и 70 км. Прекращение в палеогене движений в этой зоне подтверждает гипотезу о геодинамической причине такой перестройки [14].

Неогеновые осадочные толщи перекрывают сдвиговою зону без существенных нарушений. Следовательно, можно предположить, что сдвиговая зона перестала “работать” в олигоценовое время.

На профиле 20L22 пересечение контакта (зоны сдвига) блоков земной коры разного типа в котловине Нансена расположено вблизи рифтовой зоны на продолжении хребта Гаккеля (рис. 5).

Мощность осадочного чехла в зоне контакта двух блоков на профиле 20L22 невелика, поэтому сопоставление разрезов по обе стороны от контакта не столь значимо, как на предыдущем профиле. Тем не менее наличие глубоко проникающей дизъюнктивной зоны в точке предполагаемого контакта неоспоримо.

Таким образом, анализ построенной 3D-модели земной коры в зоне сочленения южного блока Евразийского бассейна и шельфа моря Лаптевых

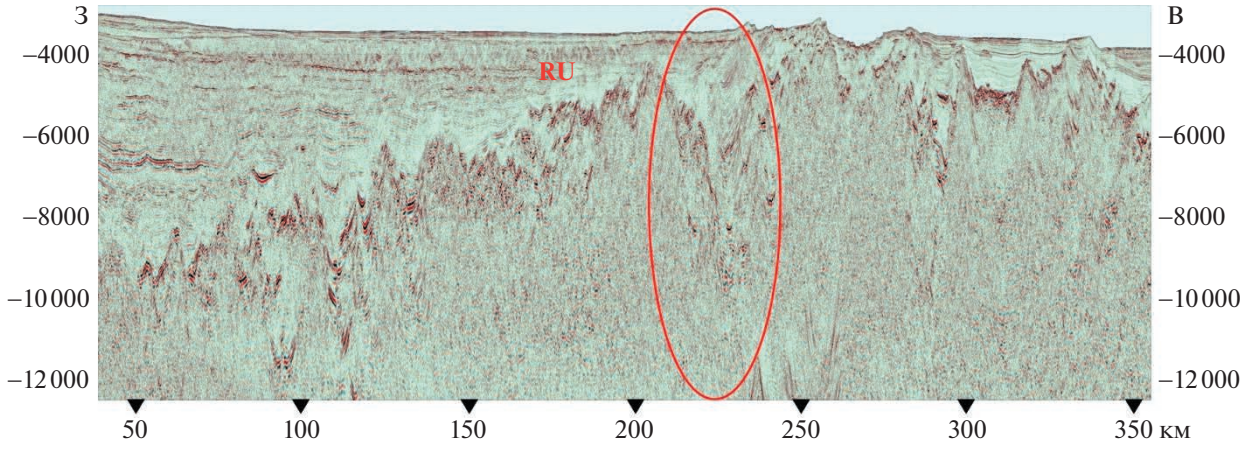


Рис. 5. Фрагмент профиля 20L22. Пересечение контакта (зоны сдвига) блоков земной коры разного типа в котловине Нансена, вблизи рифтовой зоны на продолжении хребта Гаккеля. Положение разреза см. рис. 3.

свидетельствует о коренном отличии геологического строения прилаптевоморской части Евразийского бассейна от остальной его области. В регионе, включающем северо-западную часть моря Лаптевых и юго-восточную часть Евразийского бассейна, формирование фундамента и осадконакопление начались, вероятнее всего, в позднеюрское время, а сам фундамент является либо частью позднеюрского океана (не до конца закрывшегося Южно-Анюйского бассейна), либо областью растянутой в позднеюрское время континентальной коры окраины материка. Юго-восточная часть Евразийского бассейна отделена от остального бассейна зоной правого сдвига, смещение по которому к концу Палеогена составляло более 100 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Карасик А.М.* Основные особенности истории развития и структуры дна Арктического бассейна по аэромагнитным данным // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л.: Недра. 1980. С. 178–193.
2. *Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // Journal of Geophysical Research. 1981. V. 86. P. 6323–6333.
3. *Glebovsky V.Y., Kaminsky V.D., Minakov A.N., Merkur'ev S.A., Childers V.A., Brozena J.M.* Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // Geotectonics. 2006. V. 4. P. 21–42.
4. Арктический бассейн (геология и морфология). Ред. В.Д. Каминский. СПб: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
5. Geologic structures of the Arctic Basin. Ed. Alexey Piskarev, Victor Poselov, Valery Kaminsky. Springer, 2019. 375 p.
6. *Zakharov V.A., Kim B.I., Rogov M.A.* Probable Distribution of Upper Jurassic and Lower Cretaceous Deposits on the Laptev Sea Shelf and Their Petroleum Resource Potential // Stratigraphy and Geological Correlation. 2013. V. 21. № 5. P. 496–514.
7. *Кириллова-Покровская Т.А.* Разработка актуализированной геологической модели моря Лаптевых и сопредельных глубоководных зон для уточненной оценки его углеводородного потенциала // Разведка и охрана недр. 2017. № 10. С. 30–38.
8. *Дараган-Сущова Л.А., Петров О.В., Дараган-Сущов Ю.И., Леонтьев Д.И., Савельев И.Н.* История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. 2020. Т. 84. С. 25–44.
9. *Пискарев А.Л., Аветисов Г.П., Киреев А.А., Казанин Г.С., Поселов В.А., Савин В.А., Смирнов О.Е., Элькина Д.В.* Строение зоны перехода шельф моря Лаптевых– Евразийский бассейн, Северный Ледовитый океан // Геотектоника. 2018. № 6. С. 3–24.
10. *Gernigon L., Franke D., Geoffroy L., Schiffer C., Foulger G.R., Stoker M.* Crustal fragmentation, magmatism, and the diachronous opening of the Norwegian-Greenland Sea // Earth-Science Reviews. 2019. 193.
11. *Barton P.J.* The relationship between seismic velocity and density in the continental crust – a useful constraint? // Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 1986. V. 87. Iss.1. P. 195–208.
12. *Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R.* Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps // Geophysics. 1974. V. 39. P. 770–780.
13. *Пискарев А.Л.* Петрофизические модели земной коры Северного Ледовитого океана. Ред. Ю.Е. Погребицкий. Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология, Т. 203, СПб, 2004, 134 с.
14. *Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шипилов Э.В.* Геодинамические причины возникновения и прекращения кайнозойских сдвиговых деформаций в Хатанга-Ломоносовской разломной зоне (Арктика) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 82–87.

STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST OF THE LAPTEV SEA CONTINENTAL MARGIN AND THE ADJACENT PART OF THE EURASIAN BASIN

A. L. Piskarev[a,b,#], Academician of the RAS V. D. Kaminsky[a], V. A. Poselov[a], D. V. Bezumov[a], S. M. Zholondz[a], A. A. Kireev[a], G. I. Ovanesian[a], V. A. Savin[a,b], and O. E. Smirnov[a]

[a] *All-Russian Institute of Oceanology, Saint-Petersburg, Russian Federation*
[b] *St-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russian Federation*
[#] *E-mail: apiskarev@gmail.com*

A 3D model of the Earth's crust for the Laptev Sea continental margin and the adjacent part of the Eurasian Basin was built using the latest seismic and gravity data. The thickness of the Earth's crust in the research area equals 7–11 km, which corresponds to a highly extended continental or oceanic crust. Basement formation and sedimentation in this area most likely began in the Late Jurassic. The south-eastern part of the Eurasian Basin is separated from the rest of the basin by a dextral shear zone, the displacement along which during the Paleogene was more than 100 km.

Keywords: Laptev Sea, Eurasian Basin, geophysical modeling, Earth's crust, tectonics

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 222–227

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 550.347

ПРИМЕНИМОСТЬ ФУНКЦИЙ ПРИЕМНИКА В ЗОНЕ СУБДУКЦИИ (АВАЧИНСКАЯ БУХТА)

© 2023 г. А. Г. Гоев[1,*], Р. А. Резниченко[1], И. М. Алешин[2]

Представлено академиком РАН А.Д. Гвишиани 03.04.2023 г.
Поступило 03.04.2023 г.
После доработки 04.04.2023 г.
Принято к публикации 04.04.2023 г.

В работе исследуются особенности волновых форм *P*- и *S*-функций приемника, построенных по записям трех компактно расположенных широкополосных сейсмических станций. Станции расположены у Авачинской бухты, вблизи погружающейся части тихоокеанской плиты. Последняя представляет собой наклонный слой с повышенными значениями сейсмических скоростей, который может вызвать формирование сложной картины сейсмических волн и, тем самым, исказить форму функций приемника. Чтобы выявить степень этого влияния, мы вычислили две пары функций приемника. Для расчета первой пары мы использовали события, в которых сейсмические волны прошли через погружающуюся океаническую плиту, а для второй – нет. Показано, что обменные и кратные волны, образованные на границах высокоскоростного слоя, существенно искажают форму *P*-приемных функций, начиная, приблизительно, с 30-й секунды после вступления основной фазы. Существенного влияния субдуцирующей плиты на записи *S*-функций приемника не выявлено. Это эмпирически подтверждает применимость локальных одномерных моделей для интерпретации функций приемника. При этом сейсмический шум, вызванный океанической плитой, ограничивает максимальную глубину таких моделей величиной около 200 км в изучаемом районе.

Ключевые слова: обменные волны, функции приемника, PRF, SRF, зона субдукции, Камчатка
DOI: 10.31857/S2686739723600686, **EDN:** WGHSHY

Активные континентальные окраины привлекают внимание специалистов-геофизиков возможностью изучения современных геодинамических процессов, влияющих на внутренние процессы в геосферах. Одним из таких регионов является Курило-Камчатская зона субдукции, в которой океаническая плита погружается в верхнюю мантию до глубин 600–800 км под углом около 45° (см., напр. [1]). Таким образом, океаническая плита проходит через все основные границы в верхней мантии – границу Мохо, кровлю, а возможно, и подошву зоны фазовых переходов, расположенных на глубинах около 410 и 660 км соответственно.

В настоящее время основными сейсмологическими инструментами изучения глубинного строения Земли являются методы сейсмической томографии и функций приемника. Они активно применяются для изучения тектонически различных регионов Земли (например, [2, 3]). При изучении зон субдукции метод обменных волн обычно применяется в варианте “общей точки обмена” (Common Conversion Point, *CCP*), в котором переход из временного разреза в разрез по глубине требует выбора начальной скоростной модели. Очевидно, что параметры выбранной модели могут существенно повлиять на конечный результат. Кроме того, для получения устойчивых и хорошо разрешенных результатов методом *CCP* необходимы плотные сети широкополосных сейсмических станций, далеко не всегда доступные в исследуемом регионе. В этом случае глубинное скоростное строение земной коры и верхней мантии можно определить классическим методом функций приемника в его современной модификации (см. статью [4] и ссылки в ней). Метод используют для изучения регионов с различным геодинамическим режимом по данным, в том числе, одиночных сейсмических станций (см., например, [5, 6]), что, впрочем, не исключает его применения и для пространственно распределенной группы станций (см., например, [7, 8]). Однако применимость этого подхода в непосредственной близости от зоны субдукции требу-

[1]*Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского Российской академии наук, Москва, Россия*
[2]*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия*
*****E-mail: andr.goev@gmail.com*

Таблица 1. Основные характеристики сейсмических станций и количество отобранных функций приемника

Название	Код станции	Lat	Lon	Датчик	Полоса пропускания (Гц)	Год открытия	PRF	SRF
Дальний	DAL	53.03	158.75	CMG6TD	0.03–100	2009	119	34
Институт	IVS	53.06	158.60	CMG3TB	0.03–50	2007	130	166
Петропавловск	PET	53.02	158.64	STS-1	0.002–10	1993	402	333

ет дополнительного обоснования. Дело в том, что в рассматриваемой модификации метода скоростная структура под станцией определяется обращением волновых форм обменных волн (т.е. решается обратная задача), которое производится в рамках латерально однородной модели. Чаще всего принимается, что непосредственно под станцией среда может быть описана слоистой пачкой на полупространстве. Это позволяет обратить волновые формы в глубинный скоростной разрез, используя эффективные матричные методов расчета прямой задачи. Цель нашего исследования состоит в эмпирическом изучении влияния погружающейся океанической литосферы (слэба) на волновые формы функций приемника и получить аргументы в пользу применимости одномерных скоростных моделей для описания строения среды вблизи субдуктирующей плиты.

В основе методики функций приемника лежит использование данных об обменных волнах от удаленных сейсмических событий. Метод обычно разделяют на две составляющие по типам используемых обменных фаз – *P*-функция приемника (или *PRF*) использует обменные и кратные волны *P*-*S* (*Ps*) и, соответственно, *S*-функция приемника (или SRF), использующая обменные и кратные волны *S*-*P* (*Sp*) [9, 10]. Для получения индивидуальных функций приемника мы использовали подход, многократно апробированный и детально описанный в литературе [4, 11]. Кратко остановимся только на наиболее важных аспектах методики. Сейсмические события отбираются в соответствии с эпицентральными расстояниями, для *PRF* диапазон эпицентральных расстояний составляет 40–100°, для SRF – 65–100°. Для получения параметров анализируемых событий (времени в очаге, глубины и координат) использовался каталог Global Centroid Moment Tensor Catalog (*CMT*) [12, 13]. Эмпирически установлено, что события с магнитудой менее 5.5 чрезвычайно редко пригодны для построения функций приемника. Потому землетрясения с меньшими магнитудами в обработке не участвовали. Для дальнейшего анализа отбирались события с импульсной формой колебания первой падающей волны (*P* для *PRF* и *S* для *SRF* соответственно) и высоким отношением сигнал/шум (3 и более). Для получения индивидуальных функций приемника к отобранным событиям применялся набор стандартных процедур, включающий в себя переход в лучевую систему координат, деконволюцию и частотную фильтрацию [4].

Мы использовали сейсмограммы трех широкополосных сейсмических станций, расположенных в районе Авачинской бухты полуострова Камчатка. Расстояние от них до начала зоны погружения океанической плиты составляет около 200 км. Основные характеристики сейсмических станций, а также количество отобранных индивидуальных функций приемника, приведено в табл. 1. Станции удалены друг от друга на расстояния, не превышающие 20 км, что сравнимо с радиусом первой зоны Френеля на анализируемых периодах. Это позволяет, при расчете *P*- и *S*-функций приемника, объединить данные всех трех станций.

Исходный набор функций приемника составил 651 PRF и 533 SRF. Чтобы выделить влияние субдуцирующей плиты, весь имеющийся комплект индивидуальных данных был разделен по азимутам[1] в соответствии с азимутом простирания слэба, составляющим около 30°. Таким образом, эпицентр событий, сейсмические волны от которых не проходят через погружающуюся плиту, находятся в диапазоне азимутов 0–20° и 220–360°, тогда как волны от событий, пришедших с азимутов 40–200°, должны проходить через слэб и испытывать его влияние. С целью исключения возможных ошибок, события с азимутов 20–40° и 200–220° были удалены из рассмотрения. Распределение эпицентров использованных событий показано на рис. 1. В исходные выборки вошли 359 PRF и 410 SRF для группы событий, волны от которых прошли через слэб и 215 PRF и 90 SRF для группы записей, не испытывающих влияния слэба.

Для обнаружения обменных волн от изучаемых сейсмических границ с использованием обменных волн P-S, индивидуальные PRF суммируются с поправками, которые зависят от параметра луча данной падающей волны и глубины границы обмена. На практике суммарные трассы

[1] Далее, для краткости, под азимутом мы имеем в виду обратный азимут – азимутальный угол, отсчитанный от сейсмостанции на источник.

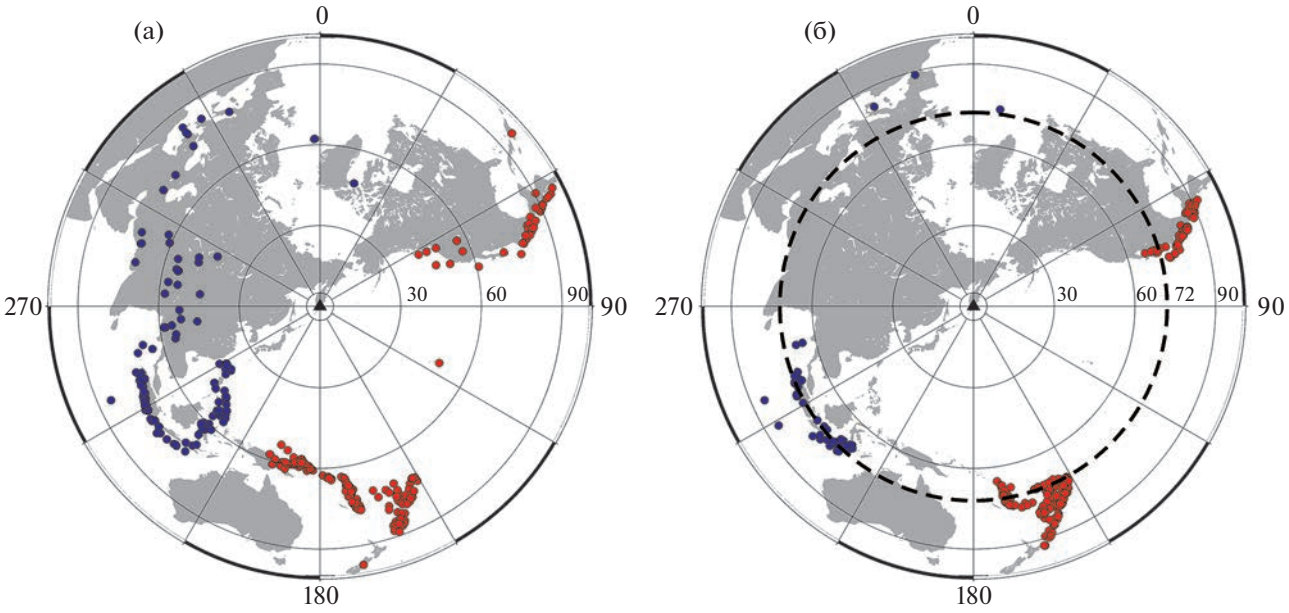


Рис. 1. Распределение эпицентров использованных событий для PRF (а) и SRF (б). Синими кружками отмечены отобранные события, сейсмические волны от которых не прошли через субдуктирующую плиту, красными – те, которые прошли через нее. Расположение станций показано черным треугольником. Пунктирным кругом на (б) показано эпицентральное расстояние, являющееся предельным для формирования обменной *S*-*P*-волны от границы 410 на SRF.

рассчитываются для многих предполагаемых глубин конверсии. Все события приводятся к одним значениям параметра луча – 6.4 с/град, а затем для каждой целевой глубины и для каждого события рассчитываются индивидуальные временные поправки, на которые “сдвигается” сейсмограмма перед суммированием. Процесс суммирования индивидуальных SRF несколько отличается и включает в себя присвоение каждой из записей весовых коэффициентов за уровень сейсмического шума и за отклонение поляризации данной S-волны от плоскости P-SV, с последующим суммированием относительно некоего (обычно среднего по выборке) эпицентрального расстояния [11]. Важным маркером качества полученных функций приемника является выделение обменных волн зоны фазовых переходов верхней мантии на глубинах около 410 и 660 км. Кроме того, анализ амплитуд и времен вступлений этих фаз представляет и самостоятельный интерес (например, см. [14]).

На рис. 2 а приведены трассы стека, построенные по волнам, не прошедшим через слэб. Аналогичное построение для волн, пересекающих слэб, изображено на рис. 2 б. Обращает на себя внимание отсутствие на рис. 2 б обменных волн от границ 410 и 660 км, тогда как на рис. 2 а эти фазы видны отчетливо, имеют характерные амплитуды (0.04 и 0.03), времена вступления (43.4 с и 68.7 с) и глубины фокусировки (400 и 640 км). С большой вероятностью можно предположить, что волны, генерируемые на контрастных границах кровли и подошвы слэба, создают шум, которые маскируют сигналы от границ зоны фазовых переходов. Важно, что влияние слэба проявляется на всех трассах стека, начиная, приблизительно, с 30-й секунды после первого вступления P-волны.

Стеки, полученные суммированием индивидуальных *SRF* для обеих групп данных, приведены на рис. 3. Как и на предыдущем рисунке, волнам, прошедшим через слэб, соответствует панель “б”. На рисунке отсутствует регулярный сигнал, который можно было бы однозначно связать с наличием контрастного слоя. Вместе с тем на стеке отчетливо выделяется обменная волна *Sp* от границы 410 км. Отсутствие этой волны на стеке, полученных по волнам, не пересекающих зону субдукции, объясняется распределением эпицентральных расстояний событий, использованных при его построении. Нетрудно убедиться, что в Земле обменные волны *Sp* от границы 410 км не формируются на эпицентральных расстояниях меньше 72°. В данном же случае только 30 событий удалены на расстояние более 72°, и только 5 имеют эпицентральные расстояния более 75° (см. рис. 1 б).

Важной особенностью метода функций приемника является возможность получения устойчивых скоростных моделей земной коры и верхней мантии вплоть до глубин порядка 300 км. Зависимости от глубины абсолютных значений упругих параметров среды под станцией получают обращением волновых форм функций приемника и сопутствующих данных. Объем вычисле-

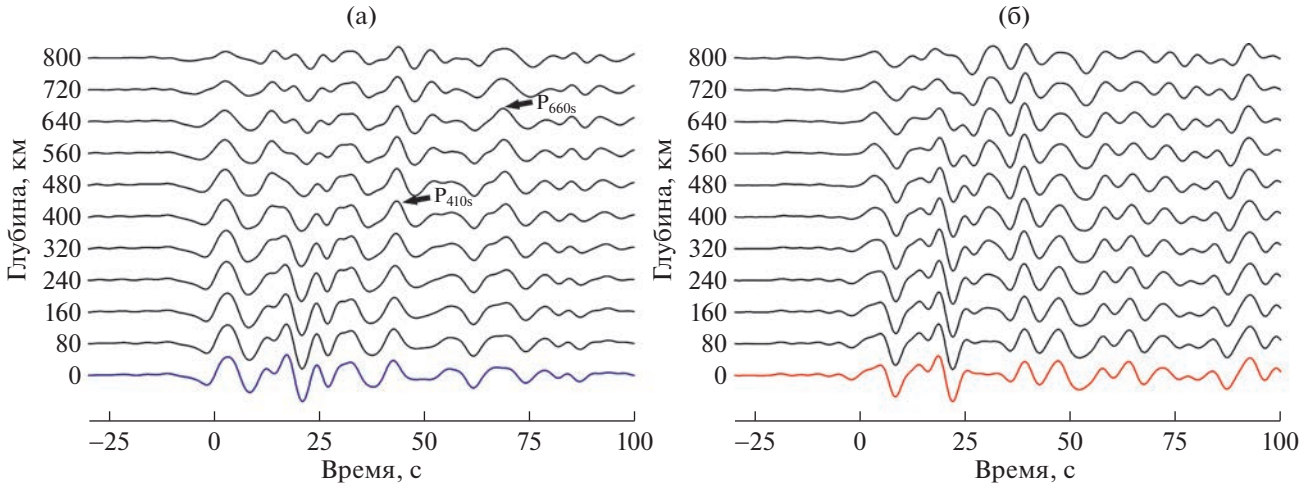


Рис. 2. Стеки, полученные суммированием индивидуальных PRF по записям волн, не прошедших через слэб (а) и прошедших через него (б). На (а) выявлены и показаны вступления обменных волн от границ 410 км (P410s) и 660 км (P660s). Цветом показаны трассы, соответствующие дневной поверхности и участвующие в инверсии.

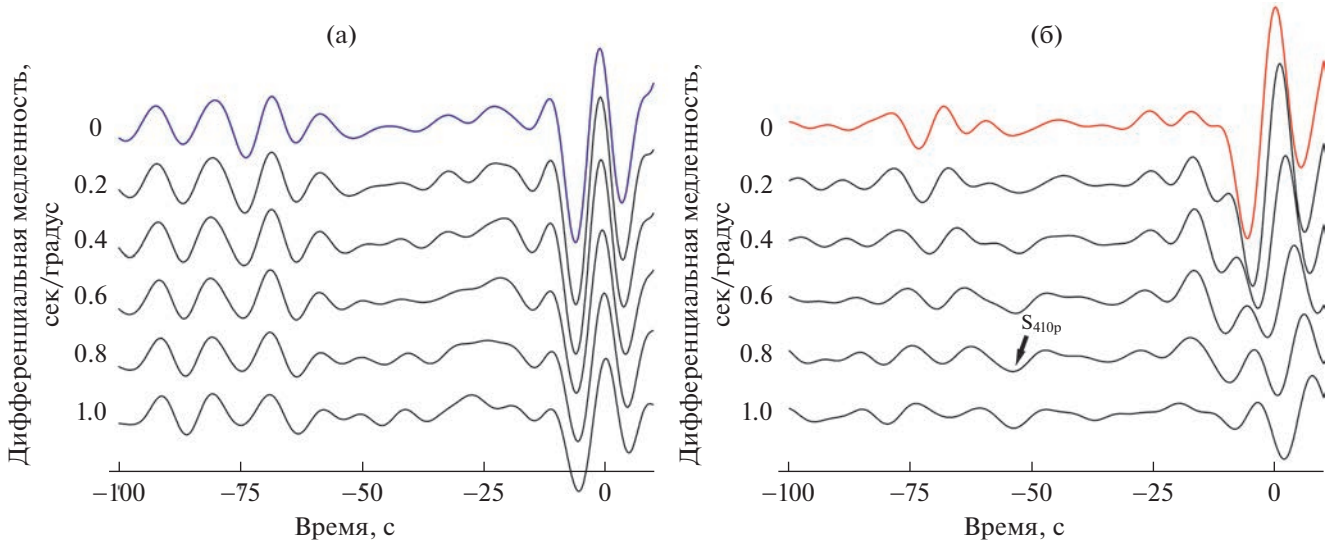


Рис. 3. Стеки, полученные суммированием индивидуальных SRF по записям волн, не прошедших через слэб (а) и прошедших через него (б). На (б) уверенно выявляется волна, отвечающая границе 410 км (S410p). Цветом показаны трассы, соответствующие дневной поверхности и участвующие в инверсии.

ний, сопутствующий решению обратной задачи, позволяет получить решение только в терминах латерально однородных моделей среды. При изучении зон субдукции корректность такого приближения не очевидна и требует дополнительного обоснования, например, с привлечением численного моделирования. Однако качественные, эмпирические оценки можно сделать на основе анализа полученных волновых форм. На рис. 4 приведены трассы стеков, отвечающие дневной поверхности (трассы “0” на стеках на рис 2 и 3). На обеих панелях синим цветом показаны суммарные функции приемника для волн, не прошедших через слэб, красным – прошедших через него. На рис. 4 а видно, что существенные отличия записей *PRF* начинаются приблизительно с 30-й секунды. При этом на записях SRF сейсмический шум, вызванный наличием слэба, отсутствует (рис. 4 б). Как отмечалось выше, это определяется особенностями генерации сейсмических волн на границах субдуцирующей плиты. Важно, что вне регулярной помехи, создаваемой слэбом, волновые формы обменных волн как PRF, так и SRF подобны в интересующем нас диапазоне времени: от –5 с до 35 с для *PRF* и от –35 с до 5 с для *SRF*, в пределах которых произво-

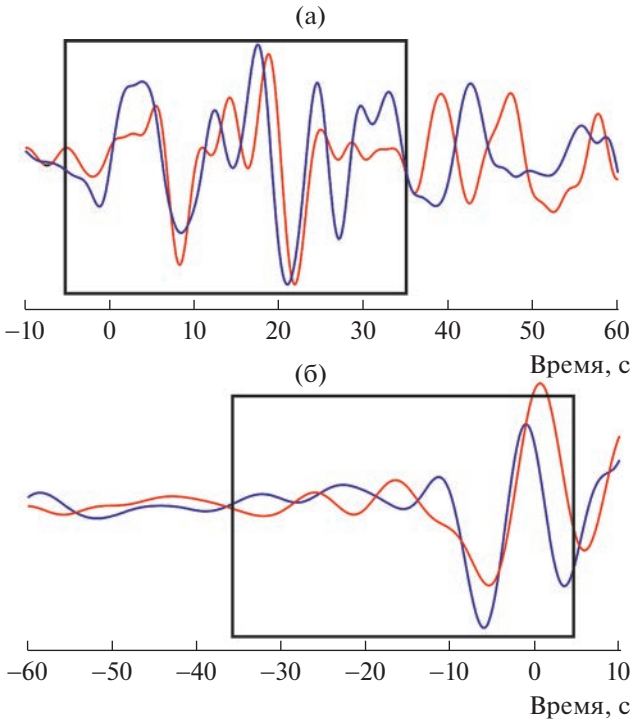


Рис. 4. Суммарные P- (а) и S-функции (б) приемника, полученные суммированием волн, прошедших через слэб (красным) и не прошедших через него (синим). Рамками выделены временные интервалы, в пределах которых осуществляется инверсия.

дится инверсия [15]. Подобие волновых форм свидетельствует в пользу принципиальной применимости локальных одномерных моделей для интерпретации данных. В то же время отличие в деталях говорит о необходимости использования различных моделей для описания волн, пришедших с разных азимутов. Зашумленность сигнала *PRF* после 30 с после первого вступления первой падающей волны ограничивают максимальную глубину скоростного разреза величиной около 200 км.

Суммируя полученные результаты, можно сделать вывод о принципиальной возможности применения метода функций приемника для восстановления глубинного скоростного строения земной коры и верхней мантии в зонах субдукции. Как показывает анализ суммарных PRF и SRF, зарегистрированных в районе Авачинской бухты (около 200 км от зоны погружения океанической плиты), регулярный сейсмический шум, связанный со слэбом, проявляется на *P*-функции приемника, начиная с 28–30-й секунды, практически не оказывая влияния на форму S-приемных функций.

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке – “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственных заданий ИДГ РАН (№ 122040400015-5) и ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л., Бушенкова Н.А., Яковлев А.В.* Форма слэбов в зонах субдукции под Курило-Камчатской и Алеутской дугами по данным регионально томографии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 6. С. 830–851.
2. *Kim H.J., Kawakatsu H., Akuhara T., Shinohara M., Shiobara H., Sugioka H., Takagi R.* Receiver function imaging of the amphibious NE Japan subduction zone–Effects of low-velocity sediment layer // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2021. V. 126.
3. *Zhao D., Fujisawa M., Toyokuni G.* Tomography of the subducting Pacific slab and the 2015 Bonin deepest earthquake (Mw 7.9) // Sci. Rep. 2017. V. 7. № 44487.
4. *Винник Л.П.* Сейсмология приемных функций // Физика Земли. 2019. № 1. С. 16–27.
5. *Vinnik L.P., Oreshin S.I., Makeyeva L.I.* Siberian Traps: Hypotheses and Seismology Data // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2017. V. 53. № 3. P. 332–340.
6. *Goev A.G., Sanina I.A., Oreshin S.I., Reznichenko R.A., Tarasov S.A., Fedorov A.V.* Receiver-Function Velocity Structure of the Lithosphere beneath the Khibiny and Lovozero Massifs, Northeastern Baltic Shield // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2021. V. 57. № 5. P. 605–613.
7. *Vinnik L.P., Reigber C., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oreshin S.I., Roecker S.* Receiver function tomography of the central Tien Shan // Earth and Planetary Science Letters. 2004. Iss. 1–2. V. 225. P. 131–146.
8. *Kraft H.A., Vinnik L.P., Thybo H.* Mantle transition zone beneath central-eastern Greenland: Possible evidence for a deep tectosphere from receiver functions // Tectonophysics. 2018. V. 728–729. P. 34–40.
9. *Kosarev G., Oreshin S., Vinnik L., Kiselev S., Dattatrayam R., Suresh G., Baidya P.* Heterogeneous lithosphere and the underlying mantle of the Indian subcontinent // Tectonophysics. 2013. V. 592. P. 175–186.
10. *Oreshin S., Kiselev S., Vinnik L.K. Prakasam Surya, Shyam S. Rai, Makeyeva L., Savvin Y.* Crust and mantle beneath western Himalaya, Ladakh and western Tibet from integrated seismic data // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 271. P. 75–87.
11. *Farra V., Vinnik L.* Upper mantle stratification by P- and S-receiver functions // Geophys. J. Int. 2000. V. 141. P. 699–712.
12. *Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H.* Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 2825–2852.

13. *Ekstrom G., Nettles M., Dziewonski A.M.* The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13017 earthquakes // Phys. Earth Planet. Inter. 2012. V. 200–201. P. 1–9.
14. *Agius M.R., Rychert C.A., Harmon N., Tharimena S., Kendall J.M.* A thin mantle transition zone beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge // Nature. 2021. V. 589. P. 562–566.
15. *Алешин И.М.* Построение решения обратной задачи по ансамблю моделей на примере инверсии приемных функций // Докл. РАН. Науки о Земле. Т. 496. № 1. 2021. С. 63–66.

RELEVANCE OF RECEIVER FUNCTION TECHNIQUE IN SUBDUCTION ZONE (AVACHA BAY)

A. G. Goev[a,#], R. A. Reznichenko[a], and I. M. Aleshin[b]

[a]*Sadovskiy Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[b]*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[#]*E-mail: andr.goev@gmail.com*

Presented by Academician of the RAS A.D. Gvishiani April 3, 2023

This paper elaborates on specific aspects of P- and S-receiver functions. The functions that are researched in this paper were calculated using waveforms obtained by three adjacent broadband seismic stations within the Avacha bay area in proximity to the subduction zone of the Pacific plate. The subduction zone in seismological context manifests as a layer of high seismic velocities, which are known to introduce a level of distortion to the receiver functions. To specify the level of this effect we parsed through two sets of P and S receiver functions in this research. The first set contains events that pass through and theoretically are affected by the subduction zone of the Pacific plate and the second set contains events that do not. The paper demonstrates that converted waves and their multiples formed at the boundaries of the high-velocity layer significantly affect P-receiver functions starting with 30-th second after the primary phase. However, no notable effects on S-receiver functions were revealed. Thus, we empirically confirm that [at least in the investigated area] local single-dimensional models are valid to be used for the inversion of the receiver functions to the depth of up to 200 km after which point the seismic noise produced by the subducting plate effectively limits the applicability of such models.

Keywords: converted waves, receiver function, PRF, SRF, subduction zone, Kamchatka

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 228–235

СЕЙСМОЛОГИЯ

УДК 551: 550.34

КАРАМАНМАРАШСКИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2023 Г. В ТУРЦИИ: СЕЙСМИЧЕСКОЕ ДВИЖЕНИЕ ПО СОПРЯЖЕННЫМ РАЗЛОМАМ

© 2023 г. Член-корреспондент РАН С. А. Тихоцкий[1,*], Р. Э. Татевосян[1], Ю. Л. Ребецкий[1], А. Н. Овсюченко[1], А. С. Ларьков[1]

Поступило 24.04.2023 г.
После доработки 25.04.2023 г.
Принято к публикации 25.04.2023 г.

Землетрясения в Турции (провинция Караманмараш) в феврале 2023 г. не укладываются в привычную последовательность: главный толчок – афтершоки. Согласно статистическому закону Бота магнитуда сильнейшего афтершока ожидается на единицу меньше магнитуды главного толчка. Между тем для последовательности толчков в Турции эта разница составляет всего 0.1. В турецких публикациях первое из сильнейших землетрясений называется Пазарджикским (Mw = 7.8), а второе – Эльбистанским (Mw = 7.7). Каждое из этих землетрясений породило свою систему поверхностных разрывов и афтершоковые последовательности, по-разному ориентированные в пространстве. Цель исследования – оценить, обусловлено ли возникновение второго землетрясения полем напряжений, существовавшим ранее, или оно возникло вследствие главного толчка. Если реализован второй сценарий, это значит, что поле напряжений может меняться в окрестности сильного землетрясения почти мгновенно (разница во времени между землетрясениями менее 9 ч).

Ключевые слова: землетрясение, сейсмический очаг, сейсмология, тектонофизика, сейсмотектоника, активные разломы, Турция, Караманмараш

DOI: 10.31857/S2686739723600765, **EDN:** WGONHT

Землетрясения в Турции (провинция Караманмараш) в феврале 2023 г. не укладываются в привычную последовательность: главный толчок – афтершоки. Согласно статистическому закону Бота [1] магнитуда сильнейшего афтершока ожидается на единицу меньше магнитуды главного толчка. Между тем для последовательности толчков в Турции эта разница составляет всего 0.1. В турецких публикациях первое из сильнейших землетрясений называется Пазарджикским (Mw = = 7.8), а второе – Эльбистанским (Mw = 7.7) [2, 3]. Каждое из этих землетрясений породило свою систему поверхностных разрывов и афтершоковые последовательности, по-разному ориентированные в пространстве. Цель исследования – оценить, обусловлено ли возникновение второго землетрясения полем напряжений, существовавшим ранее, или оно возникло вследствие главного толчка. Если реализован второй сценарий, это значит, что поле напряжений может меняться в окрестности сильного землетрясения почти мгновенно (разница во времени между землетрясениями менее 9 ч).

[1]*Институт физики Земли Российской академии наук, Москва, Россия*

*****E-mail: direction@ifz.ru*

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Очаги Караманмарашских землетрясений связаны с границей Аравийской и Анатолийской плит (рис. 1). На рисунке показаны только активные разломы, которые в базе данных [4] классифицированы как надежно идентифицированные.

Граница блоков трассируется Восточно-Анатолийской зоной разломов – крупнейшей структурой протяженностью около 600 км, реализующая до 2/3 общего смещения между Аравийской плитой и Анатолийским блоком Альпийско-Гималайского пояса [7]. Активность разлома подтверждается оценкой скорости левого сдвига за последние 4 млн лет в 8 мм/год [8], а за последние 0.9–0.8 млн лет – 13–15 мм/год [9].

СЕЙСМИЧНОСТЬ

За инструментальный период наблюдений сильнейшее землетрясение на Северо-Анатолийском разломе имело магнитуду Mw = 7.8 – Эрзинджан, 1939 г. (рис. 2), но в пределах Восточно-Анатолийских разломов сейсмических событий с Mw ≥ 7.0 не было известно. Здесь происходили землетрясения в интервале магнитуд от 6.0 до 6.8 в 1986, 2003, 2010 и 2020 г. Эпицентры располагаются в среднем на расстоянии 100 км друг от друга

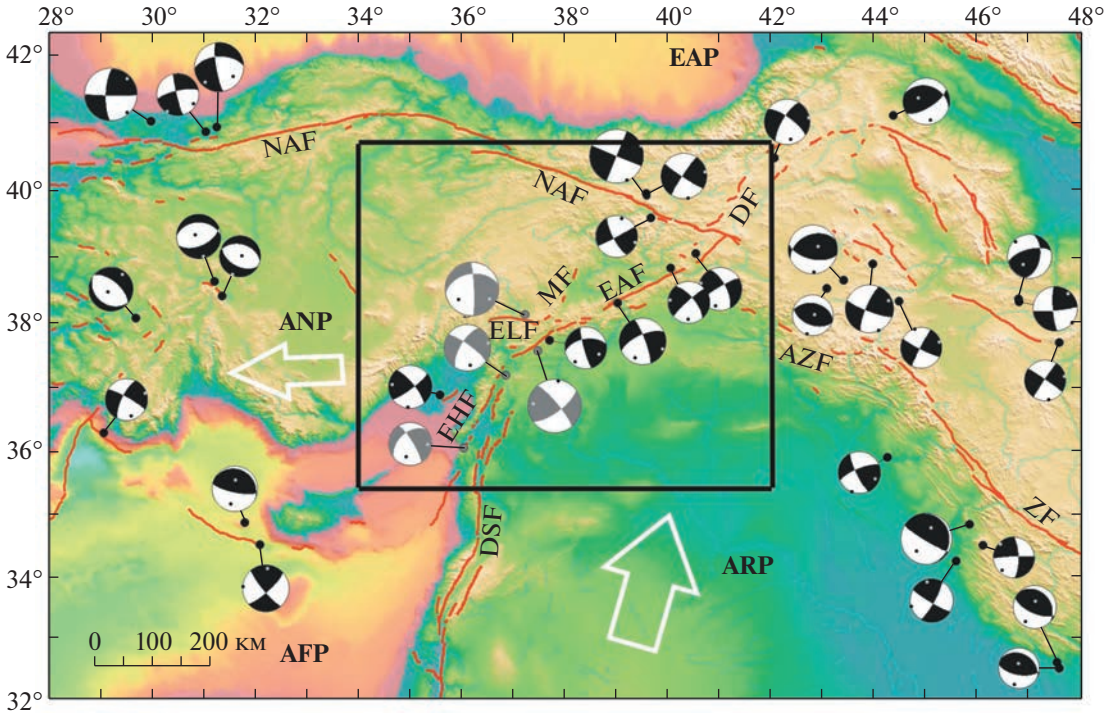


Рис. 1. Сейсмотектоническое положение очагов землетрясений в феврале 2023 г. в Турции. Основные структуры. Плиты: Анатолийская (ANP), Аравийская (ARP), Африканская (AFP), Евразийская (EAP); разломы: Северо-Анатолийский (NAF), Восточно-Анатолийский (EAF), Мертвого моря (DSF), Думлу (DF), Анатолийско-Загросский (AZF), Загросский (ZF), Восточно-Хатайский (EHF), Каратас–Туркоглу (KTF), Догансехир (DGF), Элбистан (ELF), Малатия (MF). Белые стрелки показывают направление движения плит. Черные точки – эпицентры землетрясений с Mw ≥ 6.0; закрашенные круги – механизмы очагов (закрашена область растяжения; для февральских землетрясений область растяжения закрашена серым). Механизмы по данным CMT [5]; GEM [6], USGS (https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search). Область в квадрате более детально показана на рис. 2.

вдоль восточного сегмента зоны Восточно-Анатолийских разломов; в западном сегменте, где происходит сочленение с зоной трансформных разломов Мертвого моря (DSF), сильных землетрясений не отмечено. Нет их и в зоне разлома Догансехир (DGF), где расположен очаг второго сильного (Mw = 7.7) землетрясения (номер 3 на рис. 2). Эпицентр 1986 г. располагается непосредственно в очаговой области главного толчка февральского землетрясения, являясь, в некотором смысле, его “репетицией”.

ГЛАВНЫЙ ТОЛЧОК И АФТЕРШОКИ

Главный толчок и афтершоки полностью заполнили брешь в сейсмичности, которая существовала в западном сегменте Восточно-Анатолийских разломов (рис. 3). Следует отметить афтершоки, расположенные на удалении 200–300 км от их основной массы, в районе сочленения Восточно-Анатолийской зоны разломов с горной системой Загроса (AZF) и дальше на северо-восток до пересечения с Северо-Анатолийской зоной (NAF), где располагался очаг землетрясения с Mw = 6.1 в мае 2003 г.

Оба землетрясения с Mw = 7.8 и Mw = 7.7 моделируются как сложные очаги, состоящие из трех субисточников каждый (USGS). Однако развитие подвижки в очагах этих землетрясений существенно различается. При главном толчке первый субочаг относительно небольшой (длина менее 50 км, величина подвижки менее 1 м). Максимальное движение произошло в третьем субочаге: длина разрыва 175 км, величина максимальной подвижки почти 8 м. Максимальное количество сейсмического момента приходятся с 20 по 30 секунды после начала процесса вспарывания. Эльбистанское землетрясение сразу началось с самого большого субочага протяженностью 75 км, в котором реализовалась максимальная подвижка 12 м; максимальный момент выделился с 7 по 12 секунды.

РАЗРЫВЫ НА ПОВЕРХНОСТИ

Очаги Караманмарашских землетрясений образовали поверхностные разрывы (рис. 2). На момент составления схемы сейсмотектонические разрывы картированы по дистанционным данным, как путем прямого выявления свежих раз-

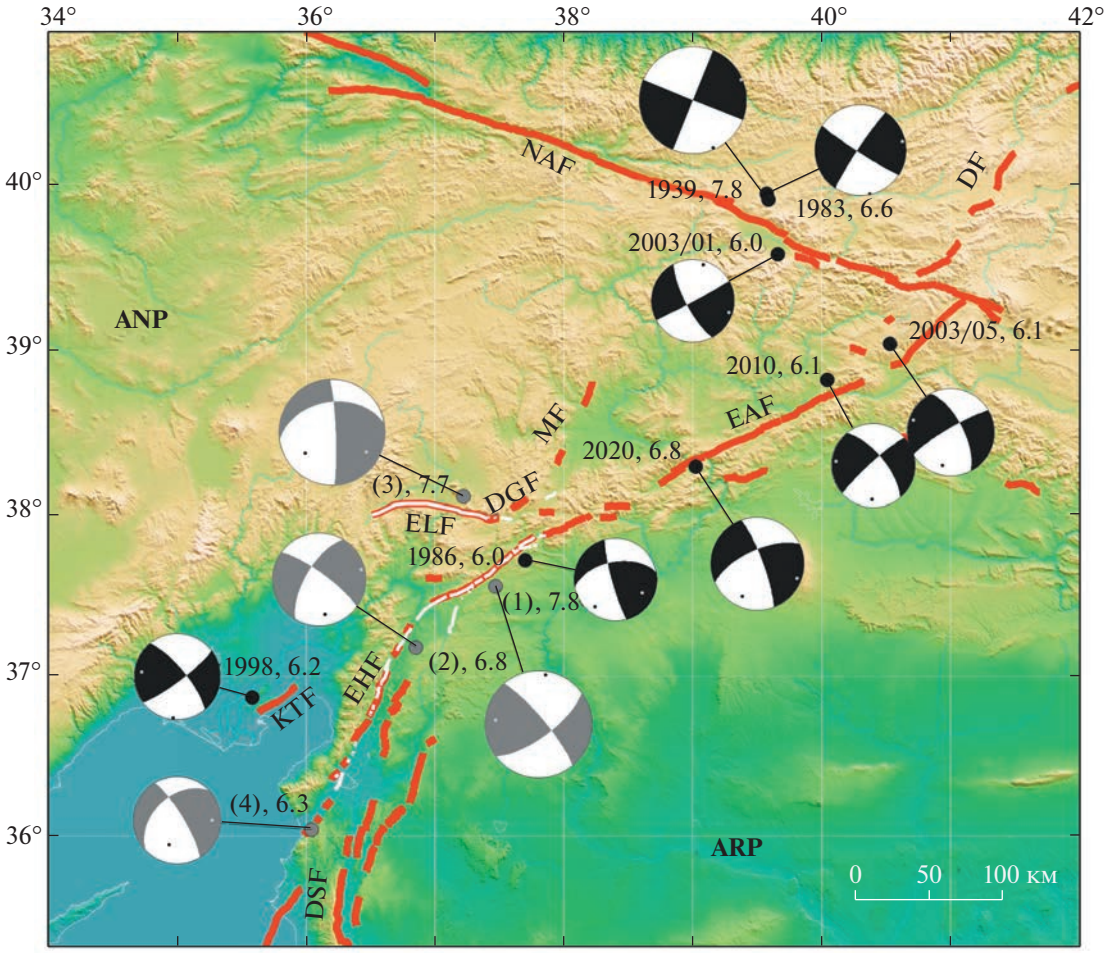


Рис. 2. Активные разломы (красные линии) и косейсмичные разрывы (белые) на поверхности. Обозначения даны на рис. 1. Приведены годы событий и магнитуды. Для февральских землетрясений в скобках указан номер (1 – главный толчок).

рывов [10, 11], так и с помощью моделирования данных радарной космической съемки [11].

Кинематика косейсмических разрывов первого, Пазарджикского землетрясения, соответствует решению механизма очага и представляет собой левый сдвиг северо-восточного простирания. Оценки длины системы разрывов – от 240 км [10] до 320 км [11]. Структурный рисунок системы разрывов сложный. В районе инструментального эпицентра происходит изгиб ориентировки системы разрывов с близмеридиональной (ССВ) на северо-восточную. Здесь же появляется обособленная, короткая ветвь субмеридионального (ССВ) простирания. Максимальные горизонтальные смещения по основному сегменту варьируют от 4 [10] до 7 м [2, 3]. Вертикальное смещение составляет 1–2 м, поднято восточное крыло [3]. Очаг землетрясения охватил не менее трех ранее выделенных сегментов Восточно-Анатолийской зоны разломов и короткий участок на северном окончании зоны трансформных разломов Мертвого моря.

Очаг второго, Эльбистанского землетрясения с магнитудой 7.7 (номер 3 на рис. 2) охватил не менее двух сегментов активных разломов. Восточное окончание системы разрывов не согласуется с известными активными разломами. Общее простирание системы – субширотное, длина – около 135 км [10]. Максимальная величина левого сдвига по основному сегменту составила 8.5 м [10].

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ

Инверсия напряжений выполнена по данным о механизмах очагов землетрясений из каталогов международных и региональных сейсмологических центров ([5, 6] ESMC (www.emsc.eu); KOERI (http://www.koeri.boun.edu.tr); ГС РАН (http://www.admobninsk.ru)), произошедших с 1951 до конца 2022 г. Для расчета кулоновых напряжений при оценке потенциальной опасности

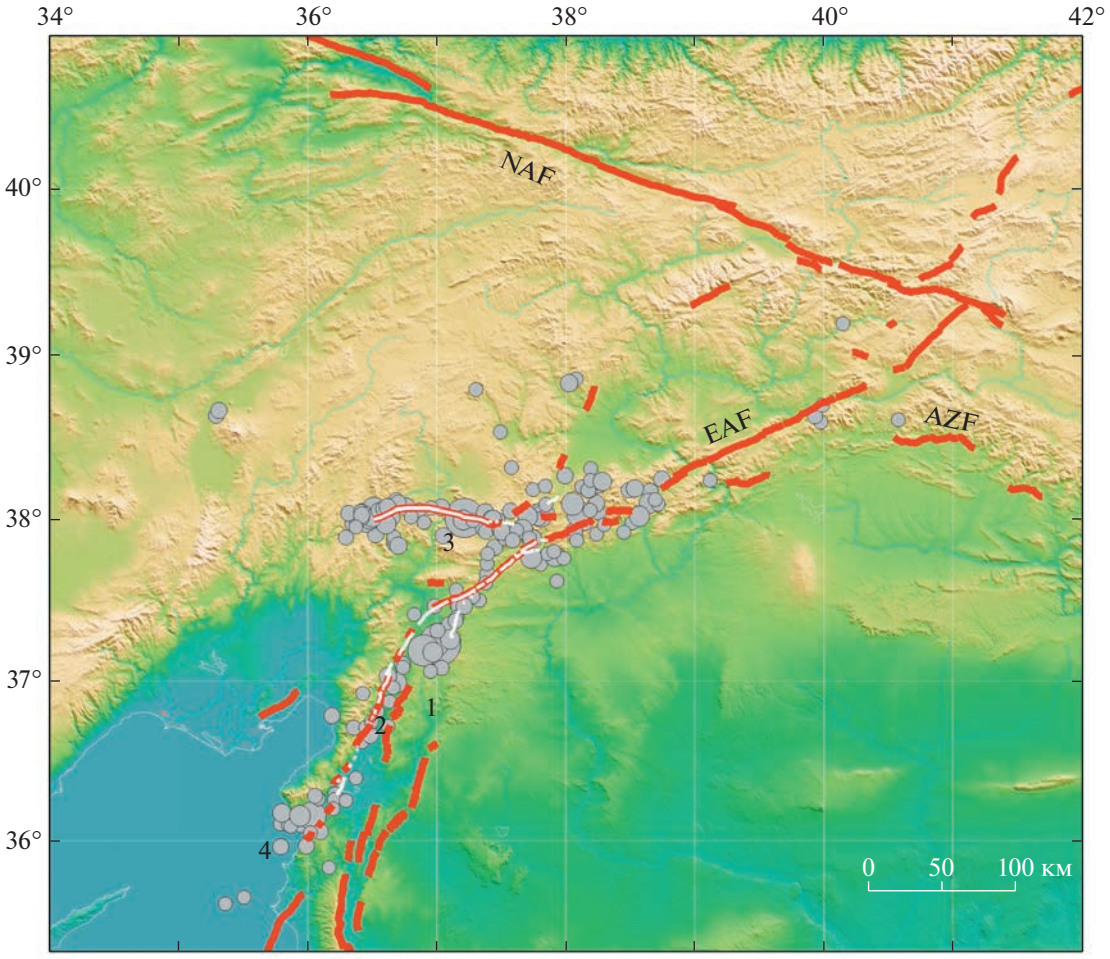


Рис. 3. Эпицентры главного толчка и афтершоков с Mw ≥ 4.5 по данным USGS.

разломов использована база данных [4] (все разломы, без учета надежности их картирования). Реконструкция напряжений выполнялась методом катакластического анализа разрывных смещений (МКА) [12, 13]. Анализ начинается с создания однородной выборки землетрясений, куда включаются "похожие" механизмы очагов. На первом этапе интерпретации определяются напряжения в виде ориентации главных осей тензора напряжений и коэффициент Лоде-Надаи, описывающий форму эллипсоида напряжений. На втором – максимальные касательные напряжения и эффективное всестороннее давление, нормированное на прочность сцепления массива (τ_f). Число землетрясений с данным об их механизмах очагов и плотность распределения эпицентров землетрясений позволяют говорить о реконструкции напряжений с усреднением 60–80 км. На рис. 4 показаны параметры напряженного состояния, отвечающие в каждом узле наиболее ранней и наиболее поздней по времени выборке землетрясений. Средняя разница во времени между двумя выборками для 520 узлов расчетной сетки составляла 15–20 лет, что позволяет увидеть тенденцию изменения напряженного состояния исследуемого региона перед землетрясением 06.02.2023.

На начальном этапе, отвечающем в основном периоду 1967–2012 гг. (рис. 4 а), режим горизонтального сдвига охватывает практически всю зону Восточно-Анатолийских разломов, за исключением небольшого юго-восточного участка с режимами горизонтального растяжения и растяжения со сдвигом (транстенсия), который распространялся в зону трансформных разломов Мертвого моря, переходя в режим вертикального сдвига. Перед Караманмарашскими землетрясениями (завершающий этап напряженного состояния 1997–2022 гг.) произошли кардинальные изменения геодинамического типа напряженного состояния (рис. 4 б). Зона с режимом горизонтального растяжения расширилась вплоть до эпицентра главного толчка. Появилась обширная область горизонтального растяжения со сдвигом в северо-восточном сегменте Восточно-Анаталийского разлома

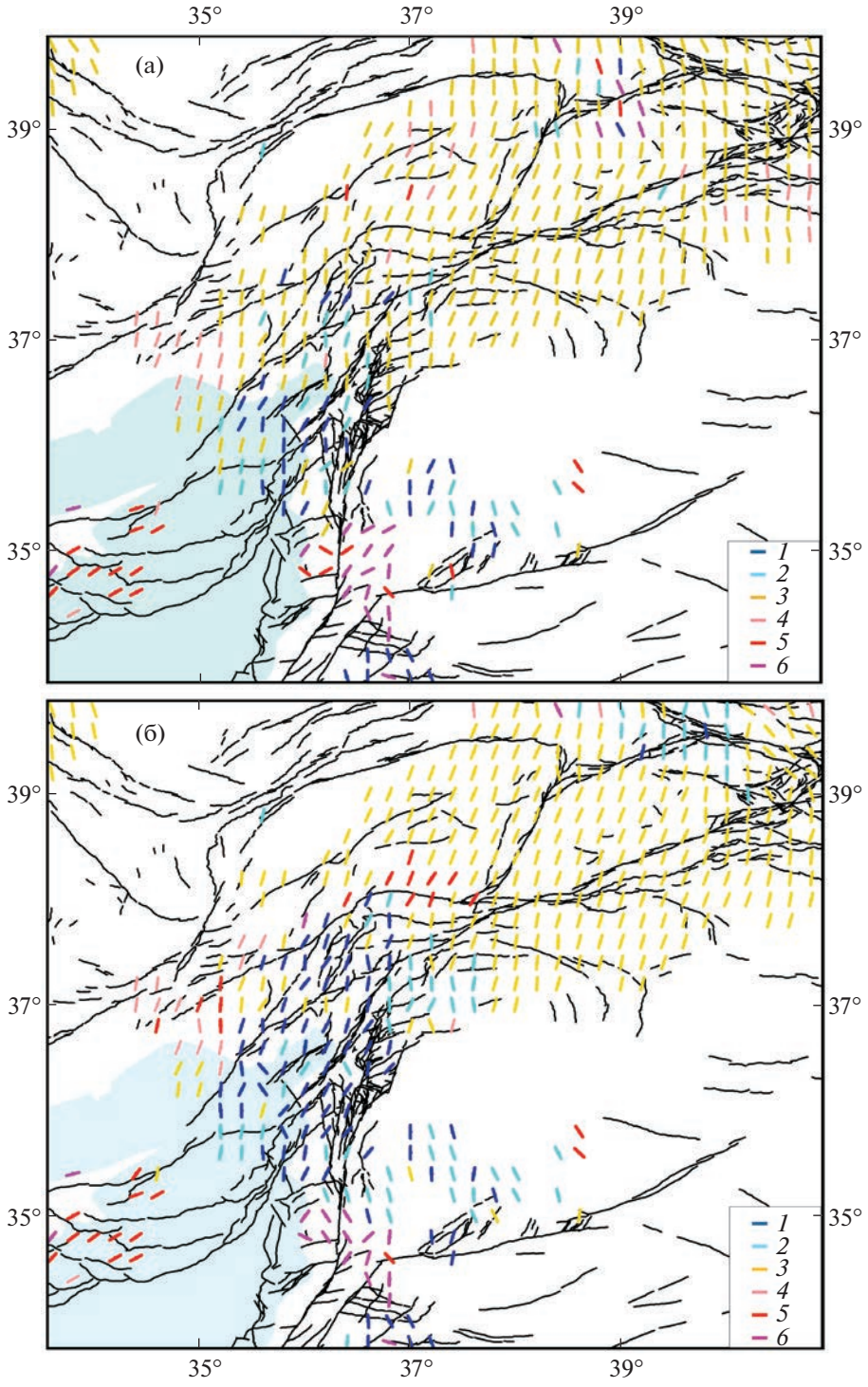


Рис. 4. Ориентация осей напряжений наибольшего горизонтального сжатия и геодинамический тип напряженного состояния для двух стадий расчета напряжений: а) начальная, б) конечная: *1* – горизонтальное растяжение, *2* – транстенсия, *3* – горизонтальный сдвиг, *4* – транспрессия, *5* – горизонтальное сжатие, *6* – вертикальный сдвиг. Положение разломов показано согласно [4].

(EAF), где он сопрягается с Северо-Анатолийским. Наряду с этим расширилась и стала более интенсивной зона горизонтального сжатия в юго-западном секторе EAF, а также возникла новая зона горизонтального сжатия к югу от эпицентра главного толчка. Новые области горизонтального растяжения и сжатия приурочены к западному борту EAF. Формирование пары областей проти-

воположного режима напряженного состояния может свидетельствовать о произошедших в период реконструкции напряжений левосдвиговых смещений в системе EAF. К таким разломам относится юго-западное окончание EAF. Возможно, что такие движения захватили и разломы Малатийской зоны, ответвляющиеся от EAF в северо-восточном сегменте исследуемого региона.

Данные о напряжениях являются исходными для расчета кулоновых напряжений τ_C, которые согласно геомеханическим критериям хрупкого разрушения горных пород [13] отвечают за близость разломов к критическому состоянию. В рамках МКА [14, 15] имеется возможность получить значения кулоновых напряжений, нормированных на прочность сцепления $\tau_C/\tau_f < 1$. Для расчета кулоновых напряжений на разломе необходимо для каждого участка разлома иметь не только информацию о простирании, но также о направлении и угле погружения разлома. Для разломов используемой базы данных такая информациям нами была получена на основе данных о механизмах очагов землетрясений, произошедших на дистанциях менее 50 км от разлома.

Районирование разломов по степени их опасности выполнялось путем разбиения положительных значений нормированных кулоновых напряжений на четыре диапазона: 1) >0.7, 2) 0.7–0.4, 3) 0.4–0.1 4) от 0.1 до –0.2, которые нами именуются как высшей опасности, опасный, тревожный и нейтральный соответственно (рис. 5). Последний диапазон изменения кулоновых напряжений (< –0.2) определяется как безопасный. В соответствии с этой градацией при землетрясении для участков разломов будет меняться уровень сброса касательных напряжений, определяющий и удельную плотность высвобождения упругой энергии при землетрясении. Поскольку данные о напряжениях отвечали масштабу усреднения около 60–80 км, то прогнозируемые землетрясения должны отвечать магнитудам не менее 7.0. Магнитуда ожидаемого землетрясения будет определяться общей протяженностью участков разломов с тремя уровнями повышенной степени опасности, внутри которых могут находиться участки нейтральных значений и даже участки малой протяженности с безопасными значениями кулоновых напряжений [15].

Как видно из рис. 5 а более 75% разломов, для которых имеются данные о напряжениях, находятся в безопасном состоянии. При этом для юго-западного сегмента EAF и его ответвлений в северном побережье Восточного Средиземноморья и Сирии соотношение опасных и безопасных разломов приближается к 1 : 1. Зона будущего очага Пазарджикского землетрясения выглядела более опасной для начального периода реконструкции напряжений. К началу 2023 г. протяженность и интенсивность опасных участков для его северо-восточной части немного снизились, в то время как повысилась опасность юго-западного сегмента (там, где имели места наибольшие амплитуды косейсмических смещений) и систем разломов вблизи эпицентра главного толчка. Можно предположить, что эти изменения кулоновых напряжений были обусловлены лево-сдвиговыми смещениями, которые происходили в интервале времени между двумя представленными на рис. 2 периодами реконструкции.

Заключаем, что положение очага Пазарджикского землетрясения согласуется с данными об опасных участках разломов EAF по результатам тектонофизического районирования. Отметим также, что эпицентр этого землетрясения был расположен на боковой ветви к юго-востоку от окончания EAF. Эти ветви EAF являлись крайне опасными в результате районирования по кулоновым напряжениям. Разломы для Эльбистанского землетрясения имели отрицательные значения нормированных кулоновых напряжений, что говорит о существенном превышении их эффективной прочности над уровнем касательных напряжений, вероятно, связанной с высоким уровнем сжатия, нормального к разрыву. Возникновение здесь второго по силе землетрясения говорит о том, что косейсмические лево-сдвиговые смещения, произошедшие вдоль главного землетрясения, почти мгновенно понизили уровень нормальных к разломам сжимающих напряжений, обеспечив падение прочности на внутриразломных барьерах.

Представленные материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Караманмарашские землетрясения 2023 г. в Турции произошли по сопряженным разломам Восточно-Анатолийской системы. Они заполнили сейсмическую брешь, существовавшую в западном сегменте EAF. Первое сильное землетрясение (Пазарджик, Mw = 7.8) произошло в зоне, где существовали локальные участки повышенных кулоновых напряжений.

2. Второе сильное землетрясение (Эльбистан, Mw = 7.7) произошло в зоне, которая до главного толчка характеризовалась низкими значениями кулоновых напряжений, т.е. согласно тектонофизическим представлениям, она была безопасной. Это дает основания полагать, что главный толчок почти мгновенно значительно изменил напряженно-деформированное состояние в окрестностях своего очага, что привело к возникновению второго сильного землетрясения. Возможность существования практически мгновенного изменения напряженно-деформированного состояния в системе сопряженных разломов может изменить подходы к оценке сейсмической опасности.

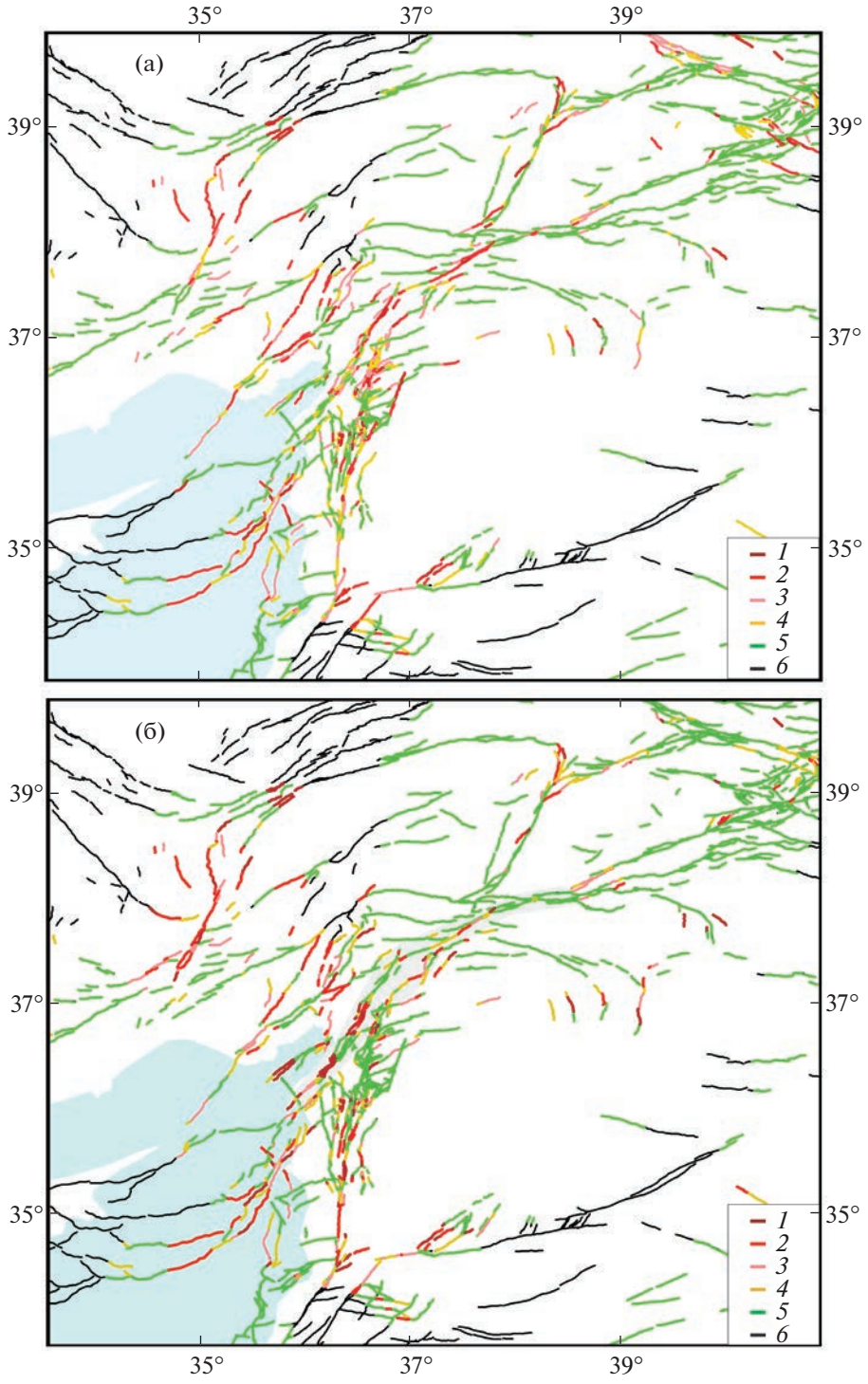


Рис. 5. Районирование для двух стадий расчета напряженного состояния: а) начальная, б) конечная – участков активных разломов из базы данных по уровню кулоновых напряжений: *1* – высшая опасность, *2* – опасный, *3* – тревожный, *4* – нейтральный, *5* – безопасный, *6* – участки разломов, для которых отсутствовали данные о напряжениях. Светло-серым цветом выделена зона очага Пазарджикского землетрясения.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН и проекта РНФ 22-27-00591 “Развитие методов тектонофизического районирования активных разломов земной коры”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Båth M.* Lateral inhomogeneities of the upper mantle // Tectonophysics. 1965. 2 (6). P. 483–514.
2. *Özacar A.A., Uzel B., Bozkurt B., Sançar T., Sopacı E., Kaymakçı N., Rojay B., Gülerce Z., Kıncal C., Gregory L.* Regional Tectonics and Seismic Source. / Preliminary Reconnaissance Report on February 6, 2023 Kahramanmaraş-Pazarcık (Mw = 7.7) and Elbistan (Mw = 7.6) Earthquakes. Middle East Technical University, Civil Engineering Department, Ankara, 2023.
3. *Utkusu M., Uzuncha F., Durmuş H., Nalbant S., Sert S.* The 2023 Pazarcik (Mw = 7.8) and Elbistan (Mw = 7.6), Kahramaraş earthquakes in the Southeast Turkiye. Sakarya University, Disaster Management Application and Research Center. Sakarya, 22.02.2023.
4. *Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.
5. Global CMT, 2023 (http://www.globalcmt.org), скачан в 2023.
6. International Seismological Centre (2023), ISC-GEM Earthquake Catalogue. https://doi.org/10.31905/d808b825
7. *Duman T.Y., Emre Ö.* The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics // Geological Society. London, Special Publications. 2013. V. 372. P. 495–529.
8. *Westaway R.* Kinematic consistency between the Dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey // Tectonophysics. 2004. V. 391. №. 1–4. P. 203–237.
9. *Трифонов В.Г.* Неотектоника подвижных поясов. М.: ГЕОС. 2017. 180 с.
10. *Esat K., Seyitoğlu G.* Surface rupture map of the 2023.02.06 Kahramanmaraş Earthquakes based on highresolution satellite and aerial imagery. Report of tectonics Research Group, Dept. of Geological Engineering, Ankara University, 06.03.2023.
11. *Reitman N.G., Briggs R.W., Barnhart W.D., Thompson J.A., DuRoss C.B., Hatem A.E., Gold R.D., Mejstrik J.D., Akçiz S.* Preliminary fault rupture mapping of the 2023 M7.8 and M7.5 Türkiye earthquakes. USGS, 28.02.2023. https://doi.org/10.5066/P985I7U2
12. *Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // ДАН. 1999. Т. 365. № 3. С. 392–395.
13. *Ребецкий Ю.Л.* Развитие метода катакластического анализа сколов для оценки величин тектонических напряжений // ДАН. 2003. Т. 400. № 3. С. 237–241.
14. *Ребецкий Ю.Л., Кузиков С.И.* Тектонофизическое районирование активных разломов Северного Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1225–1250.
15. *Ребецкий Ю.Л., Guo Y., Wang K., Алексеев Р.С., Маринин А.В.* Напряженное состояние земной коры и сейсмотектоника Западного Сычуаня, Китай // Геотектоника. 2021. № 6. С. 75–97.

KAHRAMANMARASH EARTHQUAKES IN TURKEY: SEISMIC MOTION ALONG CONJUGATED FAULTS

Corresponding Member of the RAS S. A. Tikhotsky[a,#], R. E. Tatevosyan[a], Yu. L. Rebetsky[a], A. N. Ovsyuchenko[a], and A. S. Larkov[a]

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

[#]*E-mail: direction@ifz.ru*

Earthquakes in Turkey (Karamanmarash province) in February 2023 do not fit into the usual sequence: the main shock is aftershocks. According to Botha’s statistical law [1], the magnitude of the strongest aftershock is expected to be one less than the magnitude of the main shock. Meanwhile, for the aftershock sequence in Turkey, this difference is only 0.1. In Turkish publications, the first of the strongest earthquakes is called Pazardzhik (Mw = 7.8), and the second – Elbistan (Mw = 7.7) [2, 3]. Each of these earthquakes generated its own system of surface ruptures and aftershock sequences differently oriented in space. The purpose of the study is to assess whether the occurrence of the second earthquake is due to the stress field that existed earlier, or whether it arose as a result of the main shock. If the second scenario is implemented, this means that the stress field can change in the vicinity of a strong earthquake almost instantly (the time difference between earthquakes is less than 9 hours).

Keywords: earthquake, seismic source, seismology, tectonophysics, seismotectonics, active faults, Turkey, Karamanmarash

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 236–242

ОКЕАНОЛОГИЯ

УДК 551. 435

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ КОНТУРИТОВЫЕ ДРИФТЫ НА ШЕЛЬФЕ КАРСКОГО МОРЯ

© 2023 г. Б. В. Баранов[1,*], А. К. Амбросимов[1], Е. А. Мороз[2], А. Д. Мутовкин[1], Е. А. Сухих[2], К. А. Дозорова[1]

Представлено академиком РАН Л.И. Лобковским 24.03.2023 г.
Поступило 24.03.2023 г.
После доработки 10.04.2023 г.
Принято к публикации 14.04.2023 г.

Анализ батиметрических и сейсмоакустических данных, полученных в 41-м и 49-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” (2019 и 2020 г.), дал возможность впервые выявить на шельфе юго-западной части Карского моря контуритовые дрифты, приуроченные к узкой субмеридиональной депрессии глубиной до 240 м. Дрифты отделены от подстилающих осадков базальным несогласием, которое маркирует возникновение придонного течения в морской среде после таяния Баренцево-Карского щита в позднеплейстоцен-голоценовое время. Гидрологические измерения, выполненные в рейсе 89 (этап 1) НИС “Академик Мстислав Келдыш” (2022 г.), показали наличие придонного течения, измеренная скорость которого достигает 10 см/с.

Ключевые слова: Арктика, Карское море, морфология рельефа, строение осадочного чехла, контуритовые дрифты, придонные течения

DOI: 10.31857/S2686739723600595, **EDN:** WFYMIW

ВВЕДЕНИЕ

Контуритовые дрифты образуются в результате аккумуляции осадочного материала, переносимого придонными (контурными) течениями. На морском дне эти осадочные тела отчетливо выделяются по своей приуроченности к определенным структурным элементам дна, морфологии, строению, особенностям осадконакопления и встречаются в различных обстановках среды, значительно варьируя по своим размерам и мощностям [1–4].

Контуритовые дрифты известны во многих районах Мирового океана [3, 5], но в Карском море эти образования были впервые обнаружены при анализе батиметрических и сейсмоакустических данных, полученных в 41ом и 49ом рейсах НИС “Академик Николай Страхов” в 2019 и 2020 г. [6, 7]. Дополнительная информация о возможном наличии этих осадочных тел на шельфе Карского моря была собрана в рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш”, проведенных в рамках программы Института океанологии РАН “Экосистемы морей Сибирской Арктики” [8].

Штатная судовая гидроакустическая система картирования морского дна фирмы RESON (Дания) использовалась для сбора батиметрических данных в рейсах НИС “Академик Николай Страхов”. Многолучевая батиметрическая съемка производилась на мелководном эхолоте Reason SeaBat 8111 с рабочей частотой 100 кГц и полосой охвата до 150°. В комплекс также входил высокочастотный профилограф EdgeTech 3300 (США) с частотой 2–12 кГц.

Сейсмическая съемка проводилась с использованием непрерывного сейсмического профилирования (НСП) на аппаратуре “Геонт-шельф”.

В качестве излучателя использовался спаркер W = 600 Дж, приемником являлась сейсмокоса, длиной 25 м. Буксировка забортных устройств НСП осуществлялась на глубине не более 1 м. Период запуска сейсмического источника был равен 1 с.

Для исследования течений в рейсе 89 (этап 1) НИС “Академик Мстислав Келдыш” [9] использовались инклинометрические измерители скорости придонных течений (ИСПТ), разработанные и изготовленные в ИО РАН [10]. Эти измерители позволяют исследовать временную изменчивость и пространственную структуру течений в тонком придонном слое, где большинство традиционных измерителей течений не позволяют получать адекватные данные [11]. Перед рейсом калибров-

[1] *Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия*
[2] *Геологический институт РАН, Москва, Россия*
*****E-mail: bbaranov@ocean.ru*

ка каждого прибора проводилась в специализированном бассейне лаборатории геоэкологии Атлантического отделения ИО РАН.

В данной работе на базе полученных данных дается описание выделенных контуритовых дрифтов, включая их структурное положение, морфологию, особенности строения. Дрифты отделяются от подстилающей осадочной толщи базальным несогласием, маркирующим позднеплейстоцен-голоценовое время возникновения придонного течения, скорость которого достигает 10 см/с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Карское море расположено на пассивной континентальной окраине, и его юго-западная часть состоит из трех морфоструктурных элементов, включающих в себя Новоземельскую впадину, Западно-Карскую ступень и Ямало-Гыданскую отмель. Полигон, на котором проводились детальные исследования и были обнаружены контуритовые дрифты, находится на Западно-Карской ступени (рис. 1, правая верхняя врезка). Рельеф полигона представляет собой эрозионно-денудационную равнину, расположенную на глубине около 60 м, переработанную водно-ледниковыми и криогенными процессами с последующей морской аккумуляцией. В пределах полигона наиболее яркой формой рельефа является линейная депрессия субмеридионального простирания длиной 18 км, глубиной до 240 м и шириной от 1.5 до 3 км (рис. 1). Поперечный профиль депрессии имеет корытообразную форму (рис. 1, левая нижняя врезка, рис. 2, профили 3–5), углы наклона склонов в среднем равны 15–20°, а на наиболее крутых участках достигают 27–30° [7, 12].

Дно депрессии является наклонным и сейсмоакустические данные свидетельствуют, что наклон обусловлен наличием осадочного тела в основании западного склона депрессии. Это осадочное тело по геометрии и амплитудным характеристикам отражающих горизонтов можно подразделить на две сейсмические единицы, разделенные базальным несогласием. Нижняя сейсмическая единица заполняет дно депрессии и состоит из горизонтально-слоистых отражений, в верхней единице отражающие горизонты наклонены и перекрывают нижнюю с подошвенным прилеганием (рис. 2, профиль 3).

На дне депрессии на двух участках появляется вал, который различим на батиметрической карте полигона, цифровой модели депрессии, батиметрических и сейсмоакустических профилях (рис. 1, нижние врезки, рис. 2, профили 4 и 5). Высота вала колеблется от нескольких метров на юге депрессии до 20 м на севере, вал имеет асимметричный профиль и ограничен с обеих сторон рвами. В северной части депрессии вал протягивается на расстояние около 3.5 км, имея ширину до 700 м, для южной части эти значения равны 5 км и 700 м соответственно.

Две сейсмические единицы, разделенные базальным несогласием, можно выделить в осадочном чехле и на профилях, пересекающих валы в северной и южной частях депрессии (рис. 2, профили 4 и 5). Нижняя единица представлена слоистой осадочной толщей с параллельными отражающими горизонтами, залегающей горизонтально или слегка прогнутой в центральной части депрессии. Верхняя сейсмическая единица также является слоистой, но имеет линзовидную форму, обусловленную выгибанием вверх отдельных отражающих горизонтов, что приводит к формированию на дне вала и миграции одного из рвов вверх по склону (рис. 2, профили 4 и 5).

Приведенные выше особенности строения осадочного тела, расположенного в депрессии, являются диагностическими критериями, по которым выделяются контуритовые отложения [1, 2]. Эти критерии включают в себя: 1 – базальное несогласие, которое прослеживается через весь дрифт и маркирует время возникновения придонного течения; 2 – линзовидные, выгнутые вверх отражающие горизонты, наличие которых приводит к появлению валов в рельефе и миграции контуритового рва (*moat*, англ.) вверх по склону; 3 – изменения геометрии и амплитуды отражающих границ в теле контуритового дрифта, связанные с изменением количества переносимого материала и скорости придонного течения.

Параметры придонного течения в южной части депрессии на глубине 123 м были измерены в рейсе 89 (этап 1) НИС “Академик Мстислав Келдыш” (2022 г.) с помощью двух инклинометров, установленных на притопленной буйковой станции (ПБС) № 7442А (рис. 1). Инклинометры располагались в 30 см от дна на расстоянии 10 м друг от друга.

Наблюдения, которые проводились в течение четырех суток, показали почти полную идентичность записей обоих приборов (рис. 3). Средние значения придонных скоростей переноса составили около 3 см/с, максимальные значения достигали 10 см/с. На скорость и направление течения значительное влияние оказывают полусуточные приливные волны (рис. 3 б, г), а на асимметрию записей – постоянная составляющая течения в ССВ-направлении (рис. 3 а, в). Суммарный перенос водных масс относительно датчика № 37 составил 17 821 м, а географический – 10 229 м в СВ- или ССВ-направлении, для датчика № 38 эти значения были равны 15 398 и 8992 м соответственно.

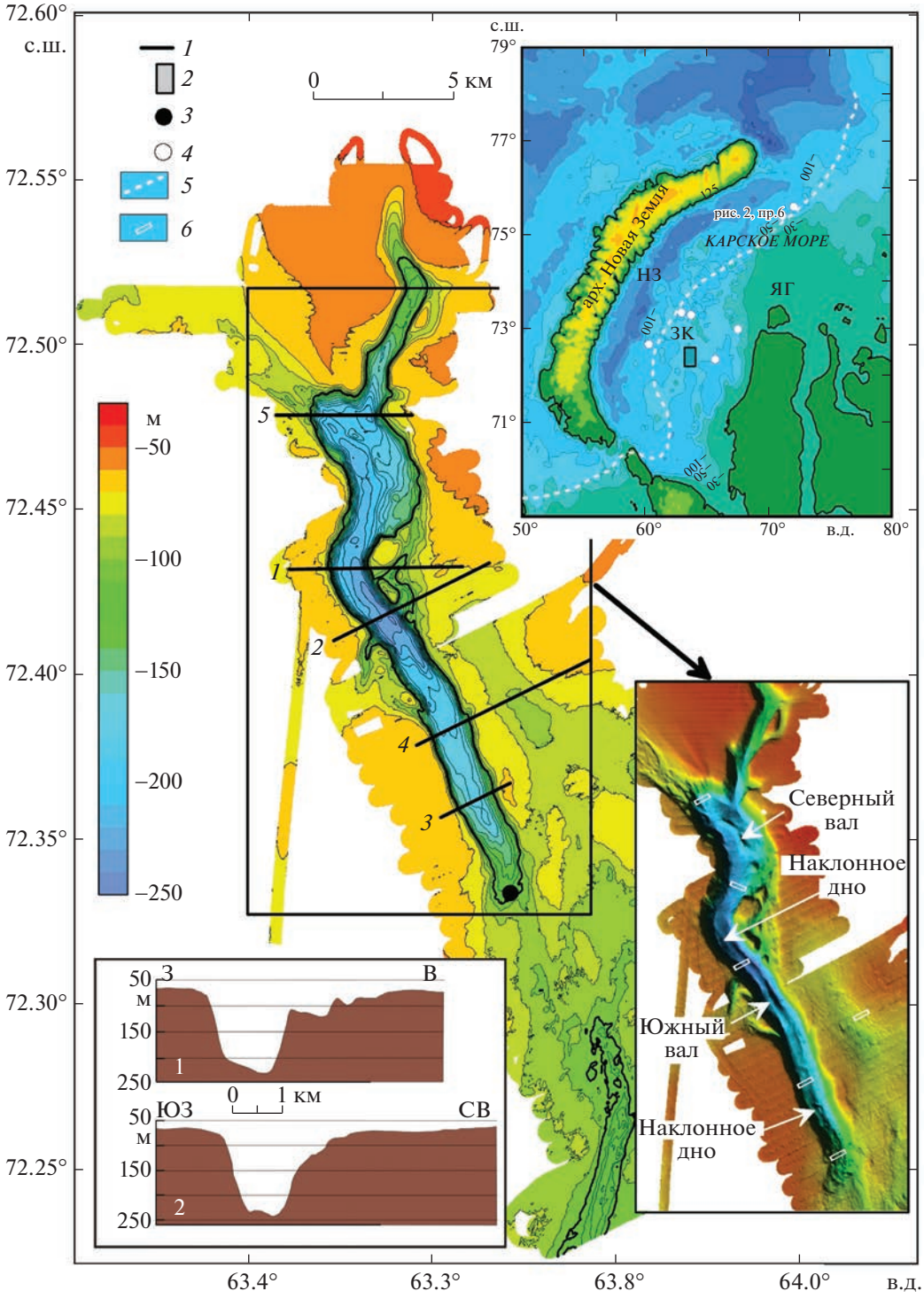


Рис. 1. Батиметрическая карта полигона в юго-западной части Карского моря [7, 12], его местоположение (правая верхняя врезка) и цифровая модель центральной части полигона (правая нижняя врезка). На левой нижней врезке показаны батиметрические профили, пересекающие депрессию. Изобаты проведены через 10 м, жирная линия – изобата 100 м. Условные обозначения: *1* – батиметрические и сейсмоакустические профили, *2* – полигон, *3* – притопленная буйковая станция № 7442А, *4* – предполагаемые контуритовые дрифты, *5* – восточная граница Баренцево-Карского ледникового щита на время ПЛМ [13], *6* – границы между наклонным дном и валами. Сокращения: НЗ – Новоземельская впадина, ЗК – Западно-Карская ступень, ЯГ – Ямало-Гыданская отмель.

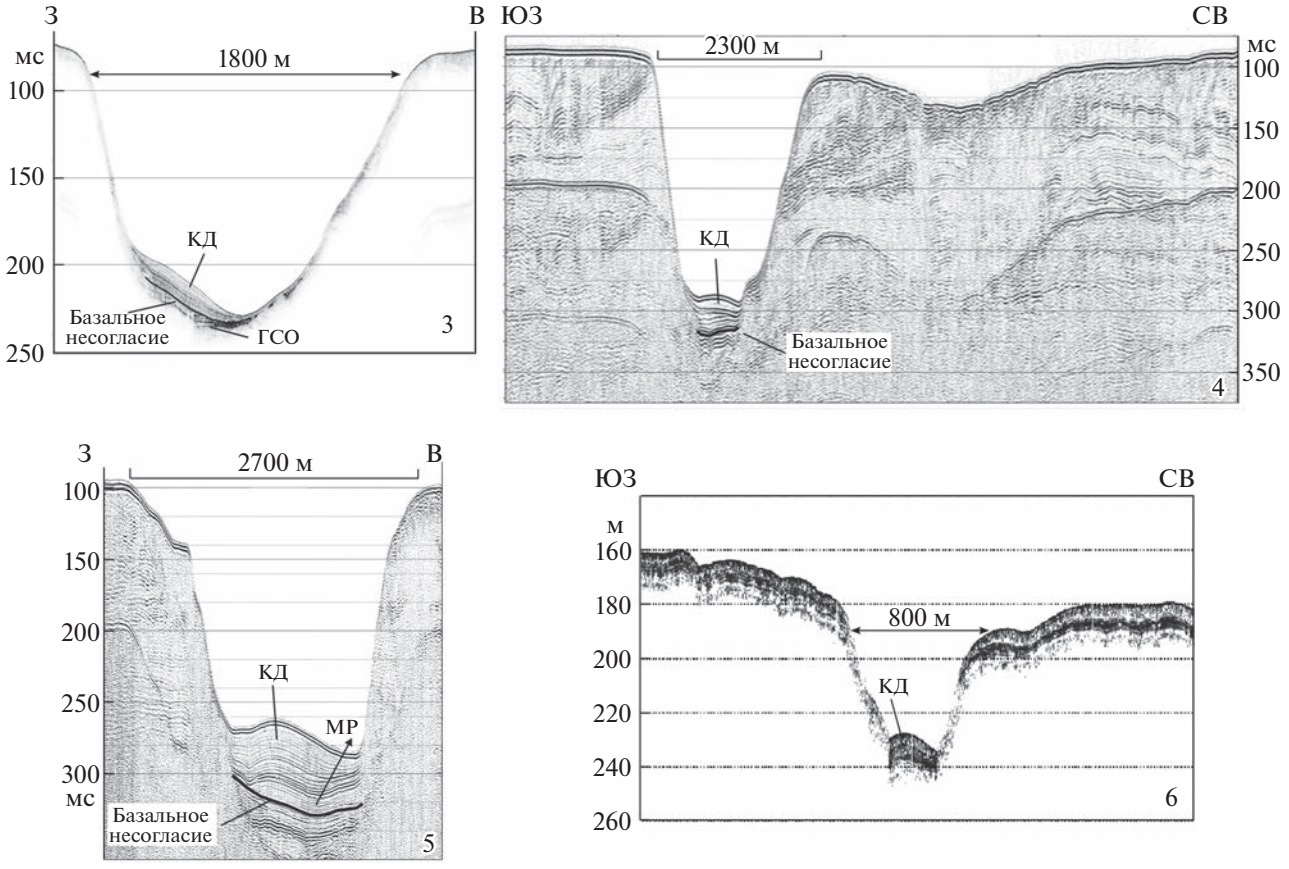


Рис. 2. Фрагменты сейсмоакустических разрезов, иллюстрирующие строение осадочного чехла на дне двух депрессий: профиль 3 получен с использованием профилографа; профили 4 и 5 – с использованием метода непрерывного сейсмического профилирования, излучатель спаркер [7, с нашей интерпретацией]; профиль 6 – эхолот EA600 с частотой 12 кГц (83-й рейс НИС "Академик Мстислав Келдыш", 2021 г.). Вертикальные оси для профилей 3–5 – удвоенное время пробега волны в миллисекундах. Сокращения: КД – контуритовый дрифт, МР – мигрирующий контуритовый ров, ГСО – горизонтально-слоистые отражения. Положение профилей 3–5 показано на рис. 1, профиля 6 – на рис. 1, правая верхняя врезка.

ОБСУЖДЕНИЕ

В результате проведенного анализа на шельфе в центральной части Западно-Карской ступени по морфологии рельефа и строению осадочного чехла были выделены контуритовые дрифты. Они расположены на дне замкнутой депрессии, глубина которой не превышает 240 м, имеют небольшую мощность (до 40 м) и, в соответствии с классификацией из работы [3], являются мелководными ограниченными (*confined*, англ.) контуритовыми дрифтами, образовавшимися в результате деятельности придонных течений.

Время возникновения придонных течений в исследуемом районе фиксируется базальным несогласием, возраст которого неизвестен. В связи с этим для оценки возраста базального несогласия и, следовательно, времени начала формирования контуритовых отложений в результате возникновения морской среды и придонных течений, воспользуемся общими представлениями о палеогеографии этого региона во время последнего ледникового максимума (ПЛМ).

Баренцево-Карский щит в сартанское время (МИС 2) перекрывал Новоземельскую впадину и во время максимальной стадии своего развития край ледника был приурочен к положению современной изобаты 100 м на юго-восточном склоне впадины [14] и находился западнее полигона исследований (рис. 1, правая верхняя врезка). В это время уровень моря был ниже на 130 м относительно своего современного положения [15] и на шельфе Карского моря существовали перигляциальные условия.

Затопление шельфа Карского моря в ходе постгляциальной трансгрессии происходило в три этапа – 18, 11 и 9 тыс. лет назад, во время которых береговая линия находилась на современных изобатах 100, 50 и 30 м соответственно [16]. Минимальные глубины полигона равны 50 м, а максимальные – 240 м, поэтому есть основания предполагать, что полное затопление этого района

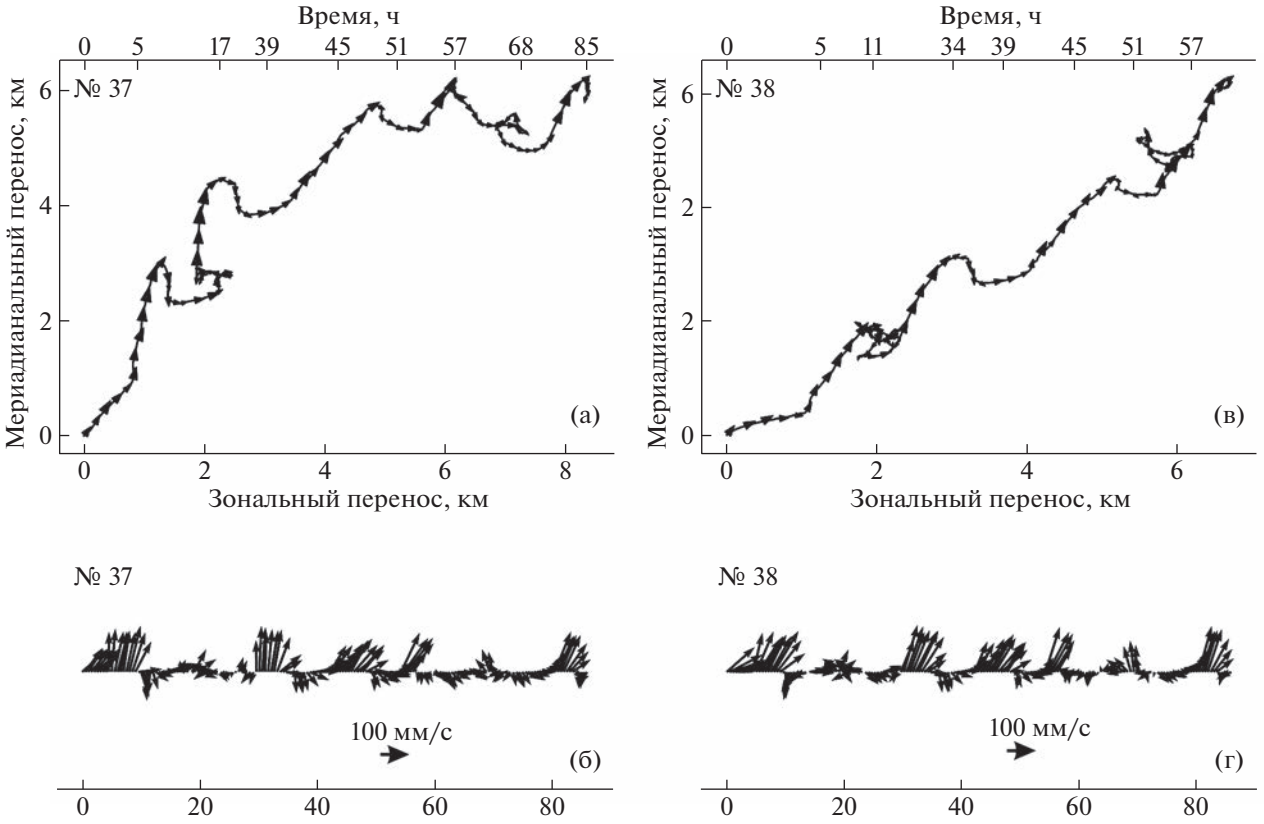


Рис. 3. Придонный перенос водных масс на ст. 7442А по данным инклинометров № 37 и № 38: (а, в) – прогрессивно-векторные диаграммы течений; (б, г) – изменчивость скорости и направления течения во времени (стрелки показывают географическое направление течения, длина стрелки – модуль скорости).

произошло в интервале времени 18–9 тыс. лет назад. Возникновение морских условий привело к появлению придонных течений и связанных с ними контуритовых дрифтов. На сейсмических разрезах толща контуритовых дрифтов сохраняет свои особенности до поверхности дна, что свидетельствует о наличии придонного течения в этом районе в настоящее время.

Выполненные нами измерения параметров этого течения в депрессии показали, что оно направлено на северо-восток, имеет полусуточные колебания скорости от 0 до 10 см/с и является приливным течением. Средняя скорость течения равна 3 см/с, что близко к значению 2.2 см/с, определяемому в качестве средней скорости для контуритовых дрифтов [5]. Небольшие колебательные значения скорости течения с переходом через ноль у дна являются оптимальными условиями для осаждения взвешенного материала из придонного нефелоидного слоя.

Приливные течения представляют собой один из четырех типов течений, которые могут формировать контуритовые тела [4]. В нашем случае приливное течение, вероятно, является основным компонентом системы течений Карского моря, поскольку в силу своей природы оно возникает и сохраняет стабильность с момента появления морского бассейна.

В пределах Западно-Карской ступени широко распространены линейные депрессии, простирающиеся в субмеридиональном направлении и аналогичные структуре, на дне которой, как было показано выше, располагаются контуритовые дрифты. Эти депрессии рассматриваются в качестве современных грабенов проседания, образовавшихся в результате тектонического крипа земной коры при ее билатеральном растяжении [17]. Специальных исследований осадочного чехла в пределах этих структур не проводилось. Однако на батиметрических профилях, полученных в рейсах НИС “Академик Мстислав Келдыш” по программе Института океанологии РАН “Экосистемы морей Сибирской Арктики”, на дне депрессий выделяются валы высотой до 25–30 м. Конфигурация отражающих горизонтов на разрезе имеет линзовидную, выгнутую вверх форму (рис 2, профиль 6), что дает основание предполагать контуритовое происхождение этих валов.

ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований в Арктическом регионе впервые обнаружены мелководные (<300 м) контуритовые дрифты. Они заполняют узкую депрессию длиной 18 км и глубиной до 240 м, находящуюся на шельфе юго-западной части Карского моря. Базальное несогласие между горизонтально залегающими отложениями и контуритовыми осадками маркирует позднеплейстоцен-голоценовое время возникновения придонных течений, сформировавшихся в результате восстановления морской среды после таяния Баренцево-Карского щита в этом регионе.

Исследованная депрессия является одной из множества аналогичных структур на шельфе Карского моря, в которых могут находиться контуритовые дрифты. В совокупности они, вероятно, составляют систему дрифтов, возникновение которых обусловливается деятельностью приливных течений в условиях узких глубоких депрессий. Дальнейшее комплексное изучение этой системы даст возможность понять особенности гидродинамических и осадочных процессов, возникающих при формировании циркуляции водных масс в мелководном море, расположенном в арктических широтах. Понимание этих процессов необходимо для решения технологических задач, возникающих при разработке проектов строительства объектов нефтегазодобычи на шельфе Карского моря.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны Д.Г. Борисову, М.Д. Кравчишиной и Н.О. Сорохтину за обсуждение данной работы, А.О. Коржу и А.А. Кондрашову за помощь в проведении инклинометрических измерений.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственных заданий Института океанологии № FMWE-2021-0004 и Геологического института № FMMG-2023-0005.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Faugères J.C., Stow D.A.V., Imbert P., Viana A.* Seismic features diagnostic of contourite drifts // Marine Geology. 1999. V. 162. P. 1–38.
2. *Nielsen T., Knutz P.C., Kuijpers A.* Chapter 16. Seismic expression of contourite depositional systems // Contourites. Developments in Sedimentology. Eds. M. Rebesco, A. Camerlengi, B.V. Elsevier, 2008. V. 60. P. 301–321. ISSN 0070-4571. https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)00215-X
3. *Rebesco M., Hernández-Molina F.J., Rooij D.V., Wåhlin A.* Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations // Marine Geology. 2014. V. 352. P. 111–154. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.011
4. *Shanmugam G.* Contourites: Physical oceanography, process sedimentology, and petroleum geology // Petroleum exploration and development. 2017. V. 44 (2). P. 183–216. https://doi.org/10.1016/S1876-3804(17)30023-X
5. *Thrana A.C., Dutkiewicz A., Spence P., Müller R.D.* Controls on the global distribution of contourite drifts: Insights from an eddy-resolving ocean model // Earth and Planetary Science Letters. 2018. V. 489. P. 228–240. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.02.044
6. Отчет о работах в 41-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" (25 июня – 9 августа 2019 г.). Москва: ИОРАН, 2019. 156 с.
7. Отчет о работах в 49-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" (18 августа – 7 сентября 2020 г.). Москва: ИОРАН, 2020. 134 с.
8. *Флинт М.В., Поярков С.Г., Римский-Корсаков Н.А., Мирошников А.Ю.* Экосистемы морей сибирской Арктики – 2020 (81-й рейс научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш") // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 412–417. / https://doi.org/10.31857/S0030157421020040
9. *Кравчишина М.Д., Клювиткин А.А., Новигатский А.Н. и др.* 89-й рейс (1-й этап) научно-исследовательского судна "Академик Мстислав Келдыш": климатический эксперимент во взаимодействии с самолетом-лабораторией Ту-134 "Оптик" в Карском море // Океанология. 2023. V. 63. № 3. С. 1–4. https://doi.org/10.31857/S0030157423030073
10. *Пака В.Т., Набатов В.Н., Кондрашов А.А. и др.* Об усовершенствовании инклинометрического измерителя скорости придонных течений // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 2. С. 220–229. https://doi.org/10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(2).13
11. *Крек А.В., Пака В.Т., Крек Е.В. и др.* Комплексные исследования в 44-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Борис Петров" // Океанология. 2019. Т. 59. № 5. С. 888–890. https://doi.org/10.31857/S0030-1574595888-890
12. *Сорохтин Н.О., Никифоров С.Л., Ананьев Р.А. и др.* Геодинамика арктического шельфа России и рельефообразующие процессы в Центрально-Карском бассейне // Океанология. 2022. Т. 62. № 4. С. 625–635. https://doi.org/10.31857/S0030157422040116
13. *Svendsen J.I., Gataullin V., Mangerud J., Polyak L.* The glacial history of the Barents, Kara sea region / In J. Ehlers & P.L. Gibbard (eds.): Quaternary glaciations–extent and chronology. Part 1. Europe. 2004. pp. 369–378. Amsterdam: Elsevier
14. *Никифоров С.Л., Сорохтин Н.О., Ананьев Р.А. и др.* Рельеф дна и строение верхней осадочной толщи западной части шельфа Карского моря в районе формирования нефтегазовых месторождений / Геология и геолого-разведочные работы // Нефтяное хозяйство. 2022. № 8. С. 46–50. ISSN 0028-2448.

15. *Lambeck K., Rouby H., Pursell A., et al.* Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene // Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences. 2014. V. 111 (43). P. 15296–15303. https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111
16. *Stein R., Macdonald R.W., Naidu A.S., et al.* Organic carbon in Arctic Ocean sediments: sources, variability, burial, and paleoenvironmental significance // Org. Carbon Cycle Arct. Ocean. 2004. P. 169–314. https://doi.org/10.1007/978-3-642-18912-8_7
17. *Верба М.Л.* Современное билатеральное растяжение земной коры в Баренцево-Карском регионе и его роль при оценке перспектив нефтегазоносности // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2007. № 2. С. 1–37.

LATE QUATERNARY COUNURITE DRIFTS ON THE KARA SEA SHELF

B. V. Baranov[a,#], A. K. Ambrosimov[a], E. A. Moroz[b], A. D. Mutovkin[a], E. A. Sukhikh[b], and K. A. Dozorova[a]

[a] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[b] *Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[#] *E-mail: bbaranov@ocean.ru*

Presented by Academician of the RAS L.I. Lobkovskiy March 24, 2023

Contourite drifts were for the first time detected on the SW Kara Sea shelf basing on analysis of bathymetry and seismoacoustic data obtained in RV "Akademik Nikolay Strakhov" cruises 41 (2019) and 49 (2020). The drifts are confined to narrow nearly NS-striking depression with depth reaching 240 m. They are separated from underlying sediments by basal unconformity, conditioned by origination of bottom current in marine environment after Barents-Kara shield melting during Late Plestocene – Holocene. Hydrological measurements performed during Cruise 89–1 of RV "Akademik Mstislav Keldysh" (2022) shows existence of bottom current with measured velocity up to 10 cm/s.

Keywords: Arctic, Kara Sea, relief morphology, sedimentary structure, contourite drifts, bottom currents

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 243–253

ГЕОГРАФИЯ

УДК 551.588.7 551.525.2 551.507.362.2

О СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ “ОСТРОВА ТЕПЛА” МОСКВЫ

© 2023 г. М. А. Локощенко[1,2,*], Е. А. Енукова[3], Л. И. Алексеева[1]

Представлено академиком РАН С.А. Добролюбовым 10.04.2023 г.
Поступило 11.04.2023 г.
После доработки 14.04.2023 г.
Принято к публикации 18.04.2023 г.

По данным метеорологической сети за период 1991–2020 гг., а также радиометрических измерений температуры поверхности $T_П$ Московского региона спутниками Terra и Aqua за период 2000–2020 гг. исследованы суточный ход и многолетние изменения “острова тепла” Москвы в поле как температуры воздуха T на высоте 2 м, так и $T_П$. Для анализа $T_П$ отобраны 1379 спутниковых снимков за 21 год при ясной и малооблачной погоде, при которой возможен анализ “острова тепла”. Среднегодовые значения $T_П$ получены с использованием их нормирования по отдельным сезонам. Суточный ход “острова тепла” Москвы в воздухе выражен слабо, особенно при сравнении с сельской местностью не только центра города, но и всей его площади: достоверно лишь ослабление этого явления осенью и в предзимье (с октября по декабрь). По данным спутников “поверхностный остров тепла” отмечен максимумом в июне–июле при наибольшем развитии вегетации, минимумом осенью при опадении листвы и промежуточными значениями зимой и весной. Быстрый рост T происходил в 1991–2020 гг. как в Москве, так и в сельской местности приблизительно с одинаковой скоростью. Вследствие этого в интенсивности “острова тепла” как в воздухе, так и на поверхности в целом за последние 20–30 лет не произошло статистически значимых направленных изменений. Вероятными причинами общей стабилизации “острова тепла” Москвы служат как природные, так и социально-экономические факторы: приблизительное постоянство повторяемости ясной погоды (способствующей усилению этого явления) и фитомассы в регионе (определяющей затраты тепла на транспирацию), замедление и прекращение роста населения и энергопотребления города, а также его деиндустриализация. Дополнительными причинами являются постепенное переселение жителей на новые окраины Москвы, а также карантинные ограничения из-за пандемии коронавируса в 2020 г.

Ключевые слова: температура воздуха и поверхности, стабилизация городского “острова тепла”, спутники Terra и Aqua, радиометрические измерения, вегетационный индекс, метеорологические условия, энергопотребление, население

DOI: 10.31857/S2686739723600728, **EDN:** WGLFVM

ВВЕДЕНИЕ

Изучение физико-географического явления городского “острова тепла” имеет большое значение для наук о Земле. Города занимают лишь 2% площади планеты, но в них живет более половины населения мира и выбрасывается более 70% парниковых газов от всего их количества, связанного с деятельностью человека. “Острова тепла” приводят к усилению теплового стресса людей и животных при аномально жаркой погоде, особенно в тропиках и субтропиках, но в то же время ослабляют сильные морозы в городах средних и высоких широт, уменьшая их вредное воздействие на здоровье. Следствиями повышенной температуры воздуха T в городах служат как экономия средств на отопление зданий зимой, так и дополнительные затраты на их кондиционирование летом. Помимо этого, в городах удлиняется вегетационный период и раньше наступают даты созревания плодовых культур. Таким образом, явление “островов тепла” неоднозначно по своим последствиям с точки зрения пользы или вреда для общества и природы, особенно в средних и высоких широтах. Важнейшим показателем “островов тепла” служит их так называемая интенсивность, т.е. разность температуры воздуха ΔT в центре города (или внутри города в целом) и окружающей город сельской местности [2, 15]. Большинству современных крупных городов мира присущ их быстрый рост. Вследствие этого в ряде работ отмечено устойчивое усиление созда-

[1]*Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия*
[2]*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук, Москва, Россия*
[3]*Государственный университет “Дубна”, Дубна, Московская область, Россия*
*****E-mail: loko@geogr.msu.su*

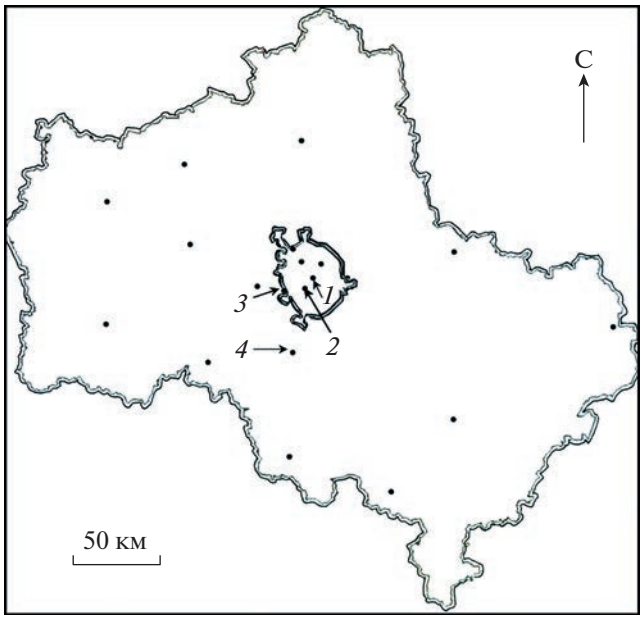


Рис. 1. Карта Московского региона. Точками показаны метеорологические станции, оснащенные персоналом. Двойные линии – традиционные (до 2012 г.) границы Москвы и границы Московской области. Прямоугольник – область сравнения при анализе спутниковых снимков. *1* – Балчуг; *2* – МО МГУ; *3* – Немчиновка; *4* – Михайловское.

ваемых ими "островов тепла", т.е. рост ΔT в последние десятилетия: в Осаке и Токио, Япония, за период 1901–2002 гг., особенно за последние 50 лет [10, 15]; в Шанхае, КНР, за период 1979–2013 гг. [16]; в Ибадане, Нигерия, за период 1999–2018 гг. [8]; в Стамбуле, Турция, за период 1960–2012 гг. [17]; в Манчестере, Соединенное Королевство, за период 1996–2011 гг. [12]; в Лиссабоне и Порту, Португалия, за период 2008–2017 гг. [7]. Многолетние изменения интенсивности "острова тепла" Москвы в приземном слое воздуха, начиная с конца XIX века, исследованы в [13]. Задачей нашей работы явился более подробный анализ изменений за последние 20–30 лет с привлечением данных долгоживущих спутников, а также вызвавших эти изменения причин.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Явление городского "острова тепла" исследовано нами в двух аспектах: в поле как температуры воздуха T на высоте 2 м по данным метеорологической сети за период 1991–2020 гг., так и температуры поверхности $T_П$ по данным радиометрических измерений с борта спутников Terra и Aqua за период 2000–2020 гг.

В Московском регионе ныне работают 46 метеостанций, включая 5 московских станций с персоналом в пределах традиционных границ города до 2012 г., 1 станцию с персоналом в так называемой "Новой Москве", 14 станций с персоналом в Московской области, 3 специализированные авиационные (АМСГ) станции в аэропортах, одну в заповеднике, а также 23 автоматические станции. Однако данные последних недостаточно надежны из-за отсутствия на них регулярного контроля за приборами. Поэтому мы использовали только данные станций, оснащенных персоналом (рис. 1). Вплоть до 2010 г. отсчеты T на всех метеостанциях брались вручную по жидкостным термометрам 8 раз в сутки. Затем, с внедрением на сети автоматических метеорологических комплексов (АМК), был осуществлен переход на автоматические измерения либо термометрами сопротивления, либо емкостными термометрами в зависимости от версии АМК. Традиционные восьмисрочные измерения в ручном режиме остались теперь в столице только на двух ведомственных станциях: старейшей в регионе Обсерватории им. Михельсона и Метеорологической обсерватории МГУ (МО МГУ). Однако на всех станциях Росгидромета производится каждодневный контроль показаний автоматических датчиков T путем их сравнения с отсчетами наблюдателя по классическим термометрам. Это позволяет считать накопленные ряды данных приблизительно однородными. К анализу столичного "острова тепла" привлечены данные всех пяти московских и 12 подмосковных станций, имеющих ряды не короче 30 лет, кроме Немчиновки. Последняя находится всего в 1 км от границы города (линии МКАД) и потому непоказательна для сельской местности: ее данные отражают промежуточные условия между городом и окружающей территорией [6]. Еще одна станция, Михайловское, также не рассматривалась нами в силу как короткого ряда данных, так и ее промежуточного положения в Новой Москве. Реальной фактической Москвой мы считаем город в его традиционных границах вдоль МКАД. Новая территория столицы пока остается слабо урбанизированной – так, плотность населения в самом южном Троицком округе "Новой Москвы" (132 чел/км^2) в 87 раз меньше, чем в традиционных границах города (11 440 чел/км^2).

В рядах среднемесячных значений T за 30 лет имеется один пропуск в данных ст. Балчуг за 2001 г. и несколько пропусков в данных ст. Ново-Иерусалим за 1996–2002 гг. Заметим, что данные Балчуга особенно важны в исследованиях столичного "острова тепла", поскольку эта станция находится всего в 600 м южнее центра Кремля. Пропущенные значения восстановлены нами приведением по ближайшим станциям (ВДНХ и МО МГУ для Балчуга; Клин или Подмосковная для Ново-Иерусалима) методом разностей. Станция приведения выбиралась с учетом как наименьшей абсолютной величины средней разно-

сти значений, так и наименьшего среднеквадратического отклонения разностей для данного месяца по многолетним выборкам значений для каждой из пар станций.

Долгоживущие американские спутники Terra и Aqua, оснащенные идентичными радиометрами MODIS, находятся на орбите, начиная, соответственно, с 1999 и 2002 г. Таким образом, ряд их данных о $T_П$ является однородным и открывает возможность изучения многолетних изменений “островов тепла” на уровне поверхности любых городов, включая Москву, в продолжение двух последних десятилетий. Точность радиометрических измерений $T_П$ с борта этих спутников составляет над сушей $\pm 1°$, пространственное разрешение данных – 1 км [9]. Общая характеристика “поверхностного острова тепла” Москвы и предварительная оценка его интенсивности в среднем за 8 лет приведены в [3]. Для анализа данных спутников о $T_П$ в Москве был создан векторный слой традиционных границ города вдоль линии МКАД; в качестве зоны сравнения с городом выбран прямоугольник, описанный вокруг границ Московской области и, таким образом, включающий также прилегающие районы соседних областей. Площадь Москвы в пределах созданного шаблона границ составляет 1081 км^2, а прямоугольной зоны сравнения – 94 851 км^2.

Частая облачность в средних широтах, непроницаемая для установленных на спутниках радиометров, затрудняет оценки среднегодовых значений $T_П$ и ее многолетних изменений. Так, по данным МО МГУ, средний балл общей облачности в светлую часть суток в Москве за период 1981–2010 гг. составляет 8.0, а нижней – 6.0 [6].

Спутниковые снимки в условиях ясного неба – большая редкость, их доля не превышает в общей выборке для условий Москвы 3%, что недостаточно для расчетов средних оценок. Требуется объективный критерий наибольшей допустимой доли снимка, занятой облаками, при которой достоверный анализ “поверхностного острова тепла” еще возможен. Для этого были проведены численные эксперименты по имитации облачности путем последовательного исключения на взятых для примера снимках при ясном небе и полностью открытой поверхности разного числа ячеек со всех сторон и расчетах $\Delta T_П$ на каждом шаге. Оказалось, что даже при исключении 20% площади города и половины площади зоны сравнения смещение в оценках интенсивности “острова тепла” $\Delta T_П \le 0.2$ ее величины, что можно считать допустимой погрешностью [3]. Исходя из полученного результата, был тщательно исследован весь архив ежедневных дневных снимков Terra и Aqua за 2000–2020 гг. (всего – 15 342) и оказалось, что 1379 снимков (~9%) отвечают данному критерию.

Интенсивность “острова тепла” ΔT или $\Delta T_П$ определяется нами двояко: как максимальная ΔT_{MAX}, так и средняя $\Delta T_{ср.}$ в пространстве. В первом случае с окружающей город сельской местностью сравнивается наиболее теплая его часть, обычно центральная, а во втором – вся площадь города, включая городскую периферию:

$$\Delta T_{MAX} = T_C - \frac{\sum_{j=1}^{m} T_{R_j}}{m}; \quad (1)$$

$$\Delta T_{ср.} = \frac{T_C + \sum_{i=1}^{n} T_{U_i}}{n+1} - \frac{\sum_{j=1}^{m} T_{R_j}}{m}, \quad (2)$$

где T_C – температура воздуха на станции в центре города; T_U – на остальных городских станциях; T_R – на загородных станциях; n – число станций на периферии города; m – число станций в сельской местности в окрестности города. Применительно к анализу данных спутников речь идет не о станциях, а об отдельных расчетных ячейках снимка площадью 1 км^2. В нашем случае при анализе данных метеорологической сети $n = 4$; $m = 12$, а при анализе радиометрических измерений спутников $n = 1080$; $m = 94\ 851$. Наибольшая интенсивность более показательна с точки зрения различий города и фоновой местности, однако средняя интенсивность статистически более надежна. При анализе спутниковых данных о “поверхностных островах тепла” в поле $T_П$ обычно рассматривается только их средняя интенсивность.

ГОДОВОЙ ХОД “ОСТРОВА ТЕПЛА” МОСКВЫ

Годовой ход интенсивности “острова тепла” Москвы в поле как T по данным метеорологической сети, так и $T_П$ по данным спутников Terra и Aqua, приведен на рис. 2 в среднем за 21 год (с 2000 по 2020 г.). Как известно, в приповерхностном слое воздуха он обычно слабо выражен, и ранее при осреднении за разные промежутки времени о нем были сделаны противоположные выводы [4]. Действительно, как видим, годовой ход значений среднего по площади города “острова тепла” $\Delta T_{ср.}$ сглаженный. Очевидно лишь небольшое ослабление осенью: значимые различия с доверительной вероятностью 0.95 прослеживаются лишь между октябрем и ноябрем, с одной стороны, и всеми месяцами с января по август, с другой, тогда как между летними и зимними месяцами достоверных различий нет. Годовой ход ΔT_{MAX} выражен отчетливее, но основная его особенность та же: наименьшие значения осенью и в предзимье, с октября по декабрь – вероятно, вследствие почти постоянной в это время

Рис. 2. Годовой ход “острова тепла” Москвы в приземном слое воздуха и на поверхности в среднем за 2000–2020 гг.

плотной нижней облачности, ослабляющей “остров тепла”. Наибольшие значения ΔT_{MAX} на высоте 2 м проявляются в июле и августе. Зимой и весной они промежуточные, причем статистическая достоверность сезонных различий между летом и зимой с доверительной вероятностью 0.95 неоднозначна: как видно на рис. 2, доверительные интервалы средних значений для февраля и июня пересекаются. С доверительной вероятностью 0.99 значимых различий между летом и зимой нет вовсе; при этом они прослеживаются лишь между месяцами с октября по декабрь и с апреля по сентябрь.

В отличие от классического “острова тепла” на высоте 2 м, годовой ход “поверхностного острова тепла” в поле $T_П$ выражен гораздо сильнее вследствие большей роли затрат тепла на транспирацию растениями в тепловом балансе поверхности. Он отличается резко выраженным максимумом в июне–июле при наибольшем развитии вегетации, приводящей к дополнительному охлаждению более озелененной поверхности за городом. Наименьшие значения $\Delta T_П$ наблюдаются осенью, когда термические различия между поверхностью города и окружающей территории после опадения листвы минимальны (только осенью $\Delta T_П < \Delta T_{MAX}$). Зимой и весной интенсивность “поверхностного острова тепла” промежуточная, поскольку снежный покров в черте городе частично убирается с дорожных покрытий, а на остальной городской территории загрязнен, и его альбедо меньше, чем в сельской местности. Различия между средними значениями $\Delta T_П$ в июне–июле, осенью и в остальные месяцы достоверны практически с любой доверительной вероятностью, сколь угодно близкой к 1.

МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ “ОСТРОВА ТЕПЛА” МОСКВЫ

Многолетние изменения среднегодовых значений T и интенсивности “острова тепла” показаны на рис. 3. Как видим, температура воздуха и в Москве, и в Подмосковье в течение 30 лет росла быстро и даже с ускорением, о чем свидетельствуют оба параболических тренда на рис. 3 а. Однако рост ее в городе и в сельской местности происходил почти с одинаковой скоростью, что подтверждается близостью значений коэффициентов линейной регрессии K. Как следствие, интенсивность “острова тепла” Москвы на высоте 2 м – как средняя, так и максимальная в пространстве – не показывает на рис. 3 б устойчивого роста. Напротив, на данном временном промежутке очевидна ее стабилизация, а в последние годы даже наметилась тенденция к ослаблению этого явления, что подтверждают параболические тренды. Отмеченный в [13] рост $\Delta T_{ср.}$ и ΔT_{MAX} в период 2010–2014 гг. оказался кульминацией значений за весь исследуемый период; в последующие годы оба показателя заметно уменьшились. В целом за 30 лет их линейные тренды положительные, но очевидно незначимые, поскольку значения K малы: лишь 0.01°С/год. Заметим, что с точки зрения значимости трендов более показательны коэффициенты линейной регрессии, нормированные на средние значения X исследуемых характеристик за рассматриваемый период: $K_Н = K/X$. В среднем за 1991–2020 гг. $\Delta T_{ср.}$ и ΔT_{MAX} для Москвы равны соответственно 0.92 и 1.85°С. Таким образом, оба нормированных коэффициента $K_Н$ (соответственно 0.011 и 0.005 год$^{-1}$) крайне незначительны. Для оценки значимости трендов был использован непараметрический критерий Вилкоксона, основанный на подсчете числа инверсий n (обратных по отношению к обычному знаку разности) при сравнении шести первых и шести последних значений ряда. Оказалось, что и для $\Delta T_{ср.}$, и для ΔT_{MAX} $n = 8$, что означает отвержение нулевой гипотезы о значимости различий в начале и конце 30-летнего периода с доверительной вероятностью 0.95. Полученный результат позволяет считать оба линейных тренда статистически незначимыми.

Анализ изменений среднегодовых значений $\Delta T_П$ по данным спутников затруднен из-за неполной выборки данных. В разные годы число принятых к анализу снимков при ясной или малооблач-

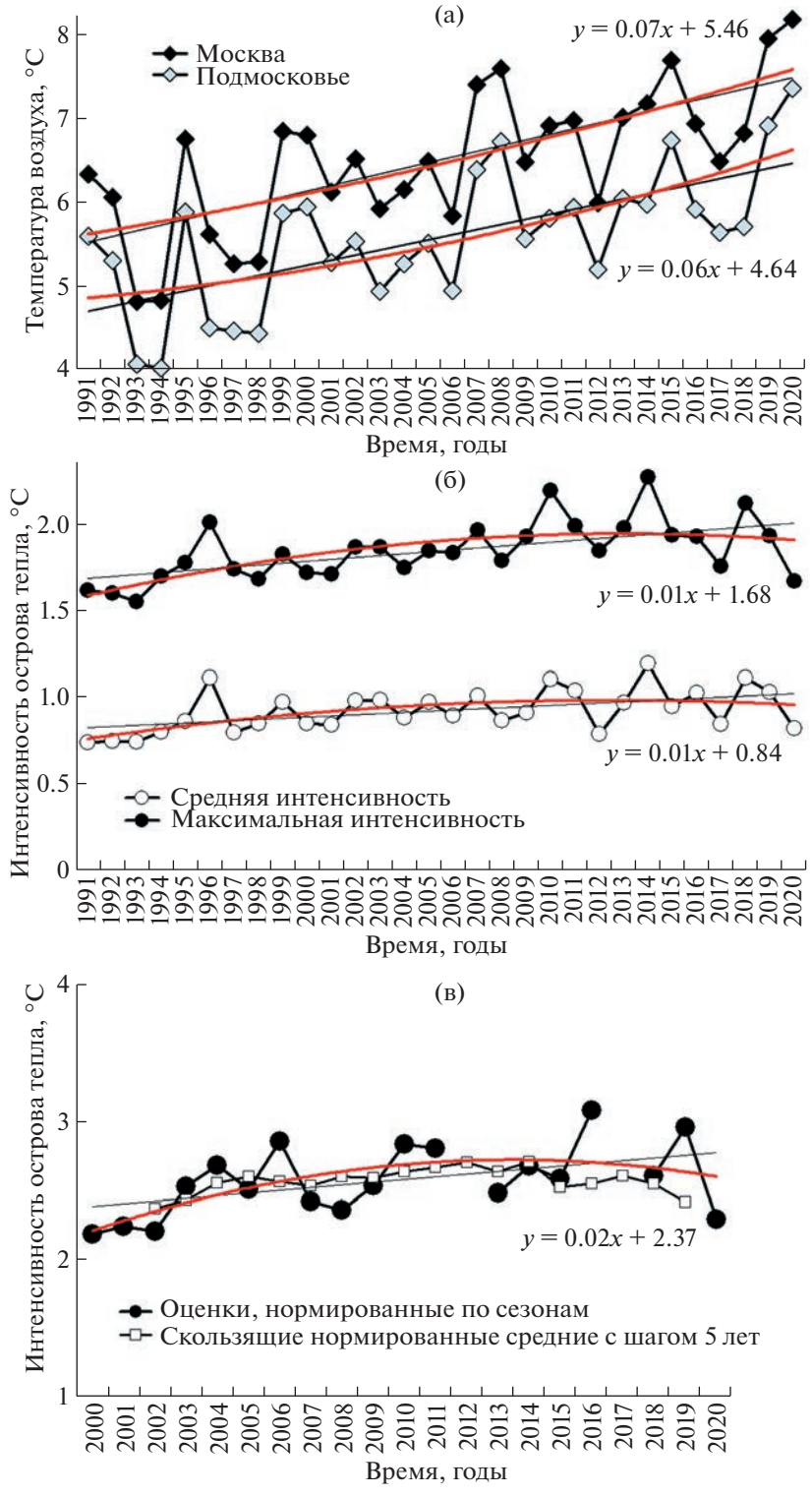


Рис. 3. Многолетние изменения температуры воздуха Москвы и Подмосковья, интенсивности “острова тепла” Москвы и влияющих на него факторов. Черные линии – линейные тренды; красные линии – параболические тренды. (а) Температура воздуха; (б) Интенсивность “острова тепла” на высоте 2 м; (в) Интенсивность “острова тепла” в поле *T* поверхности; (г) Число случаев ясного неба, штилей и слабого ветра; (д) Вегетационный индекс; (е) Энергопотребление в Московском регионе: 1 – советская эпоха; 2 – экономическая катастрофа и коллапс промышленности; 3 – устойчивый рост; 4 – кризис 2008–2009 гг.; 5 – замедление роста и остановка; ж) население Москвы (все значения относятся к началу каждого года).

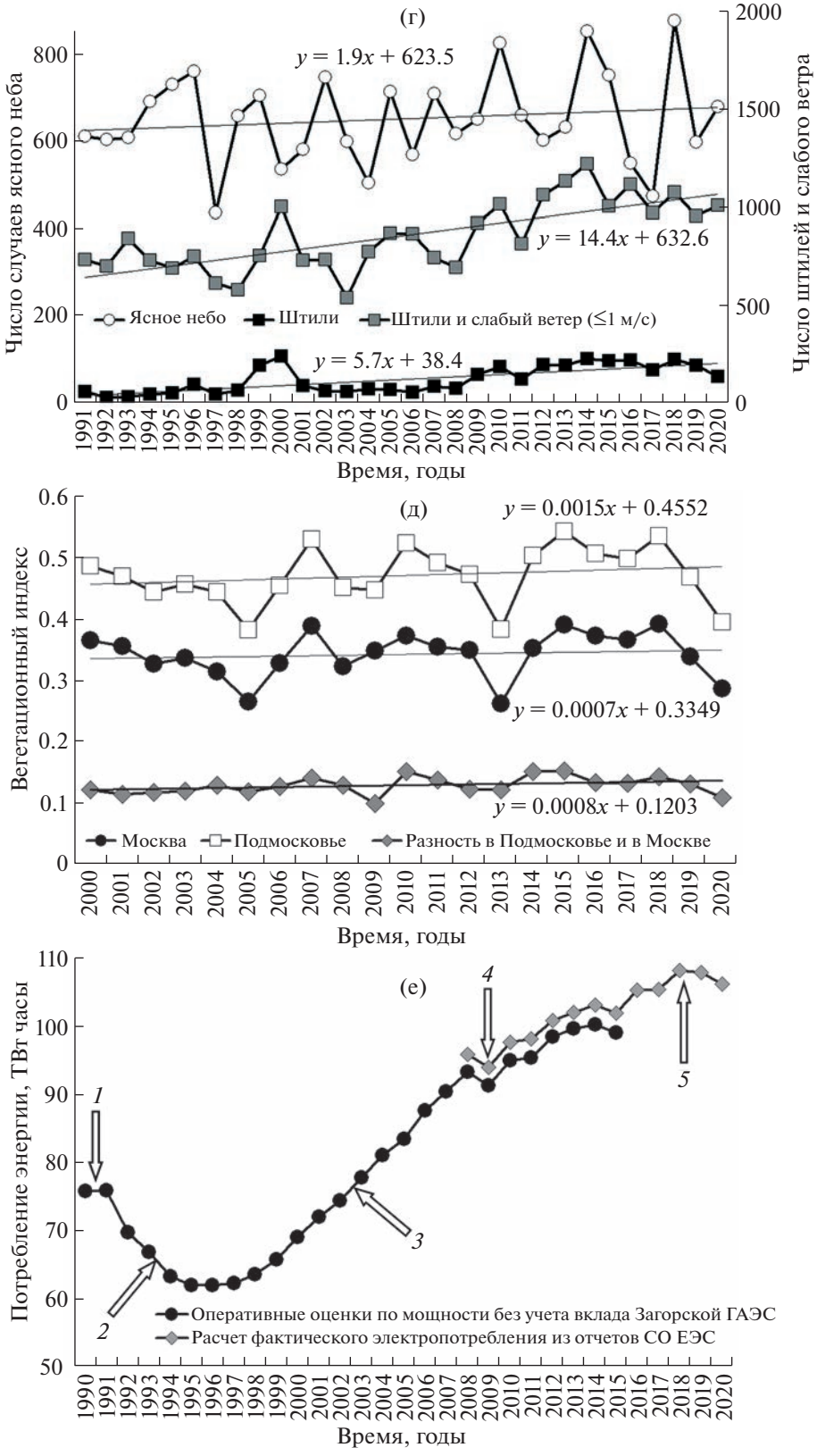


Рис. 3. Окончание

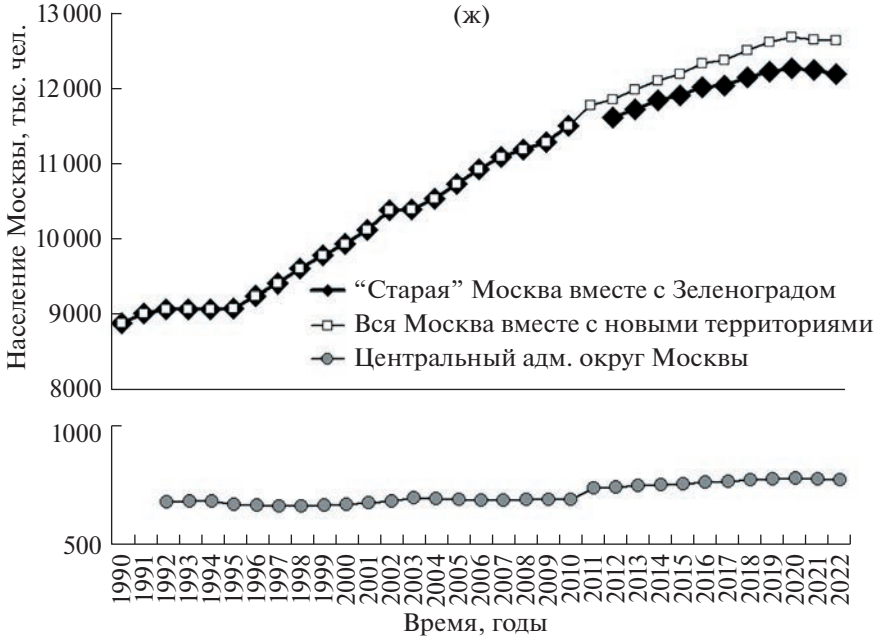


Рис. 3. Окончание

ной погоде менялось от 25 в 2017 г. до 119 в 2018 г., однако в годовом ходе они распределены неравномерно. Это ведет к смещениям оценок среднегодовых значений при простом осреднении по всей выборке снимков за год, поскольку, как мы уже видели, годовой ход $\Delta T_{\text{П}}$ выражен очень сильно: оценки будут сильно завышены, если большинство пригодных к рассмотрению снимков оказались летними, и сильно занижены, если они получены осенью. Произвести нормирование с учетом среднемесячных значений невозможно, поскольку в течение многих месяцев часто нет ни одного снимка, отвечающего нашим критериям их отбора. Поэтому нормирование среднегодовых оценок проведено нами по сезонам, т.е. средним за год значением $\Delta T_{\text{П}}$ считалось среднее из четырех его среднесезонных значений. При этом возможная погрешность, связанная с изменениями “поверхностного острова тепла” в годовом ходе, сведена к минимуму. Однако даже при таком подходе получить среднегодовые значения для двух лет не удалось, поскольку осенью 2012 г. не было ни одного малооблачного снимка, а единственное зимнее значение $\Delta T_{\text{П}}$ в 2017 г. оказалось непоказательным. Полученные нормированные оценки $\Delta T_{\text{П}}$ в среднем за отдельные годы приведены на рис. 3 в. Как видим, усиления со временем “острова тепла” Москвы на уровне поверхности в целом за весь период не происходит: после явного роста вплоть до 2006 г. значения стабилизировались, а в последние годы, как и на высоте 2 м, наметилась тенденция к ослаблению этого явления. Это подтверждают и параболические тренды, и скользящие средние значения с шагом осреднения 5 лет. Коэффициент K для линейного тренда составляет 0.02°C/год; среднее по всей выборке нормированных среднегодовых оценок значение $\Delta T_{\text{П}} = 2.57$°C; коэффициент $K_{\text{Н}} = 0.008$ год$^{-1}$. При сравнении первых и последних 5 значений ряда число инверсий $n = 4$, что, как и для “острова тепла” на высоте 2 м, означает отсутствие по критерию Вилкоксона статистически достоверных изменений с доверительной вероятностью 0.95.

АНАЛИЗ ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИН ИЗМЕНЕНИЙ “ОСТРОВА ТЕПЛА”

Таким образом, многолетние изменения “острова тепла” Москвы за последние 20–30 лет и на высоте 2 м, и на поверхности были нелинейными и немонотонными: рост в 1990-х и 2000-х гг. сменился стабилизацией последующих значений и даже их уменьшением в последние несколько лет. Говорить с уверенностью о достоверном ослаблении этого явления пока рано, однако его стабилизация в целом за последние 20–30 лет очевидна. В связи с этим рассмотрим, какие причины могут вызвать подобные изменения. Стабилизация “острова тепла” возможна либо при постоянстве влияющих на него природных и антропогенных условий, либо при разнонаправленных изменениях противоположных по действию факторов, приблизительно уравновешивающих друг друга.

Ослабление “острова тепла” в том или ином городе возможно в силу как природных причин,

так и человеческой деятельности. К числу первых относятся, прежде всего, менее частые и менее долгие антициклональные условия, сопровождаемые ясной погодой и затишьем: усиление ветра и рост облаков ослабляют “остров тепла”. Помимо погодных условий, на это явление могут влиять и изменения в площади, и степени фитопродуктивности растительного покрова, с которым связаны затраты тепла на транспирацию. Ослаблению “острова тепла” способствуют как сведение лесов и сокращение площади природных ландшафтов в сельской местности вокруг города, так и дополнительное озеленение и гипотетически возможное залесение городской территории.

Их числа социально-экономических факторов к ослаблению “островов тепла” могут приводить сокращение численности населения города и связанного с этим антропогенного потока тепла; уменьшение плотности населения вследствие расширения площади города; деиндустриализация и вывод из города промышленных предприятий – источников антропогенного тепла; сокращение городской застройки. Дополнительной причиной могут стать карантинные ограничения, также приводящие к ослаблению источников тепла, включая промышленность и автомобильный транспорт. К ослаблению “острова тепла” ведут и противоположные изменения в зоне сравнения вокруг города: рост численности и плотности населения, уплотнение жилой застройки и усиление антропогенных выбросов тепла в пригородах и малых населенных пунктах. Рассмотрим последовательно изменения перечисленных факторов применительно к Москве.

Что касается метеорологических условий, сильнее всего на “остров тепла” Москвы влияет облачность, особенно нижняя, и в меньшей степени – скорость ветра V [14]. Для усиления этого явления наиболее благоприятны ясная погода и штиль. На рис. 3 г приведено число сроков наблюдений (производимых каждые 3 ч) в разные годы в МО МГУ как с полным отсутствием облаков, так и со средней за 10 мин $V = 0$ и $V \le 1$ м/с. Случаев отмеченного наблюдателями ясного неба оказалось за 30 лет 19 570 (22% всех сроков), штилей – лишь 3786 (4% всех сроков), а крайне слабого ветра со скоростью 1 м/с – 21 914 (25% всех сроков). Как видно, несмотря на значительную межгодовую изменчивость безоблачных условий, частота их почти не меняется со временем: отношение коэффициента линейной регрессии к среднегодовому числу случаев ясного неба крайне мало: 0.003. Число как штилей, так и слабого ветра вместе с ними, напротив, заметно возросло за 30 лет – тем не менее, усиления “острова тепла” не произошло. Таким образом, ни один из двух природных факторов не может объяснить наметившуюся тенденцию к ослаблению этого явления. Сходный анализ изменений метеорологических условий, способствующих усилению “острова тепла”, включая количество осадков, проведен для Дебрецена, Венгрия за 50 лет в [11].

Среди показателей, характеризующих развитие растительности на основе спутниковых данных, наиболее известен безразмерный “нормализованный разностный вегетационный индекс” НРВИ (NDVI в англоязычной литературе):

$$\text{НРВИ} = \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_1 + \rho_2}, \qquad (3)$$

где ρ_1 и ρ_2 – отражательные способности соответственно в ближнем инфракрасном и в красной части видимого диапазонов спектра [1, 9]. Как известно, хлоропласты здоровых растений сильно поглощают солнечную радиацию в красной части спектра, что способствует уменьшению значений ρ_2. При расчетах НРВИ по данным радиометров MODIS используются длины волн 841–876 и 620–670 нм соответственно для ρ_1 и ρ_2. Для каждого принятого к анализу снимка обоих спутников в период активного развития растительности с 1 апреля до 31 октября (всего – 780) значения НРВИ были рассчитаны отдельно и для Москвы, и для зоны сравнения. Результаты приведены на рис. 3 д. В зоне сравнения значение НРВИ в среднем по всей выборке составляет 0.48, что вполне обычно для средних широт [1] с учетом незначительной площади лесов (занимающих ~40% территории Московского региона), а в условиях городской поверхности с еще меньшей долей зеленых насаждений – ожидаемо меньше (0.35). Как видим, никаких сколько-нибудь заметных изменений в целом за 21 год не произошло ни в самих этих значениях в зоне сравнения и в Москве, ни в их разности: все три коэффициента линейной регрессии ничтожно малы, порядка 0.001/год.

Прямых оценок суммарной мощности антропогенных источников тепла в городе нет, однако известны значения тесно связанного с ними показателя – затрат электроэнергии. Имеется ряд ежечасных оперативных оценок по мощности потребленной электроэнергии E во всем Московском регионе (в Москве и Подмосковье), без учета только вклада Загорской гидроаккумулирующей станции, с 1990 по 2015 г. по данным ОАО СО ЕЭС (Системного оператора Единой энергетической системы). По этим данным были рассчитаны суммарные величины E за отдельные годы. Доля собственно Москвы в ее прежних (до 2012 г.) традиционных границах составляет в приведенных значениях приблизительно половину, хотя “старая Москва” занимает лишь 2% площади региона. Помимо этих оценок, фактическое электропотребление в регионе за отдельные годы, начиная с 2008 г. и уже с учетом Загорской ГАЭС, приведено на сайте СО ЕЭС: https://www.so-ups.ru/. Как видно на рис. 3 е, оба ряда значений

тесно связаны между собой в течение 8 лет их пересечения; различия между ними составляют 2–3%.

В последние годы существования СССР энергопотребление в Московском регионе было стабильно высоким. В 1992 г. начался его резкий спад, связанный с развалом страны и массовым закрытием промышленных предприятий. После достижения минимума в 1995–1997 гг. в энергопотреблении наметился рост, остававшийся устойчивым и монотонным вплоть до 2014 г., за исключением лишь экономического кризиса 2008–2009 гг., проявившегося в локальном минимуме значений E за 2009 г. Наконец, последние годы отмечены замедлением роста E и его остановкой, в 2019 и 2020 г. энергопотребление сократилось. Косвенно это свидетельствует об ослаблении антропогенных источников тепла в населенных пунктах региона – прежде всего, в Москве.

Наиболее вероятными причинами замедления роста энергопотребления и его остановки в последние годы служат прекращение роста населения города, а также его деиндустриализация. Как видно на рис. 3 ж, в 2010-е гг. рост населения замедлился, а в 2020 и 2021 гг. наметилась его убыль (оценки численности жителей Москвы в ее старых и новых границах приведены здесь из открытых источников на начало каждого года). Население Центрального административного округа столицы, в котором находится ст. Балчуг, определяющая значения ΔT_{MAX}, росло очень медленно, а в последние годы остается почти неизменным: ~780 тыс. чел. С другой стороны, как известно, в последние десятилетия многие крупные промышленные предприятия Москвы, создававшие значительные выбросы антропогенного тепла (заводы ЗИЛ, АЗЛК, “Серп и Молот” и др.), были либо закрыты, либо выведены за пределы столицы. Точных оценок связанного с этим сокращения выбросов тепла нет, однако примечательны приведенные в [5] изменения в структуре энергопотребления Москвы: резкое сокращение доли промышленности и рост доли непромышленных потребителей. Если в 1985 г. доля промышленности в общем энергопотреблении столицы составляла 67%, а непромышленных потребителей 21%, то в 2004 г. их соотношение стало обратным: соответственно 30 и 56%. Таким образом, деиндустриализация Москвы, очевидно, явилась одной из причин стабилизации столичного “острова тепла”.

Дополнительной причиной, ведущей к ослаблению “острова тепла”, служит постепенное, хоть и медленное, переселение москвичей в “Новую Москву” и уменьшение плотности населения в старой части города, о чем говорят постепенно нарастающие различия между числом жителей столицы в ее прежних и новых границах на рис. 3 ж. Если в 2013 г. жители “Новой Москвы” составляли лишь 2.0% населения города, то к 2020 г. их доля возросла до 3.2%. Еще одной причиной, обусловившей ослабление “острова тепла” Москвы в 2020 г., явились карантинные ограничения из-за пандемии коронавирусной инфекции, приведшие к резкому сокращению выбросов тепла оставшейся в городе промышленностью и автомобильным транспортом [4].

Таким образом, в отличие от многих других крупных городов мира, в Москве за последние 20–30 лет не произошло усиления “острова тепла”. Причинами стабилизации этого явления служат как природные, так и социально-экономические факторы: постоянство безоблачных условий и состояния растительного покрова, замедление и остановка энергопотребления вследствие прекращения роста населения города и его деиндустриализации, а также постепенное переселение жителей из старой территории столицы в ее новые районы. Дополнительной причиной ослабления “острова тепла” в 2020 г. явилось резкое сокращение антропогенных источников тепла из-за карантинных ограничений.

ВЫВОДЫ

1. Рост температуры воздуха в Московском регионе за последние 30 лет происходил быстро и с ускорением, однако его скорость как в традиционных границах Москвы, так и в окружающей сельской местности была приблизительно одинаковой: 0.06–0.07°C/год.

2. Максимальная в пространстве и средняя по площади города интенсивности “острова тепла” Москвы в среднем за период 1991–2020 гг. составляют соответственно 1.8 и 0.9°C на высоте 2 м. Интенсивность “острова тепла” Москвы в поле температуры поверхности по радиометрическим измерениям с борта спутников Terra и Aqua в среднем за период 2000–2020 гг. значительно больше: 2.6°C.

3. Годовой ход интенсивности “острова тепла” на высоте 2 м в целом сглаженный; статистически достоверно лишь ослабление этого явления осенью и в начале зимы. Напротив, на уровне поверхности годовой ход температурных различий в городе и окружающей сельской местности выражен ярко и отмечен резким максимумом в июне–июле, минимумом осенью и промежуточными значениями зимой и весной. Вероятные причины сезонных различий – затраты тепла на транспирацию растениями за городом при активной вегетации летом, близость термических условий после опадения листвы и до установления снежного покрова, альбедо которого в городе меньше.

4. Многолетние изменения интенсивности “острова тепла” Москвы немонотонны: рост интенсивности в 1990-х и в начале 2000-х гг. сменился

стабилизацией значений, а в последние годы наметилась тенденция к ослаблению этого явления. Как следствие, в целом за последние 20–30 лет изменения "острова тепла" в поле температуры как воздуха, так и поверхности статистически незначимы.

5. Состояние растительного покрова как в Москве, так и в окружающей сельской местности Московского региона на протяжении периода 2000–2020 гг. оставалось стабильным. Средние многолетние значения вегетационного индекса НРВИ с апреля по октябрь составляют в Москве и окружающей сельской местности соответственно 0.3–0.4 и ~0.5.

6. Повторяемость безоблачных условий в Москве с 1991 по 2020 г. была почти постоянной, тогда как число случаев штилей и крайне слабого ветра (1 м/с) в среднем за тот же период существенно возросло. Однако само по себе влияние ветра, взятое в отрыве от прочих факторов, не привело к усилению "острова тепла".

7. Наиболее вероятными причинами общей стабилизации "острова тепла" Москвы и его частичного ослабления в последние годы служат изменения социально-экономических условий: замедление и прекращение роста населения города, деиндустриализация и, как следствие, замедление и остановка роста энергопотребления, а также частичный отток населения из "старой Москвы" на новые окраины. Дополнительной причиной ослабления столичного "острова тепла" в 2020 г. явились карантинные ограничения из-за пандемии коронавирусной инфекции.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят М.В. Зимина и других сотрудников ИТЦ СканЭкс за предоставление программного обеспечения, Н.А. Терешонка за предоставленные данные метеорологической сети, а также И.В. Городкову и других сотрудников ОАО "Системный оператор ЕЭС" за предоставленные данные об энергопотреблении.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при частичной поддержке РНФ, проекты № 21-17-00210 (в части анализа данных метеостанций) и № 23-27-00279 (в части анализа данных спутников и влияющих на "остров тепла" показателей).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Барталев С.А. и др.* Спутниковое картографирование растительного покрова России. М.: ИКИ РАН, 2016. С. 208.
2. *Ландсберг Г.Е.* Климат города. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. С. 248.
3. *Локощенко М.А., Енукова Е.А.* Остров тепла в Московском регионе по спутниковым данным. // Метеорология и гидрология. 2020. № 7. С. 53–64.
4. *Локощенко М.А., Алексеева Л.И.* О годовом ходе "острова тепла" Москвы и влиянии на него карантинных мероприятий при пандемии коронавируса в 2020 г. // Известия РАН серия ФАО. 2022, Т. 58. № 2. С. 194–204.
5. *Макоклюев Б.И.* Анализ и планирование энергопотребления. М.: Энергоатомиздат, 2008, С. 296.
6. Эколого-климатические характеристики атмосферы Москвы в 2018 г. по данным Метеорологической обсерватории МГУ имени М.В. Ломоносова / Под ред. М. А. Локощенко. М.: МАКС Пресс, 2019. 277 с. ISBN: 978-5-317-06312-2.
7. *Andrade C., Fonseca A., Santos J.A.* Climate Change Trends for the Urban Heat Island Intensities in Two Major Portuguese Cities. // Sustainability. 2023. 15. 3970.
8. *Durowoju O.S., Samuel K.J., Anibaba B.W.* Temporal analysis of Urban Heat Island in Ibadan metropolis // Osun Geographical Review. 2021. 4. P. 170–180.
9. EOS Data Products Handbook. Ed. by Parkinson C.L. & Greenstone R. // NASA Goddard Space Flight Center Greenbelt. Maryland, USA. 2000. 2. 253 P.
10. *Kataoka K., Matsumoto F., Ichinose T., Taniguchi M.* Urban warming trends in several large Asian cities over the last 100 years // Science of the Total Environment. 2009. 407. P. 3112–3119.
11. *László E., Bottyán Z., Szegedi S.* Long-term changes of meteorological conditions of urban heat island development in the region of Debrecen, Hungary // Theoretical and Applied Climatology. 2015.
12. *Levermore G.J., Parkinson J.B., Laycock P.J., Lindley S.* The Urban Heat Island in Manchester 1996–2011 // Building Services Engineering Research and Technology. 2014. 36 (3).
13. *Lokoshchenko M.A.* Urban heat island and urban dry island in Moscow and their centennial changes // J. Appl. Meteorol. and Climatology. 2017. 56 (10). P. 2729–2745.
14. *Lokoshchenko M.A., Alekseeva L.I.* Influence of Meteorological Parameters on the Urban Heat Island in Moscow // Atmosphere. 2023. 14. 3. 507.
15. *Oke T.R., Mills G., Christen A., Voogt J.A.* Urban Climates. Cambridge, UK: University Press, 2017. 525 P.
16. *Qunfang Huang, Lin Li, Yuqi Lu, Yanjuan Yang and Mingcai Li.* The roles of meteorological parameters in Shanghai's nocturnal urban heat island from 1979 to 2013 // Theoretical and Applied Climatology. 2020. 141. P. 285–297.
17. *Ünal Y.S., Sonuç C.Y., Incecik S., Topcu H.S., Diren-Üstün D.H., Temizöz H.P.* Investigating urban heat island intensity in Istanbul // Theoretical and Applied Climatology. 2020. 139. P. 175–190.

MODERN CHANGES OF THE URBAN HEAT ISLAND IN MOSCOW

M. A. Lokoshchenko[a,b,#], E. A. Enukova[c], and L. I. Alekseeva[a]

[a] *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russian Federation*
[b] *Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*
[c] *Dubna State University, Dubna, Moscow Region, Russian Federation*
[#] *E-mail: loko@geogr.msu.su*

Presented by Academician of the RAS S.A. Dobrolyubov April 10, 2023

According to the data of weather stations for the period 1991–2020, as well as radiometric measurements of the surface temperature T_S of Moscow region by Terra and Aqua satellites for the period 2000–2020, the daily course and long-term changes of the urban ‘heat island’ (UHI) of Moscow in the field of both the air temperature T at a height of 2 m and the T_S were studied. For the analysis of T_S 1379 satellite images were selected for 21 years in clear and slightly cloudy sky, when the UHI analysis is possible. The average annual values of T_S were obtained using their normalization for separate seasons. The daily course of Moscow UHI in the air is weakly expressed, especially when compared with the countryside not only of the city center, but also of its entire area: only the weakening of this phenomenon in autumn and in the pre-winter season (from October to December) is reliable. According to satellite data, the ‘surface UHI’ is marked by a maximum in June-July with the strongest vegetation development, a minimum in autumn when leaves fall, and intermediate values in winter and spring. The rapid growth of T took place in 1991–2020 both in Moscow and in rural areas with approximately the same speed. As a result, there have been no statistically significant directional changes in the UHI intensity both in the air and on the surface as a whole over the past 20–30 years. The probable reasons for the general stabilization of the UHI in Moscow are both natural and socio-economic factors: the approximate constancy of the probability of clear weather (which promotes the strengthening of this phenomenon) and the vegetative activity in the region (which determines heat losses due to transpiration by plants), slowing down and stopping the growth of the population and energy consumption of the city, as well as its deindustrialization. Additional reasons are the gradual relocation of residents to the new outskirts of Moscow, as well as quarantine restrictions due to the COVID-19 pandemic in 2020.

Keywords: air and surface temperature, urban ‘heat island’ stabilization, Terra and Aqua satellites, radiometric measurements, NDVI, meteorological conditions, energy consumption, population

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 254–260

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

УДК 556.550.72:528.88

МЕТОДИКА ДИСТАНЦИОННОЙ ОЦЕНКИ ХАРАКТЕРИСТИК НЕИЗУЧЕННЫХ ОЗЕР МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ ТУНДРЫ

© 2023 г. И. С. Зверев[1], С. Д. Голосов[1], С. А. Кондратьев[1], А. М. Расулова[1,*]

Представлено академиком РАН В.А. Семеновым 30.03.2023 г.
Поступило 30.03.2023 г.
После доработки 04.04.2023 г.
Принято к публикации 04.04.2023 г.

Предложена методика оценки гидрофизических и химико-биологических характеристик неизученных малых и средних озер (площадью до 100 км^2) арктических территорий России с использованием методов дистанционного зондирования и математического моделирования. Методика основана на использовании одномерной модели гидротермодинамических и химико-биологических процессов в водоемах. Предложенный подход позволяет на основе информации о географических координатах и площади поверхности озера получить оценку теплопереноса между атмосферой, льдом, водой и донными отложениями, дату образования ледового покрова, его толщину и продолжительность существования ледостава, рассчитывать профили температуры воды и донных отложений, а также растворенного кислорода по глубине. При этом не требуются контактные измерения, что крайне важно для труднодоступных и малоизученных северных территорий нашей страны.

Ключевые слова: дистанционная оценка, озеро, тундра, математическая модель, реанализ
DOI: 10.31857/S2686739723600650, **EDN:** WGECPU

Стратегия развития Арктической зоны Российской Федерации [1, 8] направлена на активное изучение и освоение Арктики, в том числе и ее природных ресурсов. Озера являются неотъемлемой частью природных ландшафтов арктического региона РФ. На спутниковых снимках в пределах Арктической зоны РФ дешифрируется более 2.5 млн водоемов. Суммарная площадь водной поверхности арктических озер составляет ~160 тыс. км^2, или чуть менее половины суммарной площади водной поверхности всех естественных водоемов РФ [1, 5, 6]. Абсолютное большинство малых и средних озер арктических территорий являются неизученными главным образом из-за их труднодоступности.

Целью настоящего исследования является разработка методики дистанционной оценки характеристик неизученных малых (1–10 км^2) и средних (10–100 км^2) озер тундровых ландшафтов нашей страны на основе методов математического моделирования с использованием спутниковой информации дистанционного зондирования подстилающей поверхности, баз данных метеорологического реанализа и геостатических зависимостей между морфометрическими характеристиками озер природных зон.

Объектами исследования являются очень малые и малые (площадью 0.1–10 км^2), а также средние (10–100 км^2) озера [3], расположенные за полярным кругом в зоне тундры вдоль побережья Северного Ледовитого океана и Берингова моря (рис. 1). Характерной особенностью этой территории является наличие вечной мерзлоты.

Побережье морей Северного Ледовитого океана практически повсеместно покрыто густой сетью водоемов. Наряду с прибрежно-лагунными водоемами, в пределах морских аккумулятивных, водно-ледниковых и озерно-аллювиальных равнин широко распространены термокарстовые, ледниковые, просадочные, пойменные и западинные озера. Большинство из них характеризуются малыми площадями и незначительными глубинами, составляющими от 1 до 2 м и лишь иногда – до 3 и более метров [6]. Одними из основных особенностей таких водоемов являются существенная горизонтальная однородность поля температуры в них и преобладание процессов вертикального переноса тепла над адвективными. При моделировании термического режима водоемов этого класса зачастую достаточно ис-

[1]*Институт озероведения Российской академии наук – обособленное структурное подразделение Санкт-Петербургского Федерального исследовательского центра Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия*
*****E-mail: ARasulova@limno.ru*

Рис. 1. Тундровые природные зоны России: 1 – Кольские низкогорные тундры и редколесья, 2 – Большеземельские тундры, 3 – Ямало-Гыданские тундры, 4 – Северо-Таймырские арктические тундры, 5 – Североякутские тундры, 6 – Чукотские тундры, 7 – Тундры и редколесья Корякского нагорья (https://ecoregions.appspot.com/).

пользовать простые одномерные модели, основанные на интегрировании уравнения вертикальной диффузии тепла и различных способах представления вертикального распределения температуры.

При невозможности выполнения контактных измерений характеристик озер, находящихся в труднодоступных областях, предлагается воспользоваться методикой оценки состояния озер, схема которой представлена на рис. 2.

Основные этапы дистанционной оценки характеристик озер сводятся к следующему алгоритму. С использованием средств дистанционного зондирования поверхности Земли дешифрируется интересующий объект, находятся его географические координаты и площадь водной поверхности озера. На основе геостатистических (территориально-общих для рассматриваемого региона) соотношений между площадью и глубиной, последняя оценивается для неизученных озер. По географическим координатам из баз данных метеорологического реанализа может быть получена метеоинформация требуемого разрешения. Глубина озера и метеоданные являются входными данными в модель FLakeEco, которая рассчитывает термические характеристики водоема, параметры его кислородного режима, а также теплоперенос в донных отложениях. При отсутствии доступа к модели для приближенной оценки термических характеристик воды и донных отложений, а также показателей кислородного режима озера могут быть использованы соответствующие номограммы, построенные заранее по результатам модельных расчетов для интересующей области.

Инструментом дистанционной оценки характеристик неизученных озер в предлагаемой методике является модель FLake (www.lakemodel.net), разработанная совместными усилиями сотрудников Института озероведения РАН, Института водных проблем Севера РАН, Института водной экологии и внутреннего рыбоводства Германии (IGB) и Службы погоды Германии (DWD) [12, 16]. Модель FLake является универсальной математической моделью гидротермодинамики озера, в которой реализованы основные мировые достижения в области физической лимнологии. Модель FLakeEco представляет собой модификацию FLake, дополненную гидроэкологическим модулем, позволяющим рассчитывать режим растворенного кислорода в озерах [9, 13]. Продукт синтеза модели озера FLake и приповерхностных метеорологических данных из проекта реанализа NCEP/NCAR получил название FLake-Global [14]. Отмечается, что FLake-Global “позволяет практически мгновенно оценить сезонный цикл температуры и условий перемешивания *в любом мелководном пресноводном озере по всему миру*”. Как отмечается на сайте модели (www.lakemodel.net), она может использоваться в системах численного прогнозирования погоды, моделирования климата и других экологических приложений как одномерная модель в автономном режиме или как физический модуль в моделях озерных экосистем. В международном проекте COSMO (https://www.cosmo-model.org/content/model/cosmo/default.htm) модель FLake используется при оценке влияния водной поверхности водоемов на локальный климат. В настоящей работе впервые математическое моделирование и результаты космический съемки применены для дистанци-

Рис. 2. Схема дистанционной оценки характеристик малых и средних неизученных труднодоступных водоемов.

онной оценки характеристик неизученных озер арктической зоны РФ.

Примеры верификации модели FLake на озерах Северо-Таймырской арктической тундры РФ представлены в работах [10, 17]. На рис. 3 в качестве примера дополнительной верификации модели на озере Сюртав-Малто (69.7° с.ш., 75.6° в.д.), расположенного в Ямало-Гыданской тундре, представлены измеренные значения температуры воды на разных глубинах для двух дат в конце ледостава [4] и рассчитанные по модели для этих же дат температурные профили. Соответствие расчетных и натурных данных можно признать удовлетворительным, а модель FLake – вполне пригодной для достижения целей настоящей работы.

Для дистанционной оценки характеристик озера с использованием модели FLake необходимо иметь географические координаты объекта, его среднюю глубину (или площадь, по которой можно вычислить глубину) и привязанные к ним данные метеорологического реанализа. В настоящей работе использовался реанализ NCEP/NCAR (www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml), который представляет собой ряды восстановленных величин метеорологических параметров для всего земного шара. Временной шаг между сроками “наблюдений” составляет 6 ч. Выборка

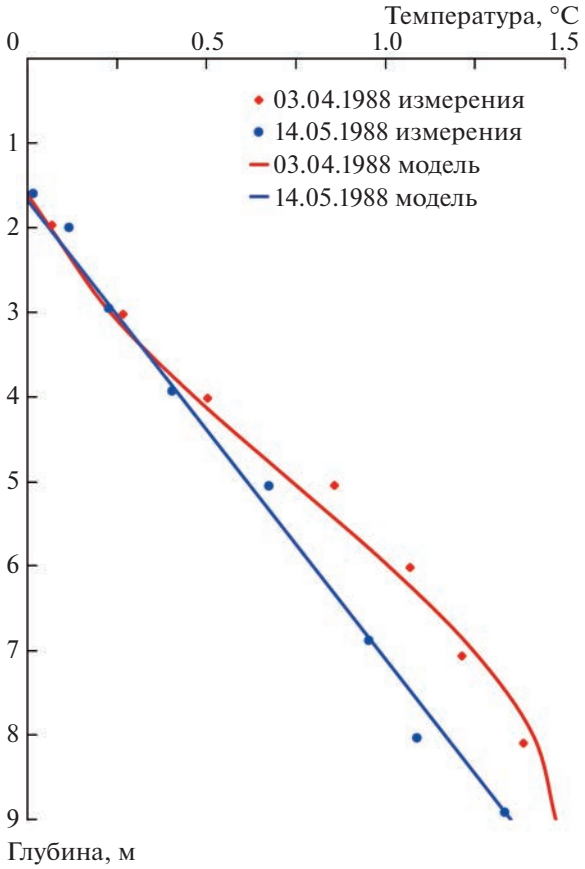


Рис. 3. Измеренные и рассчитанные по модели FLake вертикальные распределения температуры в озере Сюртав-Малто, Ямало-Гыданская тундра.

необходимых для расчетов данных производится по координатам расчетной точки.

Наиболее приемлемым в рамках настоящей работы методом определения площади водоема является дешифрирование спутниковых снимков. При решении задачи дистанционной оценки характеристик неизученных озер в годы различной водности применимы каталоги данных Global Surface Water (https://global-surface-water.appspot.com), полученные на основе проекта Copernicus (https://www.copernicus.eu/en) и снимков со спутников Landsat с 1984 по 2021 г. Пространственное разрешение всех каталогов GSW составляет 30 м.

Таблица 1. Геостатистические зависимости средней глубины озера (h) от его площади (F) для различных зон тундры (№ зоны соответствует рис. 1)

№ зоны	Вид зависимости	Количество озер в выборке HydroLAKES ($0.1\ км^2 \le F \le 100\ км^2$)
1	$h = 6.215F^{0.198}$	1724
2	$h = 4.028F^{0.028}$	2761
3	$h = 0.521\ln(F) + 4.515$	18179
4	$h = 4.932F^{0.219}$	30586
5	$h = 4.591F^{0.144}$	20096
6	$h = 1.049\ln(F) + 6.946$	4002
7	$h = 4.985F^{0.104}$	5216

Вопросам поиска геостатических взаимосвязей между такими морфометрическими характеристиками озер, как площадь и глубина, посвящен ряд научных исследований как отечественных [2, 7, 17], так и зарубежных [15] специалистов. В настоящем исследовании для всех семи зон тундры (рис. 1) использованы эмпирические зависимости глубины озера от его площади (табл. 1), которые были получены в результате статистической обработки баз данных HydroLAKES [15] по выбранным зонам.

Необходимо отметить, что совершенствование территориально общих взаимосвязей между морфометрическими характеристиками озер различных природных зон является одним из основных направлений развития метода дистанционной оценки неизученных озерных экосистем.

При наличии необходимой исходной информации модель рассчитывает следующие характеристики выбранного озера:

- теплоперенос между атмосферой, льдом, водой и донными отложениями;
- профиль температуры воды по глубине, температуру у поверхности и у дна;
- профиль температуры в донных отложениях;
- дату образования ледового покрова, его продолжительность и толщину;
- глубину протаивания донных отложений в озерах зоны вечной мерзлоты;
- профиль концентрации растворенного кислорода по глубине и толщину анаэробной зоны (при наличии).

Расчеты выполнялись для шести точек, расположенных в представленных на рис. 1 семи областях зоны тундры и соответствующих следующим озерам: 1 – оз. Бабозеро, Мурманская обл. (67.993980° с.ш., 37.603655° в.д.); 2 – оз. Порчты, Ненецкий автономный округ (67.888251° с.ш., 59.076433° в.д.); 3 – оз. Сохонто, Ямало-Ненецкий автономный округ (69.166749° с.ш., 70.109453° в.д.); 4 – оз. Сырутатурку, Красноярский край (73.685402° с.ш., 97.586035° в.д.); 5 – оз. Федота, Респ. Саха (71.168933° с.ш., 144.813443° в.д.); 6 – оз. Элэргытгын, Чукотский АО (68.804262° с.ш., 171.274288° в.д.); 7 – оз. Бурыпчи – Камчатский край (63.962810° с.ш., 168.493262° в.д.). К указанным точкам привязаны данные метеорологического реанализа семейства NCEP/NCAR, осредненные за тридцатилетний интервал времени. В первом приближении можно считать результа-

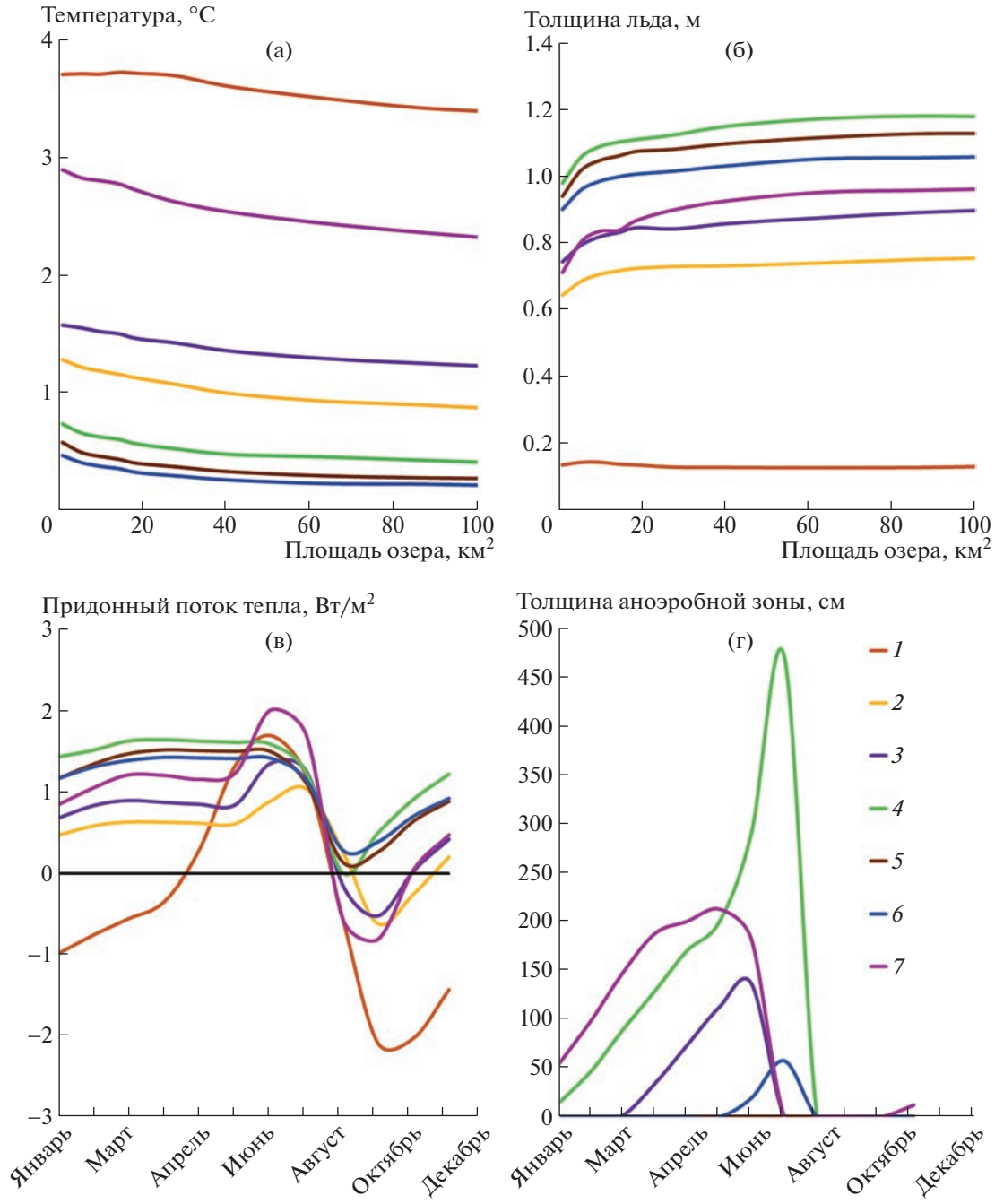


Рис. 4. Номограммы для приближенной оценки средних значений температуры поверхности воды (а), толщины льда (б) в зависимости от площади озера, теплообмен через границу вода–дно (в), а также внутригодовая динамика максимально возможной толщины анаэробной зоны (г) для различных зон тундры по результатам моделирования (номера зон соответствуют рис. 1).

ты расчетов, выполненных для указанных точек, репрезентативными для соответствующих зон тундры.

По результатам проведенных расчетов построены номограммы, связывающие термические характеристики (средние значения температуры поверхностного слоя воды и толщины ледяного покрова) малых и средних озер со значениями их площадей для семи рассматриваемых зон тундры (рис. 4).

При этом следует помнить, что построить оценочные номограммы для других географических координат с использованием соответствующих данных метеорологического реанализа на основе

результатов расчетов по модели не составляет большого труда.

Рисунки 4 а и 4 б иллюстрируют зависимость средних значений температуры поверхности воды и толщины льда от площади озера в семи рассматриваемых зонах тундры. Пологая форма представленных графиков является следствием слабой зависимости глубины водоема от его площади, что является характерной особенностью тундровых озер. Разница в расположении графиков объясняется различной широтой рассматриваемых точек, а также региональными различиями данных метеорологического реанализа. Максимальные значения температуры поверхности воды и минимальная толщина льда характерны для Кольских низкогорных тундр и редколесей, подверженных влиянию теплого атлантического течения Гольфстрим. Противоположная картина наблюдается в результатах расчета по Северо-Таймырской арктической тундре (№ 4), североякутской (№ 5) и чукотской (№ 6) зонам тундры.

Рисунок 4 в представляет результаты расчета внутригодовой динамики потока тепла через границу вода–дно для рассматриваемых точек. Нетрудно видеть, что в зонах 4, 5 и 6 поток тепла положителен, т.е. направлен в донные отложения в течение всего года, что объясняется влиянием вечной мерзлоты. В остальных зонах осенне-зимнее выхолаживание водной массы приводит к возникновению обратного потока тепла, так как донные отложения дольше удерживают тепло по сравнению с водной массой. В наибольшей степени это выражено в озерах Кольской тундры.

В качестве первого шага при переходе от вычисления термических параметров озер к решению задачи дистанционной оценки их экологического состояния могут служить расчет характеристик кислородного режима и оценка перспектив возникновения анаэробных зон, формирующихся в условиях острого дефицита растворенного в воде кислорода. В этих зонах активизируются восстановительные процессы, приводящие к образованию метана (CH_4), сероводорода (H_2S) и аммиака (NH_3), которые не только ухудшают качество озерной водной массы, но и могут быть токсичными для гидробионтов (особенно это касается H_2S). Входной информацией для расчета характеристик кислородного режима является скорость потребления кислорода бактериями ($БПК_5$), задаваемая по известным литературным аналогам [9, 12]. На рис. 4 г представлена рассчитанная внутригодовая динамика средней толщины анаэробной зоны для рассматриваемых точек и расположенных в них озер. Как показали проведенные расчеты, риск возникновения анаэробных зон наиболее вероятен в озерах зон № 3, 4, 5 и 6. Максимальная толщина анаэробной зоны характерна для Северо-Таймырской арктической тундры (зона № 4), характеризующейся максимальной толщиной ледяного покрова (рис. 4 б). Для озер, находящихся в зонах № 1, 2 и 7, возможность формирования анаэробных зон не выявлена.

Основным результатом исследования является методика полностью дистанционной оценки характеристик термического и кислородного режимов неизученных озер северных территорий. Основным инструментом для выполнения такого рода оценки служит одномерная математическая модель гидротермодинамики озера FLake, а также ее производные FLakeEco и FLake-Global в совокупности с имеющейся информацией метеорологического реанализа в изучаемом регионе и известными геостатистическими зависимостями средней глубины озера от его площади. Даже при отсутствии доступа к модели любой водопользователь, заинтересовавшийся озером с известными географическими координатами и оценивший площадь его поверхности, может на основании полученных в результате моделирования номограмм составить приближенную оценку термических характеристик водоема (продолжительность ледостава, толщина льда, температура поверхностного слоя воды и донных отложений, наличие или отсутствие бескислородной зоны и др.), а также характеристик кислородного режима. Необходимо отметить, что при условии дополнения модели FLake соответствующими программными модулями, по приведенной выше методике могут быть оценены и другие химико-биологические характеристики водоемов, такие как, например, биомасса и первичная продукция водорослей, прозрачность воды и др.

При этом, как уже упоминалось выше, не потребуется сложно реализуемых контактных измерений, что крайне важно для труднодоступных, неизученных или малоизученных северных территорий нашей страны.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания по темам FMNG-2019-0001 и FMNG-2019-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Измайлова А.В.* Водные ресурсы озер Российской Федерации // География и природные ресурсы. 2016. № 4. С. 5–14.
2. *Кочков Н.В., Рянжин С.В.* Методика оценки морфометрических характеристик озер с использованием спутниковой информации // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 1. С. 18–23.
3. *Мякишева Н.В.* Многокритериальная классификация озер. СПб.: изд. РГГМУ, 2009. 160 с.
4. *Павлов А.В.* Термический режим равнинных озер Севера // Криосфера Земли. 1999. Т. 3. № 3. С. 59–70.

5. *Румянцев В.А., Измайлова А.В., Макаров А.С.* Состояние озерного фонда Арктической зоны Российской Федерации // Вестник РАН. 2021. Т. 91. № 2. С. 115–126.

6. *Румянцев В.А., Измайлова А.В., Крюков Л.Н.* Состояние водных ресурсов озер арктической зоны Российской Федерации // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. № 1. С. 84–100.

7. СТО ГГИ 52.08.40-2017 Определение морфометрических характеристик водных объектов суши и их водосборов с использованием технологии географических информационных систем по цифровым картам РФ и спутниковым снимкам // Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Росгидромет). СПб.: ООО "РПЦ Офорт", 2017. 148 с.

8. Стратегия развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2035 года // Утверждена Указом Президента Российской Федерации № 645 от 26 октября 2020 года. http://kremlin.ru/acts/news/64274 (дата обращения: 01.02.2023).

9. *Тержевик А.Ю., Пальшин Н.И., Голосов С.Д. и др.* Гидрофизические аспекты формирования кислородного режима мелководного озера, покрытого льдом // Водные ресурсы. 2010. Т. 5, № 5. С. 568–580.

10. *Шадрина А.А., Федорова И.В., Голосов С.Д., Евдокимов А.А., Бойке Дж.* Термический режим озер Арктики // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей. Тр. VIII Межд. н.-практ. конф., 2014. Т. 1. М., РУДН, 24–27.11 2014. С. 581–589.

11. *Шульга М.* Представление озер в моделях погоды и климата: внешние параметры, объективный анализ температуры поверхности воды и верификация / Дисс. ... уч. ст. канд. физ.-мат. наук. СПб.: РГГМУ, 2015. 217 с.

12. *Golosov S., Kirillin G.A.* parameterized model of heat storage by lake sediments // Environmental. Modelling & Software. 2010. V. 25 (6). P. 793–801. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2010.01.002

13. *Golosov S., Maher O.A., Schipunova E., et al.* Physical Background of Oxygen Depletion Development in Ice-Covered Lakes // Oecologia, Springer Verlag. 2007. V. 151. P. 331–340.

14. *Kirillin G., Hochschild J., Mironov D., Terzhevik A., Golosov S., Nutzmann G.* FLake-Global: Online lake model with worldwide coverage // Environmental Modelling & Software. 2011.V. 26. Iss. 5. P. 683–684.

15. *Messager M., Lehner B., Grill G., et al.* Estimating the volume and age of water stored in global lakes using a geo-statistical approach // Nat Commun. 2016. V. 7 (1). 13603. https://doi.org/10.1038/ncomms13603

16. *Mironov D., Heise E., Kourzeneva E., et al.* Implementation of the lake parameterization scheme Flake into the numerical weather prediction model COSMO // Boreal environ. Res. 2010. V. 15. P. 218–230.

17. *Zdorovennov R., Golosov S., Zverev I., Zdorovennova G., Fedorova I.* Arctic climate variability and ice regime of the Lena River delta lakes// E3S Web of Conferences. V. 163. 04008, 2020. https://doi.org/10.1051/e3sconf/202016304008

METHODOLOGY OF REMOTE ASSESSMENT OF THE CHARACTERISTICS OF UNEXPLORED LAKES OF THE CONTINENTAL PART OF THE RUSSIAN TUNDRA

I. S. Zverev[a], S. D. Golosov[a], S. A. Kondratiev[a], and A. M. Rasulova[a,#]

[a] *Institute of Limnology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation*

[#] *E-mail: ARasulova@limno.ru*

Presented by Academician of the RAS V.A. Semenov March 30, 2023

A methodology has been proposed to assess the hydrophysical and chemical-biological characteristics of unexplored small and medium lakes (with an area of up to 100 km^2) in the Arctic territories of Russia using remote sensing and mathematical modeling methods. The methodology is based on the use of a one-dimensional model of hydrothermodynamic and chemical-biological processes in water bodies FLake. The technique makes it possible to obtain an estimate of heat transfer between the atmosphere, ice, water, and bottom sediments, the date of ice cover formation, its thickness, and duration of existence of freeze-up, calculate profiles of water and bottom sediment temperature and dissolved oxygen by depth based on information on geographical coordinates and lake's surface area. Contact measurements are not required, which is extremely important for hard-to-reach and poorly explored northern territories of our country.

Keywords: distance assessment, lake, tundra, mathematical model, reanalysis

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 261–267

ПРОБЛЕМЫ ВОД СУШИ

УДК 553.46

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА: КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ВОДОСБОРАХ В ВЕРХОВЬЯХ Р. УССУРИ

© 2023 г. Б. И. Гарцман[1,2,3,*], В. В. Шамов[2], Т. С. Губарева[1,2], С. Ю. Лупаков[2], А. Н. Бугаец[2], Н. К. Кожевникова[4], А. Г. Болдескул[2], Т. Н. Луценко [2], Н. Ф. Пшеничникова[2], Л. В. Гончуков[5,2]

Представлено академиком РАН П.Я. Баклановым 24.04.2023 г.
Поступило 24.04.2023 г.
После доработки 25.04.2023 г.
Принято к публикации 25.04.2023 г.

Приведены результаты многолетних натурных исследований на малых горных водосборах в верховьях р. Уссури, Приморский край. С помощью современных средств наблюдений получен уникальный массив информации, эффективно отражающий комплекс сложных процессов формирования стока на малых горных реках. Средства геохимического и имитационного гидрологического моделирования были совместно использованы для описания гидрологического режима водосборов, выполнена оценка генетических составляющих речного стока, что позволило детально исследовать процессы и условия его формирования и определить факторы, влияющие на точность моделирования стока.

Ключевые слова: натурные наблюдения, экспериментальные водосборы, гидрологический режим, водный баланс, моделирование

DOI: 10.31857/S2686739723600777, **EDN:** WGOQLX

ВВЕДЕНИЕ

Формирование стока – сложный комплекс процессов приповерхностного влагооборота, каждый из которых даже в пределах небольших участков суши отличается чрезвычайной пространственно-временной неоднородностью. Часть компонентов водного баланса (атмосферные осадки, расходы воды и компоненты испарения), их динамика и пространственное распределение может с той или иной степенью точности непосредственно измеряться. Остальные компоненты могут быть определены только косвенно, что, в конечном счете, и является одной из фундаментальных проблем гидрологии суши [1].

[1]*Институт водных проблем, Российская академия наук, Москва, Россия*
[2]*Тихоокеанский институт географии, Дальневосточное отделение, Российская Академия наук, Владивосток, Россия*
[3]*Институт природно-технических систем, Севастополь, Россия*
[4]*Федеральный научный центр биоразнообразия наземной биоты Восточной Азии, Дальневосточное отделение, Российская академия наук, Владивосток, Россия*
[5]*Дальневосточный региональный гидрометеорологический институт, Владивосток, Россия*
*****E-mail: gartsman@inbox.ru*

К настоящему времени разработаны методические основы воднобалансовых расчетов и оценок стока, достигнуто определенное понимание процессов приповерхностного влагооборота, которое реализовано в виде множества расчетных моделей – с сосредоточенными и распределенными параметрами, достаточно простых и весьма сложных. Однако, в целом, гидрологи не располагают надежными способами параметризации существующих расчетных схем, позволяющими с достаточной точностью описать движение водных масс в конкретном речном бассейне. Трудность решения этой задачи заключается в отсутствии или крайней ограниченности необходимых данных [2]. Не менее сложная проблема – соотнесение точечных измерений с пространственным масштабом исследуемых объектов [1], для решения которой в гидрологии обычно используются геоморфологические данные и/или принципы ландшафтного подобия.

Данная работа представляет собой обобщение 10-летнего опыта междисциплинарного исследования условий и процессов формирования стока в экспериментальных бассейнах верховьев р. Уссури, Приморский край, РФ. На малых водосборах в теплое время года был организован мониторинг гидрологических, гидрохимических, метеорологических, почвенно-растительных характеристик с

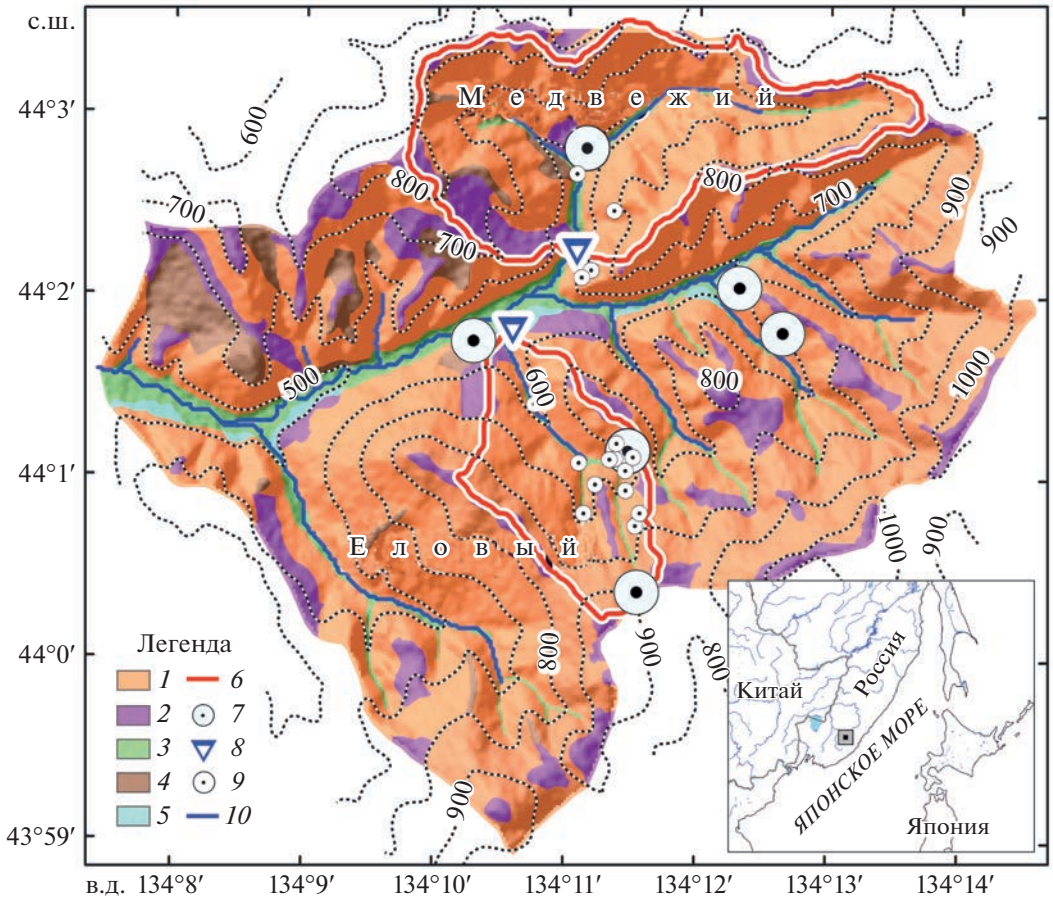


Рис. 1. Картосхема ВУС, почвы: *1* – горные буротаежные иллювиально-гумусовые неоподзоленные и оподзоленные, *2* – горнолесные бурые слаборазвитые, *3* – остаточно-пойменные и торфянисто-перегнойно-глеевые, *4* – горнолесные бурые глеевые, *5* – бурые лесные на аллювиальных отложениях; *6* – граница водосбора, 7 – осадкомер/метеостанция, 8 – замыкающий створ, 9 – тензиолизиметр, 10 – речная сеть.

учетом требований к исходным данным, использованным авторами в ряде современных физико-математических моделей формирования стока и в геохимических моделях смешения. Выполнен анализ устойчивости параметров моделей при расчетах стока, даны оценки влияния количества данных, ошибок в данных наблюдений и неопределенности структуры модели на динамику стока и его основных генетических компонентов.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Основными объектами исследований являются два водосбора – Медвежий (площадь 7.6 км^2) и Еловый (3.5 км^2), расположенные в пределах Верхнеуссурийского стационара ФНЦ биоразнообразия ДВО РАН (44°02′ с.ш., 134°11′ в.д.) (рис. 1). Район исследований – типичный низкогорный участок южной дальневосточной тайги [3, 4]. Средняя высота рельефа 500–700 м, максимальная ~1100 м. Бассейн руч. Медвежьего подстилается горными породами юрского возраста, бассейн руч. Елового – позднемелового. Климат района – муссонный с избыточным увлажнением в теплый период года, суточные суммы дождя могут превышать 100 мм. Суточные максимумы слоя стока иногда достигают 30–40 мм (соответствующие модули стока – 300–500 л/(с км^2)).

Для параметризации физически обоснованных гидрологических моделей была создана почвенная карта исследуемой территории. Результаты выполненных ранее почвенных съемок использованы для создания базы данных почвенно-гидрофизических характеристик [3, 4]. В качестве методической основы моделирования компонентов водного баланса были использованы гидрологические модели с упрощенным описанием гидрологического цикла (FCM, HBV) и развитые пространственно-распределенные (ECOMAG, SWAT) [4–9]. Для адаптации геохимической модели смешения природных вод использовались процедура EMMA и метод главных компонент [10].

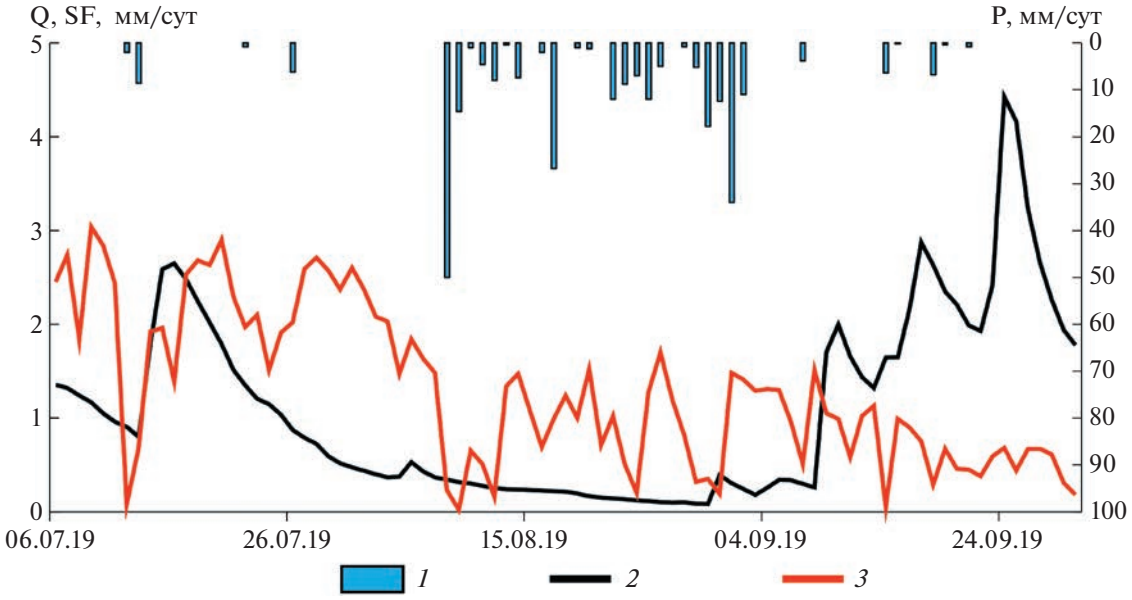


Рис. 2. Динамика измеренных: *1* – осадков (P), *2* – стока (Q), *3* – стволового сокодвижения (SF) в масштабе малого водосбора [7].

РЕЗУЛЬТАТЫ МОНИТОРИНГА

Анализ гидрометрических данных с временным разрешением 10–15 мин показал, что на водотоках I–III порядка уровень воды в периоды отсутствия осадков подвержен суточным циклическим колебаниям с минимумом днем и максимумом ночью; амплитуда колебаний составляет порядка 5–10 мм при средней глубине потоков 10–20 см [11]. Внутрисуточные изменения уровня воды коррелируют с данными измерений стволового сокодвижения [12]. Интенсивность транспирации деревьев контролируется освещенностью, температурой и влажностью воздуха. Инерционность процесса стволового сокодвижения по отношению к метеорологическим процессам составляет 1–2 ч. Объем транспирации одного взрослого дерева за сутки составляет 100 л и более [12], что в масштабе водосбора составляет ~2–3 мм (рис. 2). В периоды умеренного и слабого увлажнения эвапотранспирация является доминирующим гидрологическим процессом, объемы суммарного испарения могут в 5–6 раз превышать объем стока [7, 11].

На выпадение дождя дренажная сеть водосбора реагирует по-разному, в зависимости от начальных условий увлажнения, а также интенсивности и длительности дождя [11]. В период межени более 90% речного стока формируется за счет верхних частей бассейна, нижняя часть при этом практически не участвует в формировании руслового стока, потери стока на инфильтрацию в русловые отложения составляют ~20%. При средних условиях начального увлажнения за время до 2 ч формируется первый остроконечный пик паводка, а второй, более сглаженный, склоновая дренажная система генерирует в течение 0.5–2 сут от начала дождя.

Выпадение ливневых осадков приводит к резкому увеличению расходов воды. Быстрая реакция водосбора на осадки связана с преобладанием почв с высоким (до 90%) содержанием грубообломочного материала, в которых формируется система склоновых подповерхностных дрен [14]. Найденные в склоновых потоках особи уссурийского безлегочного тритона (*Onychodactylus fischeri*) указывают на устойчивое обводнение дрен [14]. Характер движения воды в дренах варьирует от фильтрационного (скорость течения 0.002–0.200 см/с) до турбулентного (10 см/с и более). Расходы воды в дренах изменяются в диапазоне от сотых долей до нескольких л/с (в среднем 0.25–6.6 л/с). Во время выдающихся ливневых осадков модули стока в дренах достигают 700 л/(с км^2).

Анализ ионного состава вод показал [11], что можно выделить минимум 8 генетических их типов, циркулирующих в бассейнах: циклонические и внутримассовые дождевые; подкроновые; склоновые (почвенные); грунтовые; речные меженного стока, низких и средних паводков. Дождевые воды преимущественно кислые (средний pH = 4.9) и ультрапресные (минерализация – 1–15 мг/л, в среднем – 5.0 мг/л) [13]. Концентрации ионов в атмосферных водах сильно варьируют, их максимальные значения в отдельных случаях могут в 5–10 раз превышать средние величины. Химический состав речных вод существенно изменяется после выпадения осадков благодаря их взаимодействию с почвенно-растительным по-

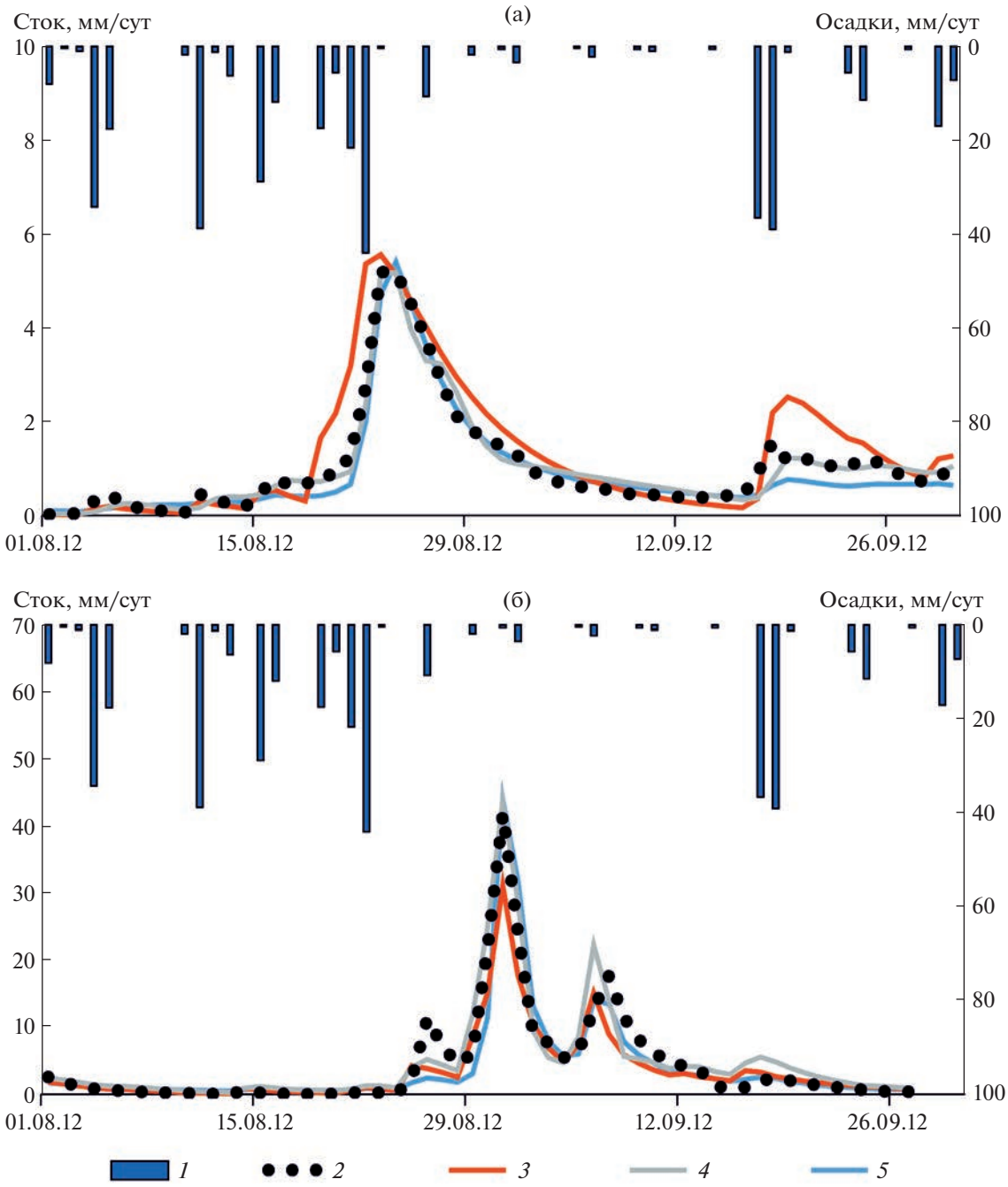


Рис. 3. Примеры динамики стока, рассчитанного по моделям *3* – SWAT, *4* – HBV, *5* – FCM, измеренных атмосферных осадков (*1*) и стока (*2*) в периоды высокой водности для руч. Еловый (а) и руч. Медвежий (б).

кровом и подстилающими породами [14], при этом состав и минерализация воды соседних ручьев значительно отличаются даже на уровне класса воды по преобладающим ионам.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Результаты гидрологического моделирования показали, что соседние водосборы существенно отличаются по характеру формирования стока, что выражено в различии значений параметров, отвечающих за грунтовое питание, интенсивность инфильтрации и испарения воды [3, 5, 6, 8]. Этот вывод подтверждается сравнением результатов гидрологического и геохимического моделирования [4]. Значения параметров модели эффективны, только при условии, что период калибровки включает все фазы водности. Перенос

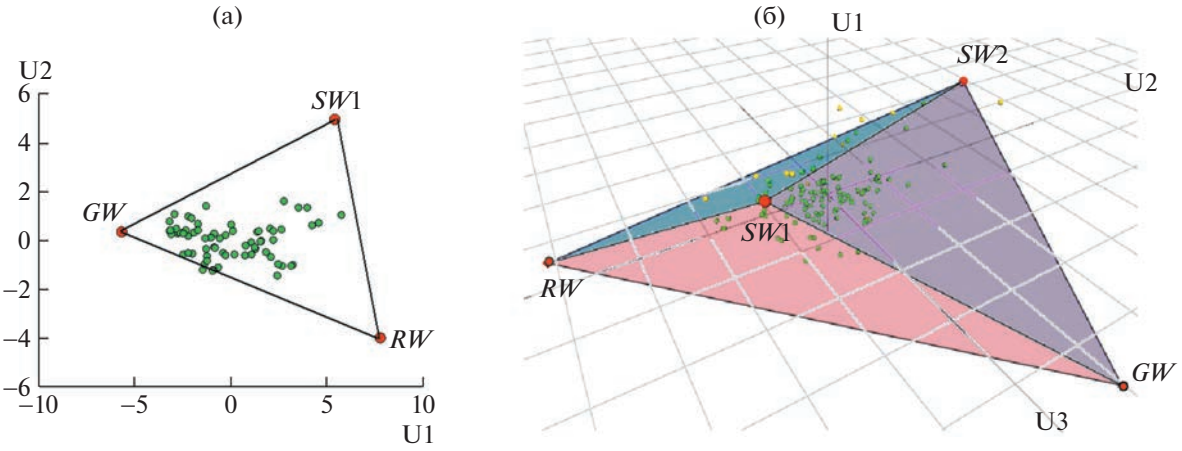


Рис. 4. Диаграммы смешения: а – руч. Медвежий, б – руч. Еловый. RW – дождевые воды (поверхностный сток), GW – грунтовый сток, SW1 и SW2 – почвенные компоненты стока, U – пространство смешения, каждая зеленая точка – проба речной воды.

значений параметров между соседними водосборами практически во всех случаях приводит к неудовлетворительным результатам [8]. Основные источники неопределенностей, влияющие на точность расчетов компонентов водного баланса: ошибки расчета потенциальной эвапотранспирации [7], упрощенный характер расчета действительного испарения [5, 6], структура гидрологической модели [5], а также наличие локальных особенностей влагообмена в почвенном покрове, не учитываемых в моделях [4]. В меженные периоды абсолютная ошибка значений речного стока невысокая (в пределах долей мм слоя), при этом относительная может достигать десятков процентов [3, 5, 6, 8].

Разница в количестве осадков, расположенных в пунктах на расстоянии друг от друга 30–35 км, может достигать 100 мм/сут [5], поэтому точность моделирования паводков (рис. 3), прежде всего, зависит от репрезентативности осадкомерной сети. Данные измерений осадкомеров (от 2 до 6 пунктов), расположенных на площади около 20–30 км^2, позволили получить высокие оценки качества моделирования практически всех паводков [3–6, 8]. Кроме того, эффективность моделирования зависит от точности определения момента начала формирования поверхностного стока, связанная с корректной оценкой предшествующего увлажнения водосбора [4–6, 9]. Использование полученных ранее региональных зависимостей для параметризации блоков формирования стока позволяет точнее рассчитать характеристики предпаводкового состояния водосбора [5, 9].

Оценки генетических компонент речного стока, полученные с использованием трассерной модели смешения и процедуры EMMA, показали, что в условиях ландшафтной неоднородности водосбора размерность модели смешения возрастает за счет более сложной структуры почвенной составляющей стока (рис. 4), в которой выделяются два самостоятельных источника питания: воды приповерхностного органогенного и склонового минерального горизонтов [10, 17]. Количество почвенных источников в общем случае зависит от увлажнения и ландшафтных особенностей водосбора [16, 18], тогда как источники дождевого поверхностного и грунтового стока остаются постоянными в любых условиях.

Оценки долей источников питания (поверхностный, почвенный и грунтовый), полученные на основе используемых моделей, существенно отличаются [4, 5] в зависимости от принятой концептуализации гидрологических процессов в моделях. Это порождает проблему уточнения определений генетических компонентов стока. В целом опыт показал, что гидрологические модели, включающие более полное физическое описание движения воды в почве, лучше соответствуют результатам расчленения гидрографа с помощью геохимического анализа, подкрепленного процедурами верификации расчетов [4].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время модельный подход в гидрологии является основным инструментом изучения гидрологических процессов, а данные специальных наблюдений на экспериментальных водосборах – единственным источником репрезентативных данных, необходимых для проверки гипотез и верификации моделей формирования стока. Сочетание концептуально различных моделей и данных специального гидролого-геохимического мониторинга на типичных малых водосборах позволило на новом уровне детализации исследовать процессы формирования стока, а также

определить основные факторы, влияющие на точность моделирования стока и водного баланса в целом. Полученные результаты свидетельствуют о сильной пространственной неоднородности условий формирования стока даже на малых водосборах, расположенных на расстоянии 2–5 км друг от друга. Перспективы продолжения данных исследований связаны, прежде всего, с распространением полученного опыта на бассейны других ландшафтных зон, включение в практику натурных наблюдений новых приборов и методик измерения специальных параметров (в том числе относящиеся к блоку испарения), а также переход к воднобалансовым расчетам и моделям с часовым шагом по времени.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001, государственная регистрация № 122041100222-7) и ТИГ ДВО РАН (№ 122020900184-5 и 122011400135-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Blöschl G., Bierkens M.F.P., Chambel A., et al.* Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) – a community perspective // Hydrological Sciences Journal. 2019. V. 64. № 10. P. 1141–1158. https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1620507
2. *Blume T., van Meerveld I., Weiler M.* The role of experimental work in hydrological science – insights from a community survey // Hydrological Sciences Journal. 2016. V. 62. № 3. P. 334–337. https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1230675
3. *Бугаец А.Н., Пшеничникова Н.Ф., Терешкина А.А., Лупаков С.Ю., Гарцман Б.И., Шамов В.В., Гончуков Л.В., Голодная О.М., Краснопеев С.М., Кожевникова Н.К.* Цифровое почвенное картографирование для целей гидрологического моделирования на примере экспериментальных водосборов (юг Приморского края) // Почвоведение. 2021. Т. 55. № 9. С. 1085–1096.
4. *Bugaets A., Gartsman B., Gubareva T., Lupakov S., Kalugin A., Shamov V., Gonchukov L.* Comparing the runoff decompositions of small experimental catchments: end-member mixing analysis (EMMA) vs. Hydrological modelling // Water. 2023. V. 15. P. 752–774.
5. *Bugaets A.N., Gartsman B.I., Gonchukov L.V., Lupakov S.Y., Shamov V.V., Pshenichnikova N.F., Tereshkina A.A.* Modeling the hydrological regime of small testbed catchments based on field observations: a case study of The Pravaya Sokolovka River, The Upper Ussuri River Basin // Water Resources. 2019. V. 46. № S2. P. S8–S16.
6. *Лупаков С.Ю., Бугаец А.Н., Шамов В.В.* Применение различных структур модели HBV для исследования процессов формирования стока на примере экспериментальных водосборов // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 4. С. 417–426.
7. *Лупаков С.Ю., Губарева Т.С., Шамов В.В., Рубцов А.В., Гарцман Б.И., Бугаец А.Н., Омелько А.М.* Возможности использования данных о стволовом сокодвижении в гидрологическом моделировании // Тихоокеанская география. 2021. № 2 (6). С. 54–64.
8. *Лупаков С.Ю., Бугаец А.Н., Шамов В.В.* Оценка параметров гидрологической модели HBV по данным полевых наблюдений на экспериментальных водосборах (юг Приморского края) // География и природные ресурсы. 2022. Т. 43. № 3. С. 158–166.
9. *Гарцман Б.И., Лупаков С.Ю.* Влияние изменений климата на максимальный сток в бассейне Амура: оценка на основе динамико-стохастического моделирования // Водные ресурсы. 2017. Т. 44. № 5. С. 532–542.
10. *Губарева Т.С., Гарцман Б.И., Шамов В.В., Луценко Т.Н., Болдескул А.Г., Кожевникова Н.К., Лупаков С.Ю.* Компоненты стока малых водосборов Сихотэ-Алиня: обобщение результатов полевых измерений и трассерного моделирования // Известия РАН. Серия Географическая. 2019. № 6. С. 126–140.
11. *Гарцман Б.И., Шамов В.В.* Натурные исследования стокоформирования в дальневосточном регионе на основе современных средств наблюдений // Водные ресурсы. 2015. Т. 42. № 6. С. 589–599.
12. *Губарева Т.С., Лупаков С.Ю., Гарцман Б.И., Шамов В.В., Рубцов А.В., Кожевникова Н.К.* Возможности оценивания бассейновой транспирации на основе измерения стволового сокодвижения: постановка задачи // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2019. Т. 1. № 4. С. 504–532.
13. *Гарцман Б.И., Губарева Т.С., Лупаков С.Ю., Орляковский А.В., Тарбеева А.М., Шамов В.В., Шекман Е.А.* Формы линейной организации склонового стока в среднегорье (на примере Сихотэ-Алиня) // Водные ресурсы. 2020. Т. 47. № 2. С. 123–132.
14. *Шамов В.В., Шекман Е.А., Губарева Т.С., Гарцман Б.И., Лупаков С.Ю., Челноков Г.А., Кожевникова Н.К., Бурдуковский М.Л., Орляковский А.В.* Характеристики и условия формирования предпочтительных водопроводящих путей на склонах долин малых горных рек // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2021. Т. 3. № 3. С. 275–296.
15. *Кожевникова Н.К., Болдескул А.Г., Луценко Т.Н., Губарева Т.С., Лупаков С.Ю., Шамов В.В.* Формирование кислотности дождевых вод в залесенном бассейне Сихотэ-Алинской горной области // Геохимия. 2022. Т. 67. № 12. С. 1297–1311.
16. *Губарева Т.С., Болдескул А.Г., Гарцман Б.И., Шамов В.В.* Анализ природных трассеров и генетических составляющих стока в моделях смешения (на примере малых бассейнов в Приморье) // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 4. С. 629–640.
17. *Губарева Т.С., Гарцман Б.И., Солопов Н.В.* Модель смешения 4-х источников питания речного стока с использованием гидрохимических трассеров в задаче разделения гидрографа // Водные ресурсы. 2018. Т. 45. № 6. С. 827–838.
18. *Губарева Т.С., Гарцман Б.И., Шамов В.В., Болдескул А.Г., Кожевникова Н.К.* Разделение гидрографа стока на генетические составляющие // Метеорология и гидрология. 2015. № 3. С. 215–222.

RUNOFF FORMATION SETTINGS: MULTIFACETED RESEARCH IN TESTBED CATCHMENTS (THE USSURI R. HEADWATERS)

B. I. Gartsman[a,b,#], V. V. Shamov[b], T. S. Gubareva[a,b], S. Yu. Lupakov[b], N. K. Kozhevnikova[c], A. N. Bugaets[b], A. G. Bodeskul[b], T. N. Lutsenko[b], N. F. Pshenichnikova[b], and L. V. Gonchukov[d,b]

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

[b] *Pacific Geographical Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[c] *Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation*

[d] *Far Eastern Regional Hydrometeorological Research Institute, Vladivostok, Russian Federation*

[#] *E-mail: gartsman@inbox.ru*

Presented by Academician of the RAS P.Ya. Baklanov April 24, 2023

The results of long-term field studies on small watersheds in the upper reaches of the Ussuri River (Primorsky Krai, Russia) are presented. In virtue of modern observation means, a unique dataset was obtained to effectively reflect the complicated processes of runoff formation in small low-mountain river basins. The tools of geochemical and hydrological modeling were jointly used to describe the watersheds' behavior, and an assessment of the genetic components of the river flow was carried out, that made it possible to deeper research the processes and settings of runoff formation, and to evaluate the factors determining the accuracy of runoff modeling.

Keywords: field observations, experimental catchments, hydrological regime, water balance, modeling

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 268–273

ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 532.5

ДИНАМИКА ОДНОМЕРНЫХ РАЗЛИВОВ ПО ВОДЕ ПЯТЕН НЕФТЕПРОДУКТОВ

© 2023 г. А. В. Кистович[1,*], Т. О. Чаплина[1,]**

Представлено академиком РАН Д.М. Климовым 31.03.2023 г.
Поступило 31.03.2023 г.
После доработки 04.04.2023 г.
Принято к публикации 04.04.2023 г.

Экспериментально и теоретически исследован процесс квазиодномерного растекания пятен нефтепродуктов по поверхности воды. В основе теоретической модели лежит приближенное уравнение, полученное при использовании законов сохранения массы разлившегося продукта и полной энергии системы. Представлены приближенные решения этого уравнения и результаты экспериментальных исследований по растеканию в узком протяженном контейнере машинного масла и сырой нефти, и показано их хорошее соответствие теории. Проведено сравнение с процессом двумерного осесимметричного растекания пятна таких же нефтепродуктов.

Ключевые слова: моделирование, квазиодномерное растекание, машинное масло, сырая нефть, коэффициент сопротивления формы

DOI: 10.31857/S2686739723600662, **EDN:** WGEZIL

Экспериментальному и теоретическому изучению растекания нефти и нефтепродуктов посвящена обширная научная литература, из которых к наиболее известным относятся работы [1–8]. Упомянутые работы содержат, ставшее почти обязательным, сравнение экспериментальных результатов с теоретическими предсказаниями, что связано с полуэмпирической природой математических моделей распространения. По этой причине необходимо проведение более глубокого изучения модели распространения, самая продвинутая версия которой, достигнутая в [6], все еще недостаточно точна для требуемого уровня понимания процессов, происходящих при распространении нефтепродуктов в различных природных условиях. Представленная в [9] простая модель осесимметричного радиального растекания, основанная на исследовании динамики полной энергии системы “вода–нефтепродукт”, показала хорошее совпадение экспериментальных и теоретических результатов. В большинстве естественных ситуаций разливы нефтепродуктов происходят на двумерной поверхности (открытые водные пространства заливов, озер, морей и т.д.), но также возможны и особые условия (каналы, реки, узкие аквариумы и т.д.), когда поверхность разлива можно считать одномерной [7, 8]. В данной работе представлена, основанная на энергетическом подходе, упрощенная математическая модель, позволяющая исследовать основные динамические параметры такого типа растекания. При этом химический состав и все термодинамические параметры сред считаются постоянными величинами, масса растекающегося пятна предполагается неизменной, все среды однородны, изотропны и несжимаемы.

Ниже представлен приближенный расчет параметров разлива, в основу модели которого положена форма нефтяного пятна в виде полосы, ширина D которой постоянна, а его длина $L(t)$ вдоль оси x и толщина $h(t)$ вдоль оси z являются функциями времени. Полоса и нижележащая вода ограничены непроницаемой стенкой при $x = 0$. Структура течения нефти внутри полосы такова, что в надводной части жидкие частицы нефти движутся вниз и от стенки, а в нижней части – вверх и от стенки. Этот тип течения находится в соответствии с движением поверхностей пятна при разливе: верхняя граница (граница раздела “нефть–воздух”) движется вниз, а нижняя (граница раздела “нефть–вода”) движется вверх.

Потенциальная энергия рассматриваемой системы имеет вид

$$\Pi = \frac{M_o g}{2} h(1 - \rho), \qquad (1)$$

[1]*Институт проблем механики им. А.Ю. Ишлинского, Москва, Россия*

**E-mail: kavmendeleevo@mail.ru*

***E-mail: tanya75.06@mail.ru*

где M_o – масса нефти, постоянная величина; $\rho = \rho_o/\rho_w$ при этом ρ_o, ρ_w – плотности нефти и воды соответственно.

Поверхностная энергия задается выражением

$$E_S = LD(\sigma_{ow} + \sigma_{oa} - \sigma_{aw}) = \\ = M_o g \frac{\lambda_S^2}{h} \operatorname{sign}(\sigma_{ow} + \sigma_{oa} - \sigma_{aw}), \quad (2.13)$$

где $\lambda_S = \sqrt{\frac{|\sigma_{ow} + \sigma_{oa} - \sigma_{aw}|}{\rho_o g}}$ – капиллярная постоянная контактной линии "нефть–вода–воздух", σ_{ij} – коэффициент поверхностного натяжения на границе раздела i-й и j-й сред.

Кинетическая энергия системы складывается из кинетической энергии нефти и воды и имеет вид

$$\mathrm{T} = \frac{D}{2}\left[\rho_w \int_L^\infty \int_{-H}^0 \mathbf{w}^2 dxdz + \right. \\ \left. + \rho_w \int_0^L \int_{-H}^{h_-} \mathbf{w}^2 dxdz + \rho_o \int_0^L \int_{h_-}^{h_+} \mathbf{v}^2 dxdz\right], \quad (3)$$

где $\mathbf{v}$ и $\mathbf{w}$ – поля скорости в нефти и воде соответственно; H – глубина воды; $h_\pm(t)$ – вертикальные координаты верхней и нижней границ нефтяного пятна в момент времени t, причем $h(t) = h_+(t) - h_-(t)$.

Скорость вязкой диссипации энергии в системе задается выражением

$$\dot{E}_\nu = \frac{D}{2\eta_w}\left[\int_L^\infty \int_{-H}^0 \Sigma_w dxdz + \int_0^L \int_{-H}^{h_-} \Sigma_w dxdz\right] + \\ + \frac{D}{2\eta_o}\int_0^L \int_{h_-}^{h_+} \Sigma_o dxdz, \quad (4)$$

где $\Sigma_i = \sigma_{xx}^2 + 2\sigma_{xz}^2 + \sigma_{zz}^2$, причем элементы тензора вязких напряжений вычисляются для i-й среды.

Таким образом, имеет место

$$\Sigma_w = 2\eta_w^2\left[2(\partial \mathrm{w}_x/\partial x)^2 + \right. \\ \left. + (\partial \mathrm{w}_x/\partial z + \partial \mathrm{w}_z/\partial x)^2 + 2(\partial \mathrm{w}_z/\partial z)^2\right] \\ \Sigma_o = 2\eta_o^2\left[2(\partial \mathrm{v}_x/\partial x)^2 + \right. \\ \left. + (\partial \mathrm{v}_x/\partial z + \partial \mathrm{v}_z/\partial x)^2 + 2(\partial \mathrm{v}_z/\partial z)^2\right]. \quad (5)$$

Уравнение динамики энергии системы имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial t}(\mathrm{T} + \Pi + E_S) = -\dot{E}_\nu. \quad (6)$$

Для того, чтобы система уравнений (1–6) приводила к конструктивным результатам, необходимо задаться моделью поля скорости в нефти и воде.

Поле скорости в нефти должно удовлетворять граничным условиям вида

$$\mathrm{v}_x\big|_{x=0} = 0, \quad \mathrm{v}_x\big|_{x=L(t)} = \dot{L}(t), \quad \mathrm{v}_z\big|_{z=h_\pm(t)} = \dot{h}_\pm(t), \quad (7)$$

где точка над символом обозначает производную по времени,

$$\mathrm{w}_x\big|_{x=0} = 0, \quad \mathrm{w}_x\big|_{x=L, z\in[h_-,0]} = \dot{L}, \quad \mathrm{w}_z\big|_{z=0, r>L} = 0, \\ \mathrm{w}_z\big|_{z=h_-, r\le L} = \dot{h}_- \quad \mathbf{w}\big|_{x=\infty} = 0, \quad \mathbf{w}\big|_{z=-H} = 0. \quad (8)$$

Распределение скорости в нефти с учетом вязкого увлечения воды задается выражением [9]

$$\mathrm{v}_x = \frac{\dot{L}}{L} x(1 - \kappa_{ow}\operatorname{erfc}(\zeta_o)) \\ \mathrm{v}_z = \dot{h}_- - 2\frac{\dot{L}}{L}\sqrt{\nu_o t}\left[\zeta_o(1 - \kappa_{ow}\operatorname{erfc}(\zeta_o)) + \frac{\kappa_{ow}}{\sqrt{\pi}}e^{-\zeta_o^2}\right], \quad (9)$$

а в воде распределение скорости при $0 \le x \le L(t)$ имеет вид

$$\mathrm{w}_x = \frac{\dot{L}}{L} x\kappa_{wo}\operatorname{erfc}(\zeta_w)) + \frac{\partial \Phi_w}{\partial x} \\ \mathrm{w}_z = 2\kappa_{wo}\frac{\dot{L}}{L}\sqrt{\nu_w t}\left[\zeta_w \operatorname{erfc}(\zeta_w) - \frac{1}{\sqrt{\pi}}e^{-\zeta_w^2}\right] + \frac{\partial \Phi_w}{\partial z}, \quad (10)$$

где введены обозначения

$$\zeta_o = \frac{z - h_-}{2\sqrt{\nu_o t}}, \quad \zeta_w = \frac{h_- - z}{2\sqrt{\nu_w t}}, \\ \kappa_{ow} = \frac{\rho_w\sqrt{\nu_w}}{\rho_o\sqrt{\nu_o} + \rho_w\sqrt{\nu_w}}, \quad \kappa_{wo} = 1 - \kappa_{ow}, \quad (11)$$

при этом ν_o, ν_w – кинематические вязкости нефти и воды соответственно.

Расчет кинетической энергии по соотношению (3) дает величину главного члена (без учета той части кинетической энергии воды, которая обусловлена сопротивлением формы нефтяного пятна)

$$T = \frac{M_o\alpha^2}{6}\dot{L}^2, \quad \alpha^2 = (1 - \kappa_{ow}\operatorname{erfc}(\zeta_h))^2, \\ \zeta_h = \frac{h}{2\sqrt{\nu_o t}}. \quad (12)$$

Мощность производства кинетической энергии воды за счет сопротивления формы нефтяного пятна при его растекании определяется выражением

$$P_{kw} = C_{sh}\dot{L}^2, \quad (13)$$

где C_{sh} – коэффициент сопротивления формы.

Анализ составляющих уравнения (6) и использование приближений, подобных тем, которые были проведены в случае с азимутально симметричным пятном [9], приводят к уравнению вида

$$\ddot{L} + 2a^2\dot{L} - \frac{b^2}{L^2} + c^2\,\mathrm{sign}(\sigma) = 0, \qquad (14)$$

где введены обозначения

$$a^2 = \frac{3C_f}{2M_o\alpha^2}, \quad b^2 = \frac{3gV(1-\rho)}{2D\alpha^2}, \quad c^2 = \frac{3gD\lambda_s^2}{V\alpha^2}. \qquad (15)$$

В качестве начальных условий для уравнения (14) выбираются значения длины разлива L и скорости его края $\dot{L}$ в некоторый начальный момент времени

$$L\big|_{t=0} = L_0, \quad \dot{L}\big|_{t=0} = L_1. \qquad (16)$$

I. Сначала рассматривается случай разлива конечных размеров, когда $\mathrm{sign}(\sigma) = 1$. Положение равновесия задается величиной $L_* = c/b$.

I.1. Начальные моменты времени разлива. В этом случае толщина нефтяного пятна h существенно больше капиллярной постоянной λ_s и последним членов в уравнении (2.19) можно пренебречь, так что справедливо приближенное уравнение

$$\ddot{L} + 2a^2\dot{L} - \frac{b^2}{L^2} = 0, \qquad (17)$$

решение которого имеет вид

$$L = \frac{3L_0}{2} + \frac{\mathrm{e}^{-a^2t}}{\rho}\begin{cases} L_1\sin(\rho t) - \dfrac{L_0\rho}{2}\left(\cos(\rho t) + a^2\dfrac{\sin(\rho t)}{\rho}\right), & a^4 - \dfrac{2b^2}{L_0^3} < 0 \\ L_1\sinh(\rho t) - \dfrac{L_0\rho}{2}\left(\cosh(\rho t) + a^2\dfrac{\sinh(\rho t)}{\rho}\right), & a^4 - \dfrac{2b^2}{L_0^3} > 0, \end{cases} \qquad (18)$$

где $\rho = \sqrt{\left|a^4 - 2b^2/L_0^3\right|}$.

На малых временах оба соотношения (18) описывают единое поведение размера нефтяного пятна во времени

$$L = L_0 + L_1 t + \frac{b^2 - 2L_1L_0^2a^2}{2L_0^2}t^2 + o\left(t^2\right),$$

которое определяется относительными вкладами гравитационных, инерциальных эффектов и явлением сопротивления формы нефтяного пятна.

I.2. Вблизи положения равновесия решение принимает вид

$$L = L_* + \mathrm{e}^{-a^2t}\begin{cases} A\cos(\rho t) + B\sin(\rho t), & a^4 - \dfrac{2b^2}{L_*^3} < 0 \\ A\cosh(\rho t) + B\sinh(\rho t), & \\ a^4 - \dfrac{2b^2}{L_*^3} > 0, & \end{cases} \qquad (19)$$

где $\rho = \sqrt{\left|a^4 - 2b^2/L_*^3\right|}$.

II. Теперь рассматривается случай разлива неограниченных размеров, когда $\mathrm{sign}(\sigma) = -1$.

Положение равновесия отсутствует.

II.1. Начальные моменты времени разлива. В этом случае так же, как и в случае I.1 толщина нефтяного пятна h существенно больше капиллярной постоянной λ_s и искомое решение совпадает с решением (18).

II.2. На больших временах, когда $L \gg L_*$, в уравнении (14) можно пренебречь членом b^2/L^2, в результате чего это уравнение приобретает вид

$$\ddot{L} + 2a^2\dot{L} - c^2 = 0. \qquad (20)$$

Пусть в некоторый "начальный" момент времени $t = t_*$ (отличающийся от начального момента разлива, чтобы выполнялось условие $L \gg L_*$) и при $t \to \infty$ выполняются условия

$$L\big|_{t=t_*} = L_0, \quad \dot{L}\big|_{t=t_*} = L_1, \quad \lim_{t\to\infty} L = \infty. \qquad (21)$$

Тогда решение задачи (20, 21) представимо в форме

$$L = L_0 + \frac{c^2}{4a^4}\left(2a^2\left(t - t_*\right) - 1 + \mathrm{e}^{-2a^2\left(t-t_*\right)}\right) + \frac{L_1}{2a^2}\left(1 - \mathrm{e}^{-2a^2\left(t-t_*\right)}\right), \qquad (22)$$

причем, согласно выражению для скорости роста разлива, получаемого дифференцированием (22),

$$\dot{L} = \frac{c^2}{2a^2}\left(1 - \mathrm{e}^{-2a^2\left(t-t_*\right)}\right) + L_1\,\mathrm{e}^{-2a^2\left(t-t_*\right)} \xrightarrow[t\to\infty]{} \frac{c^2}{2a^2}, \qquad (23)$$

на больших временах имеет место линейное приращение площади разлива, что отличается от экспоненциального приращения площади аксиально симметричного нефтяного пятна [9, 10].

В эксперименте использовалось машинное масло Volga M8B-SAE 20 API ($\rho_o = 883.7$ кг/м^3, $\nu_o = 3.34\times10^{-4}$ м^2/с, при температуре $T = 20°$C) и сырая нефть Мамонтовского месторождения ($\rho_o = 878.0$ кг/м^3, $\nu_o = 2.15\times10^{-5}$ м^2/с, при темпе-

Рис. 1. Фото экспериментальной кюветы сверху.

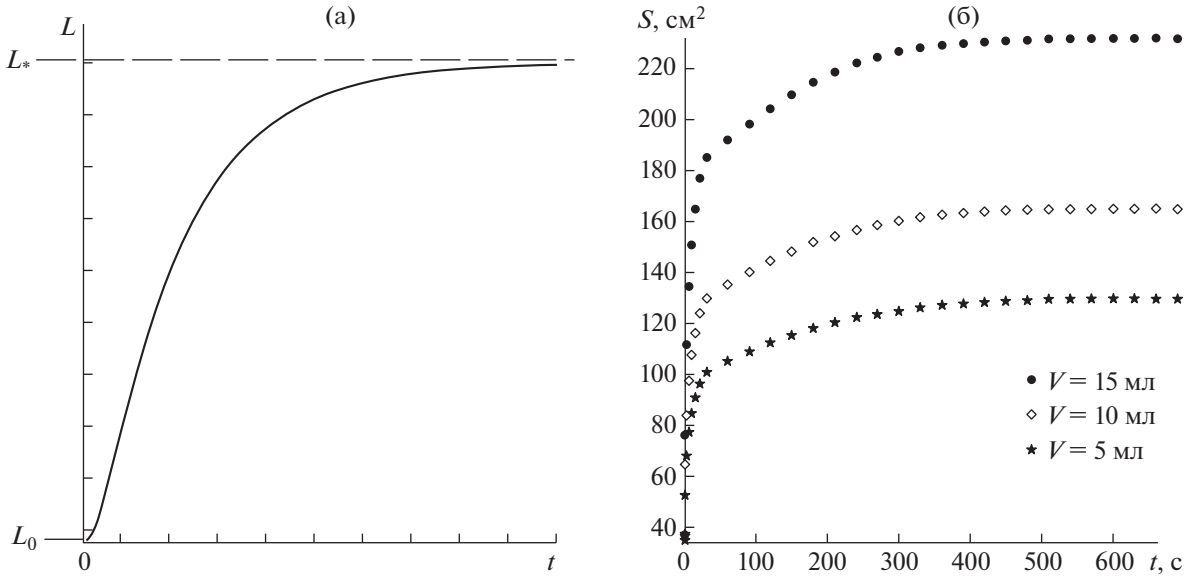


Рис. 2. Ограниченный рост пятна машинного масла. Теория (18) – (а), эксперимент – (б).

ратуре $T = 20°C$). В опытах использовался пластиковый контейнер (0.29 × 0.08 × 0.08 м), который заполнялся дегазированной водой, температурой $T = 20°C$.

Экспериментальный метод включал нанесение различных количеств (5, 10, 15 мл) моторного масла Volga M8B-S AE 20 API и сырой нефти Мамонтовского месторождения на поверхность воды площадью 37.35 см^2, ограниченной пластиковой перегородкой, после устранения которой растекание происходит только в одном направлении.

На фотографии рис. 1 показана экспериментальная кювета в первые моменты времени после устранения ограничивающей перегородки. В левой части кюветы нефть черного цвета начинает свое движение из начального положения, в правой части видна свободная поверхность воды, еще не занятая растекающейся нефтью.

Ход экспериментов записывался с помощью цифровой камеры в автоматическом режиме, съемка велась с частотой 360 кадров в минуту, а полученные последовательности кадров обрабатывались и анализировались. Положение пятна нефтепродуктов регистрировали с использованием метода фотометрии обработанных изображений, полученных из исходных кадров методами пакетной обработки.

Рисунок 2 иллюстрирует поведение размера пятна нефтепродукта в случае, когда выполняется условие $a^4 - 2b^2/L_*^3 > 0$ (машинное масло) и возможно положение равновесия. Здесь и далее экспериментальные результаты представлены после численной обработки методом [11], устраняющим погрешности измерений при наличии различных временных масштабов, проявляющихся в исследуемом явлении. Рисунок 2 показывает хорошее качественное совпадение теоретических и экспериментальных данных изменения площади масляного пятна. Количественное сравнение результатов крайне затруднено отсутствием необходимых численных значений физических характеристик нефтепродуктов, так как производители машинных масел и нефти не могут их предоставить. По этой же причине не указаны количественные отсчеты на теоретических графиках (рис. 3 а).

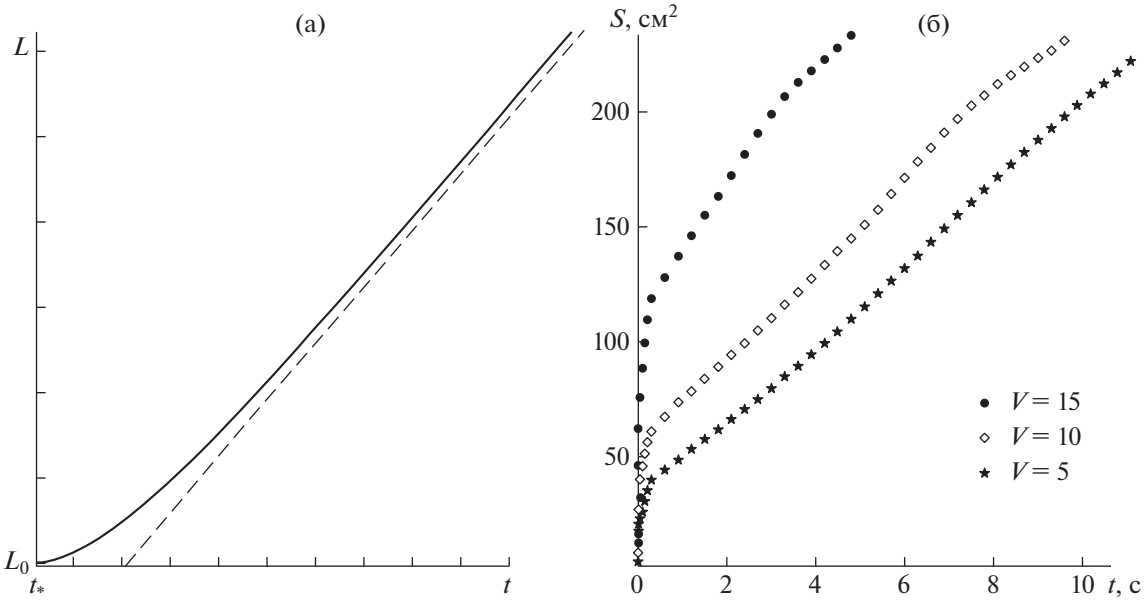


Рис. 3. Неограниченный рост нефтяного пятна. Теория (22) для больших времен – (а), эксперименты для разных объемов сырой нефти – (б).

При обратном отношении $a^4 - 2b^2/L_*^3 < 0$ изменение размеров нефтяного пятна отличается затухающим колебательным характером вблизи положения равновесия. Затухание колебаний связано с генерацией движения воды за счет сопротивления формы нефтяного пятна при его распространении по поверхности воды. Необходимо отметить, что в рассмотренных случаях характер поведения размера пятна качественно совпадает с поведением площади нефтяного пятна при аксиально симметричном разливе [9, 10].

Результаты теоретических расчетов и экспериментов с сырой нефтью приведены на рис. 3 а и б соответственно.

Отклонение закона роста площади пятна от линейного на конечных тапах разлива (рис. 3 б) связано с приближением края пятна к концу экспериментального контейнера, где структура течения в воде заведомо отличается от теоретической модели, в которой контейнер имеет неограниченные размеры.

Сравнение графиков рис. 3 а, б показывает совпадение теоретических и экспериментальных результатов – на основной и завершающей стадиях роста нефтяного пятна увеличение его площади происходит по линейному закону, в отличие от экспоненциального закона роста, наблюдаемом при двумерном осесимметричном разливе [9, 10].

Подобно двумерному осесимметричному растеканию квазиодномерное растекание проявляет наличие тех же характерных режимов: ограниченное растекание с монотонным или колебательным характером стремления к предельному размеру пятна машинного масла и неограниченное растекание сырой нефти.

В отличие от неограниченного двумерного осесимметричного растекания сырой нефти, когда скорость роста площади пятна подчиняется экспоненциальному закону [9, 10], в одномерном случае имеет место линейная зависимость площади от времени.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Госзадания FFGN-2023-0006.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Fay J.A.* The spreading of oil slicks on a calm sea from oil on the sea. By ed. Hoult D.P. 1969. Plenum Press. New York. P. 53–64.
2. *Garrett W.D., Berger W.R.* Environment Science Technologies. 1970. V. 4. P. 123.
3. *Cross R.H., Hoult D.P.* Collection of oil slicks. By ed. Waterways J. Harbours and coastal engineering division, A.S.C.E. 1971. V. 97. P. 313.
4. *Hoult D.P.* Oil spreading on the sea//Annual Review of Fluid Mechanics. 1972. V. 4. P. 341–368.
5. *Buckmaster J.* Viscous-gravity spreading of an oil slick//Journal of Fluid Mechanics. 1973. V. 59. Part 3. P. 481–491.
6. *DiPietro N.D., Huh C., Cox R.G.* The hydrodynamics of the spreading of one liquid on the surface of another //

Journal of Fluid Mechanics. 1978. V. 84. Part 3. P. 529–549.

7. *Hoult D.P., Suchon W.* The spread of the oil in a channel. Fluid Mechanics Laboratory, Department of Mechanics Engineering, Massachusetts Institute of Technology. 1970. 25 p.
8. *Huh C., Inoue M., Mason S.G.* Unidirectional spreading of one liquid on the surface of another//Canadian Journal of Chemistry Engineering. 1975. V. 53. P 367–371.
9. *Кистович А.В., Чаплина Т.О., Пахненко В.П.* Радиальное растекание нефтепродуктов по поверхности воды// Прикладная математика и механика. 2022. Т. 86. № 6. С. 956–974.
10. *Кистович А.В., Чаплина Т.О., Пахненко В.П.* Растекание технических масел и сырой нефти по поверхности воды// Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 2. С. 290–296. https://doi.org/10.31857/S2686739722601211
11. *Солодкий Д.А., Кистович А.В.* Модифицированный сдвиговый алгоритм обработки измерительных данных// Измерительная техника. 2014. № 11. С. 43–47. https://doi.org/10.1007/s11018-015-0622-5]

DYNAMICS OF ONE-DIMENSIONAL WATER SPILLS OIL PRODUCT STAINS

A. V. Kistovich[a,#] and T. O. Chaplina[a,##]

[a] *Ishlinsky Institute for Problems in Mechanics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

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

[##] *E-mail: tanya75.06@rambler.ru*

Presented by Academician of the RAS D.M. Klimov March 31, 2023

The process of quasi-one-dimensional spreading of oil product spots on the water surface has been experimentally and theoretically investigated. The theoretical model is based on an approximate equation obtained using the laws of conservation of the mass of the decomposed product and the total energy of the system. Approximate solutions of this equation and the results of experimental studies on the spreading of machine oil and crude oil in a narrow extended container are presented, and their good compliance with the theory is shown. A comparison is made with the process of two-dimensional axisymmetric spreading of a spot of the same petroleum products.

Keywords: modeling, quasi-one-dimensional spreading, engine oil, crude oil, resistance shape coefficient

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 274–279

ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 632.122.1:546.47:546.56:546.77(470.32)

МОНИТОРИНГ СОДЕРЖАНИЯ КАДМИЯ В АГРОЭКОСИСТЕМАХ ЦЕНТРАЛЬНО-ЧЕРНОЗЕМНОГО РАЙОНА РОССИИ

© 2023 г. С. В. Лукин[1,2,*]

Представлено академиком РАН В.И. Кирюшиным 05.04.2023 г.
Поступило 05.04.2023 г.
После доработки 10.04.2023 г.
Принято к публикации 14.04.2023 г.

В рамках выполнения государственной программы агроэкологического мониторинга изучали содержание кадмия в основных компонентах агроэкосистем лесостепной зоны Белгородской области, которая расположена на юго-западе Центрально-Черноземного района. Почвенный покров в основном был представлен черноземами выщелоченными и типичными. В ходе исследований было установлено, что в слое 0–20 см пахотного чернозема выщелоченного среднее валовое содержание Cd составляет 0.32, концентрация подвижных форм – 0.08 мг/кг, что соответствует фоновым значениям и существенно ниже уровня ориентировочно-допустимых концентраций (ОДК). Превышение фоновых концентраций этого элемента установлено в почвах придорожных экосистем на расстоянии до 60 м от автодорожного полотна. Основное количество Cd поступает в агроэкосистемы Белгородской области с органическими удобрениями, однако это не представляет опасности для загрязнения почв и растениеводческой продукции. Из изучаемых сельскохозяйственных культур минимальное количество данного элемента содержится в зерне белого люпина (0.011 мг/кг), а максимальное – в семенах подсолнечника (0.086 мг/кг). Среднее содержание Cd в зерне кукурузы, ячменя и озимой пшеницы существенно не различалось и было в пределах 0.037–0.042 мг/кг. В сене клевера и люцерны среднее содержание этого металла было практически одинаковым 0.012–0.013 мг/кг, что существенно ниже, чем в естественном разнотравье (0.045 мг/кг). В изучаемой растениеводческой продукции не выявлено превышения уровней ПДК Cd для продовольственного зерна и МДУ для кормов.

Ключевые слова: агроэкологический мониторинг, кадмий, придорожные экосистемы, сельскохозяйственные культуры, тяжелые металлы, чернозем, удобрения

DOI: 10.31857/S2686739723600704, **EDN:** WGLDUJ

ВВЕДЕНИЕ

Среди тяжелых металлов (ТМ) одним из самых токсичных для живых организмов и наиболее подвижным в системе почва–растение является кадмий. Этот элемент относится к классу высокоопасных веществ, все его соединения токсичны. Он всегда содержится в организме животных и растений, но его роль и необходимость для протекания биохимических процессов пока не установлены. Однако хорошо изучена фитотоксичность Cd, которая выражается в тормозящем действии на фотосинтез, нарушении транспирации и фиксации углекислого газа, ингибировании различных биохимических процессов. Это во многом объясняется тем, что Cd по химическим свойствам близок к Zn и может заменять его в различных ферментах, нарушая тем самым их работу [1, 2].

Содержащие Cd минералы не образуют рудных скоплений, а встречаются как спутники цинка в цинковых и полиметаллических рудах. По оценкам разных ученых, кларк элемента в почвах составляет от 0.41 мг/кг [2] до 0.5 мг/кг [3]. Из почвообразующих пород наиболее высокое содержание Cd характерно для глин и лессов, наименьшее – для песков и супесей [4].

К основным источникам загрязнения биосферы этим элементом относятся предприятия цветной металлургии, по производству и утилизации никель-кадмиевых аккумуляторов, тепловые электростанции, работающие на угле и мазуте. Большое количество Cd поступает в атмосферу при сжигании резины и пластмасс [1, 2]. Загрязнение почв может происходить при бесконтроль-

[1]*Центр агрохимической службы "Белгородский", Белгород, Российская Федерация*
[2]*Белгородский государственный национальный исследовательский университет, Белгород, Российская Федерация*
*****E-mail: serg.lukin2010@yandex.ru*

ном использовании осадков сточных вод в качестве удобрений.

Учитывая высокую токсичность и подвижность соединений Cd в странах Европы, США, Канаде, ЮАР, Австралии [5], Китае [6], нормируется валовое содержание этого ТМ в почвах. В России для нормирования валового содержания Cd в почвах установлены уровни ориентировочно-допустимых концентраций (ОДК). Для тяжелосуглинистых почв с pH_{KCl} менее 5.5 ОДК Cd составляет 1.0, а для почв с pH_{KCl} более 5.5–2.0 мг/кг. ОДК для песчаных и супесчаных почв с pH_{KCl} менее 5.5 установлена на уровне 0.5 мг/кг, что соответствует кларку этого элемента [7]. Предельно допустимая концентрация (ПДК) подвижных форм этого ТМ в почвах российскими нормативами не установлена, что создает большие трудности для корректной экологической оценки загрязнения земель сельскохозяйственного назначения. Поскольку большое количество этого элемента в организм человека поступает с продуктами питания, нормируется его содержание в пищевых продуктах и кормах для животных [8, 9].

Учитывая высокую токсичность Cd, программой государственного агроэкологического мониторинга предусмотрено определение его содержания в основных компонентах агроэкосистем [10].

Цель работы – провести экологическую оценку содержания кадмия в пахотных почвах, удобрениях и растениеводческой продукции.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основные исследования проводились в 2016–2022 гг. в лесостепной зоне Белгородской области, расположенной на юго-западе Центрально-Черноземного района (ЦЧР). Самыми распространенными почвами в этой зоне являются черноземы выщелоченные и типичные. В качестве фонового объекта был выбран целинный участок “Ямская степь” государственного заповедника “Белогорье”, где были отобраны образцы чернозема выщелоченного. На пахотных черноземах выщелоченных лесостепной зоны было заложено 20 реперных участков. Отбор почвенных проб проводился в соответствии с общепринятой в агрохимической службе методикой [11].

В пахотных черноземах выщелоченных среднее содержание в слое 0–20 см физической глины составляло 56.8%, органического вещества по Тюрину – 5.6%, pH_{KCl} – 5.3, а в целинной почве – соответственно 56.4, 9.7 и 5.3%. В черноземе типичном придорожной экосистемы (слой 0–20 см) среднее содержание физической глины составляло 55.2%, органического вещества – 5.3%, pH_{KCl} – 5.6.

Содержание Cd в образцах почвы, растениеводческой продукциии удобрений определялось методом атомно-эмиссионной спектрометрии на приборе ICPE-9000 “Shimadzu” по общепринятым в агрохимической службе методикам [12]. Для извлечения из почвы валового Cd использовали 5М HNO_3, подвижных форм этого элемента – ацетатно-аммонийный буферный (ААБ) раствор с pH 4.8. Все химические анализы были выполнены в аккредитованной испытательной лаборатории ФГБУ ЦАС “Белгородский”.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Кадмий в почвах. Фоновый уровень валового содержания Cd в верхней части (10–20 см) гумусово-аккумулятивного горизонта (А) целинного чернозема выщелоченного участка “Ямская степь” заповедника “Белогорье” составляет 0.33, а концентрация подвижных форм этого элемента – 0.07 мг/кг (21.2% от валового содержания).

В пахотном черноземе выщелоченном (слой 0–20 см) среднее валовое содержание Cd составляет 0.32, концентрация подвижных форм – 0.08 мг/кг (25% от валового содержания), что практически соответствует величинам данных параметров в фоновой почве. Содержание этого элемента в слоях 0–20 и 21–40 см пахотной почвы достоверно не различалось (рис. 1). Общие запасы Cd в пахотном слое почв (массой 3000 т/га) оцениваются в 0.96 кг/га, подвижных форм – 0.24 кг/га.

В Липецкой области в целинных черноземах оподзоленном и выщелоченном (горизонт А) среднее содержание подвижных форм Cd составляет соответственно 0.06 и 0.04 мг/кг, а в пахотных аналогах этих почв – 0.04 и 0.03–0.08 мг/кг [13]. В пахотных черноземах Саратовской области содержание подвижного Cd составляет 0.03–0.07 мг/кг [1].

Многочисленные результаты исследований свидетельствуют о загрязнении почв придорожных экосистем Cd в результате изнашивания автомобильных шин [1, 14]. Основными факторами, определяющими уровень загрязнения почв, являются: особенности рельефа местности, интенсивность движения автотранспорта и длительность воздействия на экосистему. Результаты наших исследований по изучению содержания Cd в черноземе типичном придорожной экосистемы свидетельствуют, что наиболее высокое валовое содержание (1.22 мг/кг) и концентрация подвижных форм Cd (0.42 мг/кг) в слое почвы 0–20 см наблюдаются на расстоянии 5 м от автомобильного полотна. С увеличением расстояния до 60 м содержание Cd линейно снижается до уровня незагрязненной почвы (рис. 2).

Данная закономерность с высокой точностью описывается следующими математическими моделями:

$$\mathrm{Cd(вал.)} = -0.015x + 1.30\ (R^2 = 0.94);$$

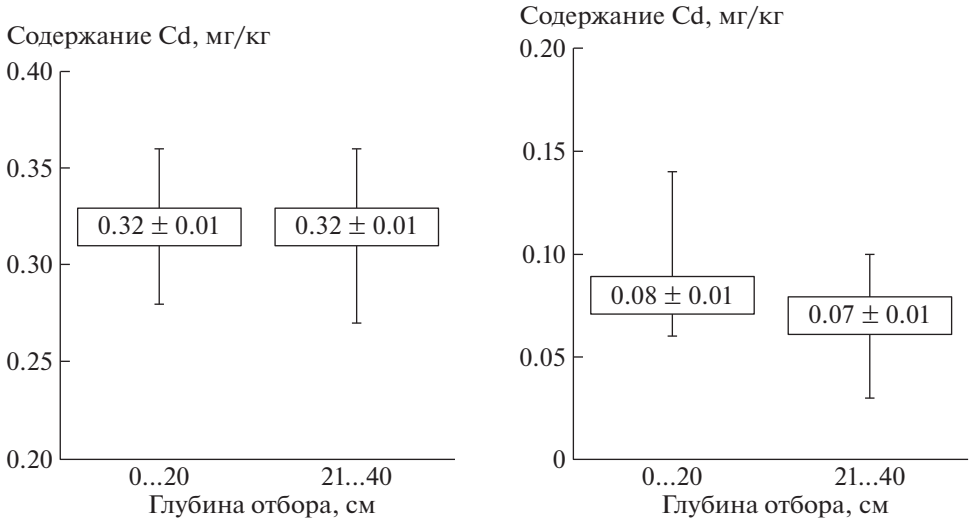


Рис. 1. Содержание кадмия в черноземах выщелоченных, мг/кг.

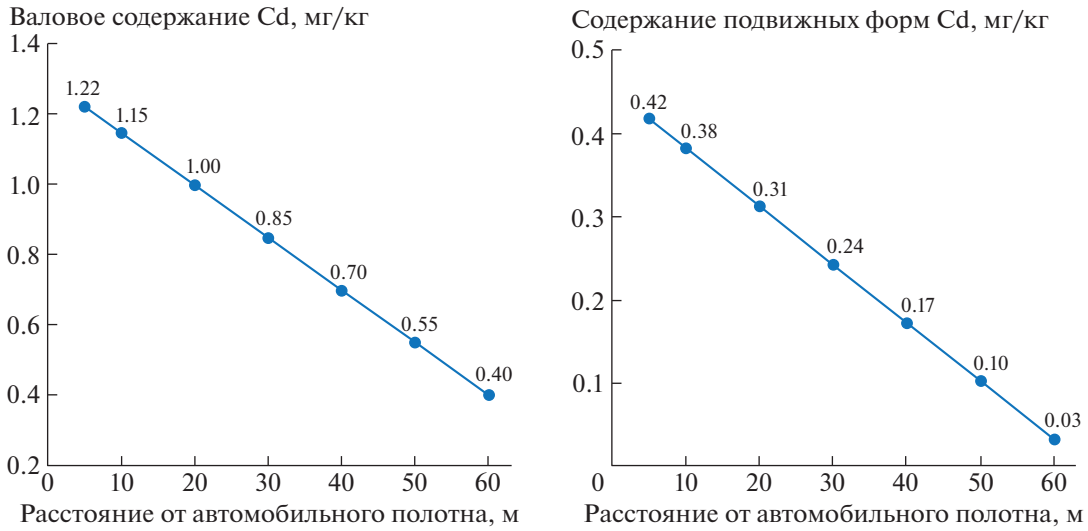


Рис. 2. Влияние расстояния от автомобильного полотна на содержание кадмия в почве (слой 0–20 см) придорожной экосистемы (автотрасса М2 “Крым”, Белгородский район).

$$\text{Cd (подв.)} = -0.007x + 0.45\ (R^2 = 0.91),$$

где Cd(вал.) – валовое содержание Cd (мг/кг), Cd (подв.) – содержание подвижных форм Cd (мг/кг), x – расстояние от автополотна (м).

Превышения уровня ОДК валового Cd в почвах (2 мг/кг) зафиксировано не было. Кроме того, придорожные полосы федеральных автомагистралей, таких как М2, обычно заняты естественной растительностью и лесополосами, поэтому в сельскохозяйственном производстве не используются.

Кадмий в удобрениях и мелиорантах. В некоторых зарубежных странах, в частности Австралии и Китае, содержащийся в фосфорных удобрениях Cd является существенным источником загрязнения почв [15]. Отечественное рудное сырье, используемое для производства фосфорных удобрений, является одним из самых качественных в мире и характеризуется достаточно низким содержанием Cd. Поэтому использование российских минеральных удобрений не следует рассматривать как важный источник загрязнения почв Cd [4]. По нашим данным, среднее содержание Cd в аммиачной селитре составляет 0.04 мг/кг, а в азофоске – 0.10 мг/кг. При средних дозах внесения минеральных удобрений 88–156 кг/га действующего вещества (д.в.), которые зафиксированы в областях ЦЧР в 2016–2020 гг., размеры поступления Cd оцениваются нами в 0.09–0.16 г/га.

Таблица 1. Содержание кадмия в удобрениях и мелиорантах, мг/кг

Вид удобрения	Содержание сухого вещества, %	Вариационно-статистические показатели			
		n	$\bar{x} \pm t_{05}s\bar{x}$	lim	V, %
Стоки навозные	2.22	56	0.008 ± 0.001	0.004–0.012	28.7
Компост соломопометный	56	30	0.14 ± 0.02	0.08–0.24	28.3
Навоз КРС	25	28	0.06 ± 0.006	0.04–0.09	27.1
Дефекат	87	20	0.30 ± 0.02	0.21 ± 0.37	15.5

По оценкам других авторов, при внесении дозы минеральных удобрений 100–200 кг д.в./га размеры поступления этого элемента находятся в пределах 0.20–0.30 г/га [4].

Значимым источником поступления Cd в агроценозы являются органические удобрения. В современных агротехнологиях навоз крупного рогатого скота (КРС) и компосты соломопометные рекомендуется вносить один раз в 4–5 лет, а стоки навозные – не чаще чем один раз в 2 года. При внесении средних доз навоза КРС 40 т/га, компоста соломопометного 20 т/га, стоков навозных 70 т/га поступление Cd в почву составляет соответственно 2.40, 2.80, 0.56 г/га, что приводит к повышению валовых запасов этого металла в пахотном слое всего на 0.25, 0.29, 0.06% (табл. 1). Однако в целом по России уровень внесения органических удобрений достаточно низок. Например, средние дозы их внесения (в пересчете на навоз КРС) в областях ЦЧР в 2016–2020 гг. составляли от 0.23 т/га (Тамбовская область) до 8.83 т/га (Белгородская область), и с ними в почву поступает соответственно 0.01 и 0.53 г/га Cd.

По сравнению с традиционными органическими удобрениями, достаточно много валового Cd содержится в дефекате, широко используемом для мелиорации кислых почв. В ЦЧР средние дозы внесения этого мелиоранта составляют 8–12 т/га, а периодичность – 1 раз в 10 лет. В среднем за 2016–2020 гг. известкование в ЦЧР проводилось на сравнительно небольшой площади – 132 тыс. га/год (1.5% от посевной площади) [16]. Поэтому Cd, поступающий в произвесткованные почвы с дефекатом в количестве 3.0–3.6 г/га, не представляет серьезной опасности для загрязнения почв.

По литературным данным, среднегодовые потери Cd со смытой в результате эрозии почвой в агроэкосистемах Белгородской области оцениваются в 0.61 г/га, что превышает размеры его поступления, поэтому формируется отрицательный баланс этого элемента [17].

Кадмий в сельскохозяйственных культурах. В растениях наибольшее количество Cd содержится в корнях, существенно меньше в надземных и особенно в генеративных органах. Например, содержание Cd в побочной продукции подсолнечника и сои соответственно в 1.4 и 1.2 раза выше, чем в основной (семенах и зерне) [17].

В наших исследованиях наиболее высоким средним содержанием Cd (0.086 мг/кг) характеризуются семена подсолнечника (табл. 2). В зерне озимой пшеницы, ячменя и кукурузы достоверных различий по содержанию этого ТМ не выявлено. В среднем зерно этих культур содержало 0.037–0.042 мг/кг Cd, что более чем в два раза меньше, чем семена подсолнечника. Среди зернобобовых культур самое высокое содержание этого элемента установлено в зерне сои (0.062 мг/кг), существенно ниже была его концентрация в зерне гороха (0.034 мг/кг) и белого люпина (0.011 мг/кг). Для зерна и семян подсолнечника, используемых на пищевые цели, установлены ПДК этого металла, составляющие соответственно 0.1 и 0.2 мг/кг [8]. В наших исследованиях превышения ПДК не наблюдалось.

В многолетних бобовых травах накапливалось примерно одинаковое количество Cd 0.012–0.013 мг/кг. В целинном степном разнотравье участка “Ямская степь” среднее содержание Cd составляло 0.045 мг/кг, что более чем в 3.5 раза выше, чем в бобовых травах. Содержание Cd в кукурузном силосе в среднем составляло 0.012 мг/кг. Для оценки качества грубых и сочных кормов, корнеклубнеплодов установлен максимально допустимый уровень (МДУ) содержания Cd, равный 0.3 мг/кг [9]. Среднее содержание элемента в корнеплодах сахарной свеклы, кукурузном силосе, сене клевера и люцерны было в 23–27 раз ниже МДУ. Установленные закономерности содержания Cd в основном обусловлены биологическими особенностями изучаемых культур.

В 2016–2020 гг. в Белгородской области средняя урожайность озимой пшеницы составляла 4.89, ячменя – 3.65, кукурузы – 7.04, подсолнечника – 2.89, сои – 2.22, сена многолетних трав – 3.0, сахарной свеклы – 44.8 т/га [17], а отчуждение Cd из агроэкосистем с основной продукцией этих культур составляло соответственно 0.21, 0.14, 0.27, 0.25, 0.14, 0.04, 0.49 г/га.

В исследованиях, проведенных на территории Средней Сибири, содержание Cd в зерне яровой пшеницы находилось в пределах 0.020–0.023, сене многолетних бобовых трав – 0.028–0.110, сене

Таблица 2. Содержания кадмия в продукции сельскохозяйственных культур, мг/кг

Сельскохозяйственная культура	Вид продукции	Содержание влаги, %	Вариационно-статистические показатели			
			n	$\bar{x} \pm t_{05}s\bar{x}$	lim	V, %
Озимая пшеница	Зерно	14	69	0.042 ± 0.003	0.022–0.068	29.0
Ячмень	Зерно	14	63	0.037 ± 0.003	0.020–0.060	29.6
Кукуруза	Зерно	14	73	0.039 ± 0.003	0.010–0.053	26.1
Соя	Зерно	14	55	0.062 ± 0.004	0.015–0.083	25.7
Горох	Зерно	14	20	0.034 ± 0.004	0.015–0.050	28.5
Белый люпин	Зерно	14	20	0.011 ± 0.002	0.005–0.016	26.9
Подсолнечник	Семена	7	25	0.086 ± 0.010	0.071–0.155	29.6
Сахарная свекла	Корнеплоды	75	20	0.011 ± 0.002	0.006–0.018	30.3
Кукуруза	Силос	70	22	0.012 ± 0.002	0.007–0.019	29.0
Клевер	Сено	16	20	0.012 ± 0.001	0.008–0.017	19.3
Люцерна	Сено	16	20	0.013 ± 0.002	0.009–0.019	22.1
Степное разнотравье “Ямская степь”	Сено	16	20	0.045 ± 0.001	0.040–0.050	5.4

естественных угодий – 0.026–0.140 мг/кг [18]. По обобщенным данным из разных стран мира, содержание Cd в зерне пшеницы находится в пределах 0.02–0.07 мг/кг [2]. Среднее содержание этого элемента в семенах подсолнечника составляет 0.14 мг/кг [1].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, установлено, что в слое 0–20 см пахотного чернозема выщелоченного лесостепной зоны ЦЧР среднее валовое содержание Cd составляет 0.32, концентрация подвижных форм – 0.08 мг/кг, что соответствует фоновым значениям и существенно ниже уровня ОДК. Содержание Cd в слоях пахотной почвы 0–20 и 21–40 см было практически одинаковым. Превышение фоновых концентраций этого элемента установлено в почвах придорожных экосистем на расстоянии до 60 м от автодорожного полотна. Основное количество Cd поступает в агроэкосистемы Белгородской области с органическими удобрениями, однако это не представляет опасности для загрязнения почв и растениеводческой продукции. Из изучаемых культур минимальное количество данного элемента содержится в зерне белого люпина (0.011 мг/кг), а максимальное – в семенах подсолнечника (0.086 мг/кг). Среднее содержание Cd в зерне кукурузы, ячменя и озимой пшеницы существенно не различалось и было в пределах 0.037–0.042 мг/кг. В сене клевера и люцерны среднее содержание этого металла было практически одинаковым 0.012–0.013 мг/кг, что существенно ниже, чем в естественном разнотравье (0.045 мг/кг). В изучаемой растениеводческой продукции не выявлено превышения уровней ПДК Cd для продовольственного зерна и МДУ для кормов.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет федеральных средств в рамках государственного задания на проведение агроэкологического мониторинга земель сельскохозяйственного назначения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Медведев И.Ф., Деревягин С.С.* Тяжелые металлы в экосистемах / Саратов: “Ракурс”, 2017. 178 с.
2. *Kabata-Pendias A.* Trace Elements in Soils and Plants. 2011. 505 p.
3. *Виноградов А.П.* Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М.: изд-во АН СССР, 1957. 238 с.
4. *Шеуджен А.Х.* Агробиогеохимия чернозема. Майкоп: ООО “Полиграф-ЮГ”, 2018. 308 с.
5. *Semenkov I.N., Koroleva T.V.* International Environmental Legislation on the Content of Chemical Elements in Soils: Guidelines and Schemes // Eurasian Soil Science. 2019. V. 52, No 10. P. 1289–1297. https://doi.org/10.1134/S1064229319100107
6. *Chen Sh., Wang M., Li Sh., Zhao Zh., E W.* Overview on current criteria for heavy metals and its hint for the revision of soil environmental quality standards in China // J. Integrative Agriculture. 2018. V. 17. № 4. P. 765–774.
7. СанПиН 1.2.3685-21 “Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания”. Утверждены Постановлением Главного государственного санитарного врача РФ от 28.01.2021 № 2.

8. ТРТС015/2011 Технический регламент Таможенного союза “О безопасности зерна” (с изменениями на 15 сентября 2017 года) Технический регламент Таможенного союза от 09.12.2011 N015/2011. Режим доступа docs.cntd.ru›document/902320395 (дата обращения 03.02.2023).

9. ВМДУ-87 “Временный максимально допустимый уровень содержания некоторых химических элементов и госсипола в кормах для сельскохозяйственных животных и кормовых добавках”. 1987.

10. *Lukin S.V., Selyukova S.V.* Ecological Assessment of the Content of Cadmium in Soils and Crops in Southwestern Regions of the Central Chernozemic Zone, Russia // Eurasian Soil Science. 2018. V. 51. № 12. P. 1547–1553. https://doi.org/10.1134/S1064229318120074

11. Методические указания по проведению комплексного мониторинга плодородия почв земель сельскохозяйственного назначения / В.Г. Сычев, А.Н. Аристархов, И.В. Володарская и др. М.: МСХ, 2003. 195 с.

12. Методические указания по определению тяжелых металлов в почвах сельхозугодий и продукции растениеводства. М.: Типография Московской с.-х. академии им. К.А. Тимирязева, 1992. 61 с.

13. Почвы Липецкой области / Ю.И. Сискевич, В.А. Никоноренков, О.В. Долгих и др. Липецк: Изд-во ООО “Позитив Л”, 2018. 209 с.

14. Levels and Factors of the Accumulation of Metals and Metalloids in Roadside Soils, Road Dust, and Their PM10 Fraction in the Western Okrug of Moscow / D.V. Vlasov, O.V. Kukushkina, N.E. Kosheleva, N.S. Kasimov // Eurasian Soil Science. 2022. V. 55. № 5. P. 556–572. https://doi.org/10.1134/S1064229322050118

15. *Wang Q., Dong Y., Cui Y., Liu X.* Instances of soil and crop heavy metals contamination in China // Soil Sediment Contam., 2001. V. 10. P. 497–510.

16. *Селюкова С.В.* Экологическая оценка содержания свинца, кадмия, ртути и мышьяка в агроэкосистемах юго-западной части Центрально-Черноземного района России. Автореферат на соискание ученой степени кандидата биологических наук. М.: РГАУ–МСХА им. К.А. Тимирязева, 2019. 25 с.

17. http: // www.fedstat.ru/indicators/stat.do (дата обращения 24.03.2023).

18. *Побилат А.Е., Волошин Е.И.* Кадмий в почвах и растениях Средней Сибири // Микроэлементы в медицине. 2017. № 18 (3). С. 36–41.

MONITORING OF CADMIUM CONTENT IN AGROECOSYSTEMS OF CENTRAL CHERNOZEM REGION OF RUSSIA

S. V. Lukin[a,b,#]

[a] *Belgorod Center for Agrochemical Service, Belgorod, Russian Federation*

[b] *Belgorod State National Research University, Belgorod, Russian Federation*

[#] *E-mail: serg.lukin2010@yandex.ru*

Presented by Academician of the RAS V.I. Kiryushin April 5, 2023

As part of the implementation of the state program of agroecological monitoring, the content of Cd in the main components of the agroecosystems of the forest-steppe zone of the Belgorod region, which is located in the south-west of the Central Black Earth region, was studied. The soil cover was mainly represented by leached and typical chernozems. During the studies, it was found that in the layer of 0–20 cm of arable black soil leached, the average gross content of Cd is 0.32, the concentration of mobile forms is 0.08 mg/kg, which corresponds to background values and significantly below the level of APC. The excess of background concentrations of this element was found in the soils of roadside ecosystems at a distance of up to 60 m from the roadbed. The main amount of Cd enters the agroecosystems of the Belgorod region with organic fertilizers, but this does not pose a danger to soil contamination and crop production. Of the crops studied, the minimum amount of this element is contained in the white lupine grain (0.011 mg/kg), and the maximum amount is contained in sunflower seeds (0.086 mg/kg). The average Cd content of corn, barley and winter wheat grains did not differ significantly and ranged from 0.037 to 0.042 mg/kg. In clover and alfalfa hay, the average content of this metal was almost the same as 0.012–0.013 mg/kg, which is significantly lower than in natural forbs (0.045 mg/kg). In the studied crop production, there was no excess of MAC Cd levels for food grains and MAL for feed.

Keywords: agroecological monitoring, cadmium, roadside ecosystems, agricultural crops, heavy metals, chernozem, fertilizers

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2023, том 511, № 2, с. 280–286

ГЕОЭКОЛОГИЯ

УДК 574, 551.583

БЕСПРЕЦЕДЕНТНОЕ УВЕЛИЧЕНИЕ КОЛИЧЕСТВА УГЛИСТЫХ ЧАСТИЦ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОЗЕР СЕВЕРО-МИНУСИНСКОЙ КОТЛОВИНЫ (ЮГ СИБИРИ) В СОВРЕМЕННЫЙ ПЕРИОД КАК ВОЗМОЖНОЕ СВИДЕТЕЛЬСТВО АНТРОПОГЕННОГО ВЛИЯНИЯ

© 2023 г. Д. Ю. Рогозин[1,*], Л. А. Бурдин[1], Г. Н. Болобанщикова[1], академик РАН А. Г. Дегерменджи[1]

Поступило 21.03.2023 г.
После доработки 14.04.2023 г.
Принято к публикации 25.04.2023 г.

В донных отложениях озер Шира и Учум, расположенных на юге Сибири в степной зоне Северо-Минусинской котловины (Республика Хакасия и Красноярский край), проанализированы распределения углистых размером более 100 мкм, являющихся индикаторами горения растительности на окружающих озера территориях. Возраст исследованных отложений двух озер составил до 1400 и 500 лет назад соответственно. В отложениях обоих озер обнаружены углистые частицы трех типов. Первая группа частиц имеет вытянутую форму и интерпретируется как остатки травянистых растений и/или хвои. Вторая группа имеет вид тонких плоских пластинок и интерпретируется как остатки листьев и коры деревьев. Третью группу составляют объемные частицы различной неправильной формы, являющиеся предположительно остатками от горения древесины и угля. Частицы первого типа в основном являются индикаторами природных пожаров, и их поток не демонстрирует заметного увеличения в современный период. Поток угольных частиц второй и в наибольшей степени третьей групп резко возрастает в последние около ста лет, что отражает увеличение количества сжигаемых людьми древесины и угля в окрестностях исследованных озер в современный индустриальный период. Таким образом, впервые для данного региона выявлено увеличение поступления углистых частиц в донные отложения озер за последние около ста лет, являющееся беспрецедентным на протяжении периода, охваченного нашим исследованием. Тем самым получено свидетельство антропогенного воздействия на динамику углистых частиц в донных отложениях. Полученные сведения могут быть полезны для реконструкции динамики природных пожаров и палео-климата в данном регионе юга Сибири в позднем голоцене.

Ключевые слова: угольные частицы, озерные отложения, пожары, южная Сибирь, Минусинская котловина, палеоклимат, антропогенное влияние

DOI: 10.31857/S2686739723600534, **EDN:** WFCJZJ

Пожары в природных экосистемах являются серьезной угрозой как для целостности самих экосистем, так и для населения, проживающего на этих территориях. В настоящее время во многих регионах мира значительно возросла доля пожаров, вызванных деятельностью человека [1, 2]. Кроме того, количество и интенсивность пожаров зависят от климатических факторов, поэтому в условиях современных климатических изменений требуется адекватный прогноз пожарных обстановок для всех регионов Земли. В свою очередь, для адекватного прогноза необходима информация о динамике пожаров в прошлом. Сравнение современных пожарных обстановок с таковыми в доиндустриальный период позволяет оценить вклад антропогенного фактора в этот процесс [2]. Одним из лучших “архивов” информации о пожарах могут служить донные отложения озер, где количественным индикатором пожаров являются частицы древесных углей (charcoal particles), которые попадают в атмосферу в результате горения растений и оседают на дно водоемов, где сохраняются в течение тысячелетий

[1]*Институт биофизики Сибирского отделения Российской академии наук, Красноярск, Россия*
*****E-mail: rogozin@ibp.ru*

[2, 3]. Показано, что частицы древесных углей размером менее 100–125 мкм характеризуют региональный фон пожаров, тогда как более крупные частицы (более 100 мкм) характеризуют пожарную обстановку в окрестности данного озера [4].

На степных и лесостепных территориях юга Сибири пожары являются регулярным явлением. Часто они вызваны умышленными или случайными поджогами сухой травы весной и осенью. В частности, на территории Минусинской котловины активность пожаров составляет 1–10 пожаров/1000 км^2 день$^{-1}$ (NASA Observatory, данные 2015 г.). Пожары регулярно наносят ущерб жилым и хозяйственным постройкам, бывали и человеческие жертвы [5]. Кроме того, степная полоса юга Сибири подвержена значительным колебаниям влажности, и испытывала периоды длительных засух и увлажнений на протяжении голоцена [6], что вероятно отражается на колебаниях природного фона пожаров. В частности, Минусинская котловина представляет особый интерес с точки зрения палеоклимата. Это равнинная территория, окруженная горными хребтами, которые препятствуют проникновению влажных воздушных масс, в результате чего здесь формируется полуаридный микроклимат, более мягкий по сравнению с окружающей территорией. Данная территория уникальна большим количеством археологических памятников, оставленных несколькими последовательно сменяющими и частично проникающими друг в друга культурами каменного, бронзового и железного веков. Предположительно, именно благоприятный климат является причиной относительно высокого уровня развития древнего населения, поэтому связь человеческой деятельности с климатическими вариациями, например, смена основы хозяйства с животноводства на земледелие, может здесь проявляться особенно четко [7]. Выяснению закономерностей климатических изменений и антропогенных воздействий может помочь реконструкция динамики пожаров по озерным отложениям. На сегодняшний день обширная территория Сибири недостаточно изучена с точки зрения палео-пожаров. Имеющиеся реконструкции по древесным кольцам [8], торфяным колонкам [9] и озерным отложениям [3] проведены для лесных экосистем в более высоких широтах, тогда как по степным и лесостепным регионам юга Сибири на сегодняшний день работ явно недостаточно [3]. В недавних литературных обзорах по палео-пожарам [1, 2] упоминания о Сибири вообще отсутствуют, поэтому новая информация о динамике палео-пожаров в ранее неизученном регионе представляет фундаментальный интерес.

В настоящей работе мы впервые проанализировали содержание углистых частиц размером свыше 100 мкм в донных отложениях двух озер, расположенных на юге Сибири в лесостепной зоне Северо-Минусинской котловины (Республика Хакасия и Красноярский край), и выявили, что в обоих озерах значительно возрастает поток частиц в последние около ста лет, что вероятнее всего вызвано усилением хозяйственной деятельности человека, в том числе сжиганием топлива в прилегающих к озерам населенных пунктах. Наши данные в целом подтвердили тенденцию к беспрецедентному увеличению потока углистых частиц, характерную для многих регионов мира в индустриальный период, и показали, что ранее неисследованный в этом отношении степной регион юга Сибири подвержен этой же тенденции.

Озеро Шира (54°30′ с.ш., 90°11′ в.д.) расположено в Ширинском районе Республики Хакасия, в 15 км от районного центра п. Шира. Озеро имеет овальную форму, размерами 5.3 × 9.3 км, площадью 35.9 км^2, максимальная глубина 24.5 м (2021). Озеро Шира обладает бальнеологическими свойствами, на его юго-западном берегу круглогодично функционирует известный курорт “Озеро Шира” и расположен поселок Жемчужный. К поселку примыкают дачные массивы и базы отдыха.

Озеро Учум (55°05′ с.ш., 89°43′ в.д.) расположено в 70 км к северо-западу от озера Шира, на территории Ужурского района Красноярского края, в 30 км к югу от г. Ужур. Озеро имеет форму неправильного овала размером 1.5 × 4 км, площадь поверхности около 4 км^2, максимальная глубина 9.2 м (2022 г.). Грязь и вода озера обладают бальнеологическими свойствами, на юго-западном берегу озера функционирует курорт “Озеро Учум” и расположен поселок с одноименным названием.

Оба озера расположены на территории Северо-Минусинской котловины. Климат данной местности резко-континентальный: средняя температура июля около +18°С, января около – 19°С. Потенциальное испарение на данной территории (600 мм год$^{-1}$) превышает среднегодовое количество осадков (300 мм год$^{-1}$) [10]. Полуаридный климат способствует формированию степного ландшафта, зимой на озерах формируется ледовый покров толщиной около одного метра. В летнее время озера являются популярным местом отдыха, здесь располагается большое количество палаточных кэмпингов и неорганизованных стоянок отдыхающих.

Керны донных отложений были отобраны из озера Шира 4 марта 2021 г. в точке с координатами 54°30.387′ с.ш., 090°11.652′ в.д., из озера Учум 16 марта 2022 г. в точке с координатами 55°05.670′ с.ш., 089°43.406′ в.д.. Длина кернов составила 110 и 70 см соответственно. Отбор кернов осуществляли в центральной глубоководной части озер, на ледовой поверхности через отверстие во льду. Керны отбирали с помощью ударно-гравитационного

устройства UWITEC (Австрия), затем транспортировали в лабораторию в вертикальном положении, где разрезали вдоль вертикальной оси, фотографировали с миллиметровой линейкой и разделяли на поперечные образцы с шагом 1 см. В образцах проводили подсчет угольных частиц на основе методик, описанных в работах [4, 11]. А именно, известный объем влажных донных отложений помещали в дефлокулирующий раствор (6% гексаметафосфат натрия) на три часа, затем просеивали мокрым способом через ткань с размером ячеи 100 мкм (мельничный газ). Полученный остаток выдерживали 1 ч в 6% гипохлорите натрия для отбеливания и снова просеивали через ту же ткань. Остаток помещали в камеру Богорова и угольки подсчитывали под стереомикроскопом в отраженном свете при 25-кратном увеличении. В качестве объектов для сравнения использовали измельченный древесный и активированный уголь. Угольки распознавались по наличию металлического блеска, острых граней и хрупкости. Количественный анализ проводили в программе CharAnalysis (http://CharAnalysis.googlepages.com), [12], с помощью которой полученные значения содержания угольков в образцах интерполировали через равные промежутки времени, и проводили сглаживание для выявления фона, отражающего усредненную интенсивность горения в регионе, а также процессы переотложения и привноса материала смывом с территории водосбора [12].

Оценка возраста донных отложений оз. Шира была проведена ранее по другим кернам, отобранным в этой же точке, на основе измерений активности изотопов ^{137}Cs, ^{210}Pb, ^{14}C, в сочетании с подсчетом годичных слоев (варв), и опубликована в работе [13]. В качестве репера для стыковки разных кернов оз. Шира использовали четко визуально различимый светлый слой на глубине около 13 см. Возраст отложений озера Учум был ранее оценен по активности ^{137}Cs и ^{210}Pb для верхней части отложений [10]. В настоящей работе мы скорректировали оценку возраста с учетом уменьшения толщины годичных слоев (варв) с глубиной. Для этого количество варв подсчитывалось на нескольких участках керна двумя людьми и средние значения толщины годичных слоев принимались для оценки возраста. На участках, где варвы были визуально плохо различимы, толщина годичного слоя принималась как среднее значение между прилегающими с обеих сторон участками с визуально различимыми варвами.

Анализ углистых частиц позволил выделить три типичные группы, различающиеся по форме, и соответствующие описанным ранее в литературе [11, 14]. Первая группа углистых частиц имеет вытянутую форму, предположительно это остатки травянистых растений, тонких корней, хвои, жилок листьев т.п. [11, 14], эти объекты условно названы нами “травинки”. Вторая группа имеет вид тонких плоских “чешуек”, интерпретируется в литературе как остатки листьев, а также в некоторых случаях коры и древесины [11, 14]. Третью группу составляли объемные частицы различной неправильной формы, предположительно являющиеся остатками от горения древесины, угля и прочих горючих твердых материалов [11, 14]. Вышеуказанные морфотипы частиц соответствовали ранее выявленным нами в седиментационных ловушках озера Шира [5].

В отложениях обоих озер углистые частицы всех трех типов обнаруживались на всех глубинах, однако, распределение по глубине отложений было неоднородным (рис. 1, 2). Наиболее заметные неоднородности были выявлены в слоях, соответствующих последнему столетию, а именно – резкое увеличение скорости накопления частиц 2 и 3 типов (рис. 1, 2). Поток частиц первого типа в современный период не демонстрирует заметного увеличения в современный период (рис. 1, 2).

Присутствие углистых частиц размером более 100 мкм интерпретируется в литературе как остатки растений, сгоревших в непосредственной близости от озера, в радиусе около 10 км [4, 11]. Наиболее вероятной причиной возрастания скорости накопления углистых частиц второго и третьего типов в исследованных озерах в современный период является человеческая деятельность. На берегах обоих водоемов источниками таких частиц являются трубы котельных и частных домов, а также костры, разводимые людьми на берегах во время летнего отдыха. Нами ранее была проанализирована сезонная динамика потока углистых частиц в отложения озера Шира с помощью седиментационных ловушек в течение нескольких лет, и убедительно показано, что эти потоки возрастают ежегодно именно в холодное время года [5]. В ловушках во все сезоны преобладали объемные частицы, тогда как “травинки” и “листики” в большинстве ловушек вообще отсутствовали, либо встречались единично, и их количество было недостаточным для выявления сезонной динамики [5]. Эти данные в сочетании с нашими данными из кернов свидетельствуют о прямом антропогенном влиянии в виде сжигания дров и угля для обогрева и прочих хозяйственных нужд, очевидно сильно возросшем именно в период с начала 20 века и до наших дней. Вместе с тем пожары в природных экосистемах, вызванные человеческой деятельностью, также могут вносить вклад в наблюдаемое нами увеличение. Однако индикаторами природных пожаров являются частицы первого типа, а их поток в современный период не увеличивался (рис. 1, 2). Вероятно, интенсивность степных и лесных пожаров в окружающих озера экосистемах не столь заметно увеличилась по сравнению с прошлым.

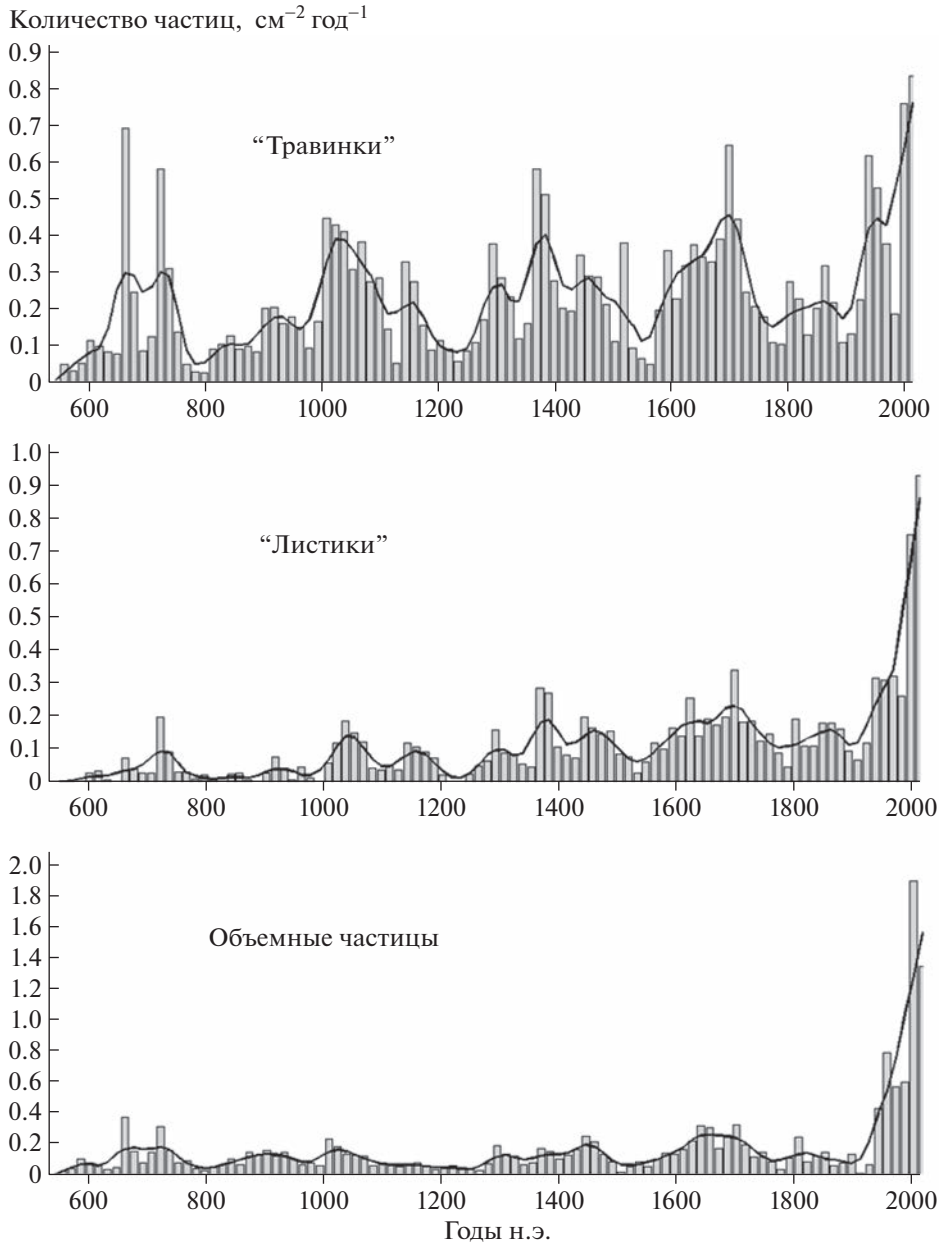


Рис. 1. Скорость накопления углистых частиц в донных отложениях озера Шира.

Рост потока углистых частиц в отложениях последних десятилетий был зарегистрирован во многих регионах мира, в том числе и в Сибири [6, 9], включая такой малонаселенный район как плато Путорана [3]. Вместе с тем в другом малонаселенном районе Сибири – на Центрально-Тунгусском плато (Красноярский край, Эвенкия) – в отложениях трех исследованных озер нами не было выявлено аналогичного увеличения [15], что свидетельствует о неоднородности антропогенной нагрузки на различных территориях, и соответственно, порождает интерес к оценке этой неоднородности в масштабе всей Сибири.

Стоит отметить, что несмотря на схожую динамику, абсолютные значения для частиц второго и третьего типа в оз. Учум на порядок выше, чем в оз. Шира (рис. 1, 2). Возможно, это объясняется тем, что оз. Учум окружено высокими холмами со стороны преобладающих в зимнее время западного и юго-западного ветров. В результате частицы от поселка, расположенного на юго-западном берегу, не разносятся ветром на далекие расстояния, а оседают в большем количестве на поверхность озера. Озеро Шира, наоборот, открыто для всех ветров, и поэтому частицы разносятся на

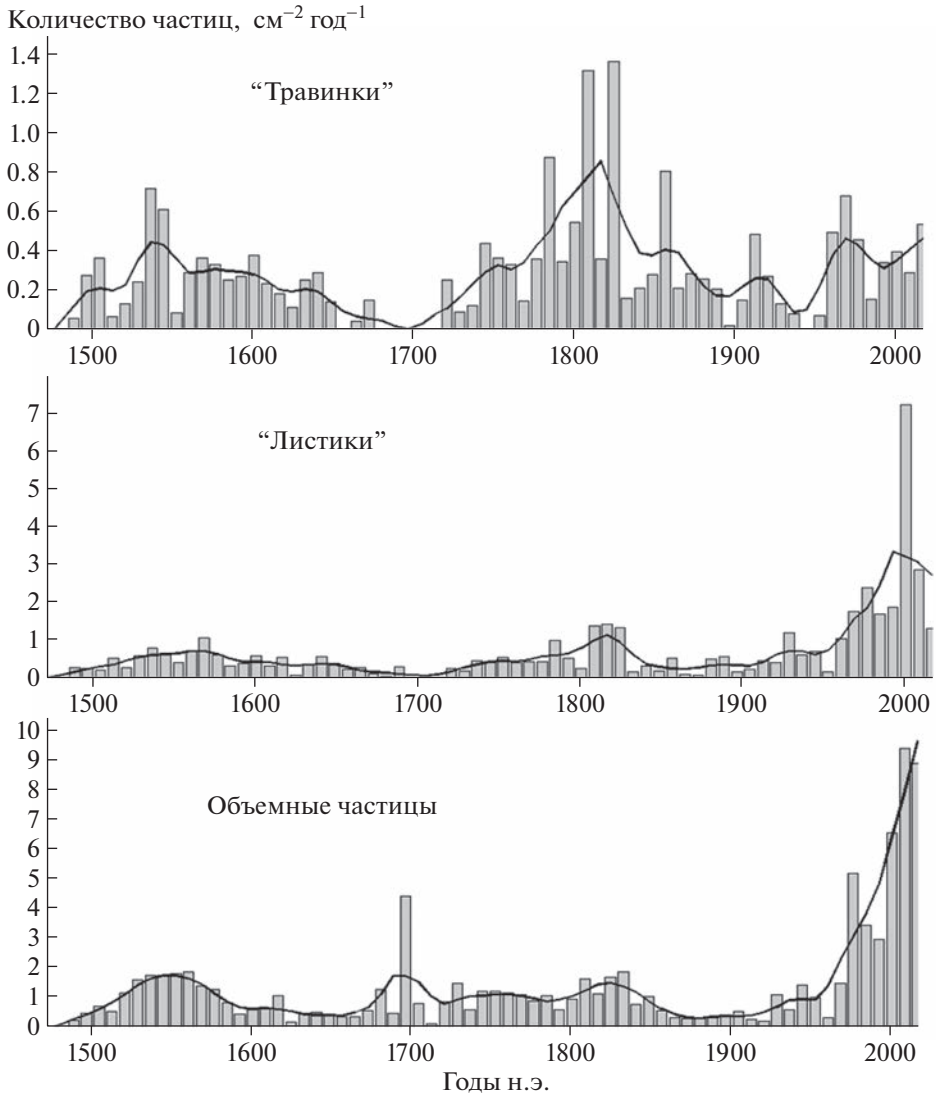


Рис. 2. Скорость накопления углистых частиц в донных отложениях озера Учум.

большие расстояния, в результате чего поток на поверхность озера меньше.

Таким образом, нами впервые для данного региона выявлено увеличение поступления углистых частиц в донные отложения озер за последние около ста лет, являющееся беспрецедентным на протяжении позднего голоцена. Тем самым получено свидетельство антропогенного воздействия на динамику углистых частиц в донных отложениях именно для данного региона.

Кроме того, полученная нами информация может быть полезна для интерпретации профилей угольков в кернах более древних озерных отложений, и соответственно, реконструкции палео-климата данного региона. Бессточные озера в аридных и полу-аридных регионах чутко реагируют на изменения влажности климата изменением объема, соответственно соленость меняется в обратной зависимости от объема. В свою очередь, изменения солености отражаются на геохимическом и биохимическом составе донных отложений, а также на составе пыльцы и спор, захороненных в донных отложениях. В настоящее время ведутся исследования донных отложений озер Шира и Учум с целью реконструкции влажности климата по геохимическим и биохимическим палео-индикаторам, а также по спорово-пыльцевым спектрам. Полученные нами распределения угольных частиц будут сопоставлены с профилями пыльцы и спор растений, элементного и минерального состава, липидами и пигментами фотосинтезирующих микроорганизмов, тем самым будет повышена надежность реконструкций влажности климата.

Сопоставление состава угольков в кернах с таковым в седиментационных ловушках дает осно-

вание для дифференциации различных типов частиц по их информативности. А именно, нами показано, что в современный период “травинки” в большей степени отражают природный фон пожаров, тогда как объемные частицы – антропогенные поступления. Следовательно, и в более древних отложениях на тех участках кернов, где разные типы частиц не коррелируют друг с другом, “травинки” в большей степени будут отражать климатические изменения, и будут более информативны для реконструкции климата. В свою очередь, объемные частицы на таких участках могут отражать динамику населения, и в меньшей степени зависеть от климата. Соответственно, локальные пики объемных частиц могут указывать на эпизоды массового присутствия древних обитателей в окрестностях исследуемых озер.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Ф.Ф. Козлову за помощь во время полевых работ на озерах в зимнее время.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет средств Российского научного фонда, грант № 22-27-00398, https://rscf.ru/project/22-27-00398/.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Leys B.A., Marlon J.R., Umbanhowar C., Vannière B.* // Global fire history of grassland biomes. Ecology and Evolution. 2018, V. 8. P. 8831–8852.
2. *Marlon J.R.* What the past can say about the present and future of fire // Quaternary Research. 2020. V. 96. P. 66–87.
3. *Novenko E.Y., Kupryanov D.A., Mazei N.G., Prokushkin A.S., Phelps L.N., Buri A., Davis B.A.S.* Evidence that modern fires can be unprecedented during the last 3400 years in permafrost zone of Central Siberia, Russia // Environmental Research Letters. 2022. V. 17. P. 025004.
4. *Anderson S., Wahl D.* Two Holocene paleofire records from Peten, Guatemala: Implications for natural fire regime and prehispanic Maya land use // Global and Planetary Change. 2016. V. 138. P. 82–92.
5. *Бурдин Л.А., Рогозин Д.Ю., Дегерменджи А.Г.* Сезонная динамика современного потока углистых частиц в донные отложения озера Шира (юг Сибири), оцененная с помощью седиментационных ловушек // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 507. № 1. С. 147–151. https://doi.org/10.31857S2686739722601119
6. *Rudaya N., Krivonogov S., Słowinski M., Cao X., Zhilich S.* Postglacial history of the Steppe Altai: Climate, fire and plant diversity // Quaternary Science Reviews. 2020. V. 249. P. 106616.
7. *Tarasov P.E., Pankova S.V., Long T., Leipe C., Kalinina K.B., Panteleev A.V., Brandt L.O., Kyzlasov I.L., Wagner M.* New results of radiocarbon dating and identification of plant and animal remains from the Oglakhty cemetery provide an insight into the life of the population of Southern Siberia in the early 1st millennium CE // Quaternary International. 2022. V. 623. P. 169–183.
8. *Kirdyanov A.V., Saurer M., Siegwolf R., Knorre A.A., Prokushkin A.S., Churakova (Sidorova) O.V., Fonti M.V., Büntgen U.* Long-term ecological consequences of forest fires in the continuous permafrost zone of Siberia // Environmental Research Letters. 2020. V. 15. P. 034061.
9. *Feurdean A., Florescu G., Tant I., Vanniere B., Diaconu A.-C., Pfeiffer M., Warren D., Hutchinson S.M., Gorina N., Gałka M., Kirpotin S.* Recent fire regime in the southern boreal forests of western Siberia is unprecedented in the last five millennia // Quaternary Science Reviews. 2020. V. 244. P. 106495.
10. *Рогозин Д.Ю., Бульхин А.О., Зыков В.В., Иванова Е.А., Дарьин А.В., Калугин И.А., Батурина О.А., Кабилов М.Р.* Длинноцепочечные алкеноны в соленых меромиктических озерах Северо-Минусинской котловины (юг Сибири): первые сведения и возможная связь с динамикой уровня // Сибирский экологический журнал. 2020. V. 6. P. 768–782.
11. *Unkelbach J., Dulamsuren C., Punsalpaamuu G., Saindovdon D., Behling H.* Late Holocene vegetation, climate, human and fire history of the forest-steppe-ecosystem inferred from core G2-A in the “Altai Tavan Bogd” conservation area in Mongolia // Vegetation History and Archaeobotany. 2018. V. 27. P. 665–677.
12. *Higuera P., Brubaker L., Anderson P., Hu F., Brown T.* Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the south-central Brooks Range, Alaska // Ecol. Monogr. 2009. V. 79. P. 201–219.
13. *Kalugin I., Darin A., Rogozin D., Tretyakov G.* Seasonal and centennial cycles of carbonate mineralisation during the past 2500 years from varved sediment in Lake Shira, South Siberia // Quaternary International. 2013. V. 290–291. P. 245–252.
14. *Mustaphi C.J.C., Pisaric M.F.J.* A classification for macroscopic charcoal morphologies found in Holocene lacustrine sediments // Progress in Physical Geography. 2014. V. 1–21.
15. *Рогозин Д.Ю., Болобанщикова Г.Н., Бурдин Л.А., Мейдус А.В.* Угольные макрочастицы в донных отложениях озер Центрально-Тунгусского плато (Сибирь, Эвенкия) как индикатор динамики лесных пожаров и возможный след Тунгусской катастрофы 1908 г. // Сибирский экологический журнал. 2022. V. 4. P. 404–414.

UNPRECEDENTED INCREASE IN THE CHARCOAL MACROPARTICLES IN THE BOTTOM SEDIMENTS OF THE LAKES OF THE NORTH-MINUSINSK VALLEY (SOUTH OF SIBERIA) IN THE RECENT TIME AS A POSSIBLE EVIDENCE OF ANTHROPOGENIC INFLUENCE

D. Y. Rogozin[a,#], L. A. Burdin[a], G. N. Bolobanshchikova[a], and Academician of the RAS A. G. Degermendzhy[a]

[a] *Institute of Biophysics, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk, Russian Federation*
[#] *E-mail: rogozin@ibp.ru*

In the bottom sediments of lakes Shira and Uchum, located in the south of Siberia in the steppe zone of the North Minusinsk depression (Republic of Khakassia and Krasnoyarsk Territory), distributions of charcoal particles >100 μm. The age of the studied sediments of the two lakes was up to 1400 and 500 years ago, respectively. Charcoal particles of three types were found in the sediments of both lakes. The first group has an elongated shape and is interpreted as the remains of herbaceous plants and/or needles. The second group looks like thin flat blades and is interpreted as the remains of leaves. The third group consists of bulk particles of various irregular shapes, which are presumably the remains of the combustion of wood and coal. Particles of the first type are mainly indicators of natural fires, and their flux does not show a noticeable increase in the modern period. The flow of coal particles of the second and, to the greatest extent, the third groups has increased sharply in the last about a hundred years, which reflects an increase in the amount of wood and coal burned by people in the vicinity of the studied lakes in the modern industrial period. The data obtained reflect an increase in the amount of wood and coal burned by people in the modern industrial period, as well as a possible increase in the number of wildfires, which may also be due to human activities in the form of accidental or deliberate arson. Thus, for the first time for this region, an increase in the influx of charcoal particles into the bottom sediments of lakes over the past about a hundred years has been revealed, which is unprecedented over the period covered by our study. Thus, evidence of the anthropogenic impact on the dynamics of charcoal particles in bottom sediments has been obtained. The information obtained can be useful for reconstructing the dynamics of natural fires and paleo-climate in this region of southern Siberia in the Late Holocene.

Keywords: charcoal particles, lake sediments, fires, South Siberia, paleoclimate, anthropogenic influence