

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

2020
81

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

РЕГИОНАЛЬНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

REGIONAL
GEOLOGY
and METALLOGENY

Основан в 1993 году

Учредитель — Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)



№ 81/2020

Главные редакторы

МОРОЗОВ Андрей Федорович

Зам. руководителя Федерального агентства по недропользованию

ПЕТРОВ Олег Владимирович

Генеральный директор ВСЕГЕИ

Editors-in-Chief

Andrey MOROZOV

Deputy Head of the Federal Agency of Mineral Resources

Oleg PETROV

Director General VSEGEI

Санкт-Петербург ♦ Издательство ВСЕГЕИ

Регистрационное свидетельство № П 0305 от 10.03.1993 (Перерегистрация ПИ № ФС 77-29340 от 24 августа 2007 г.)

Главные редакторы:

Морозов А.Ф., канд. геол.-минерал. наук
Петров О.В., чл.-корр. РАН

Editors-in-Chief:

Morozov A.F., PhD
Petrov O.V., Corr. Member of RAS

Заместители главного редактора:

Жамойда А.И., чл.-корр. РАН
Толмачева Т.Ю., д-р геол.-минерал. наук

Deputies Editors-in-Chief:

Zhamoyda A.I., Corr. Member of RAS
Tolmacheva T.Yu., D.Sc.

Члены редколлегии:

Бискэ Г.С., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ)
Бортников Н.С., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ИГЕМ РАН)
Вялов В.И., д-р геол.-минерал. наук (МГУ)
Егоров А.С., д-р геол.-минерал. наук (СПГУ)
Ермилова О.К. (ВГБ)
Жарков А.М., д-р геол.-минерал. наук (ВНИГРИ)
Кашубин С.Н., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Котов А.Б., д-р геол.-минерал. наук (ИГГД РАН)
Ларичев А.И., канд. геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Миронов Ю.Б., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Молчанов А.В., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Ошуркова М.В., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Проскурнин В.Ф., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Рундквист Д.В., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ГТМ РАН)
Сысоев А.П., д-р геол.-минерал. наук (ВСЕГЕИ)
Ханчук А.И., академик РАН, д-р геол.-минерал. наук (ДВГИ ДВО РАН)
Худoley А.К., д-р геол.-минерал. наук (СПбГУ)
Зельтманн Р., д-р геол.-минерал. наук (Музей естествознания, Лондон)

Editorial board:

Biske G.S., D.Sc. (SPbU)
Bortnikov N.S., Academician of RAS, D.Sc. (IGEM RAS)
Vyalov V.I., D.Sc. (MSU)
Egorov A.S., D.Sc. (SPMU)
Ermilova O.K. (RGL)
Zharkov A.M., D.Sc. (VNIGRI)
Kashubin S.N., D.Sc. (VSEGEI)
Kotov A.B., D.Sc. (IPGG RAS)
Larichev A.I., PhD (VSEGEI)
Mironov Yu.B., D.Sc. (VSEGEI)
Molchanov A.V., D.Sc. (VSEGEI)
Oshurkova M.V., D.Sc. (VSEGEI)
Proskurnin V.F., D.Sc. (VSEGEI)
Rundkvist D.V., Academician of RAS, D.Sc. (SGM RAS)
Sysoev A.P., D.Sc. (VSEGEI)
Khanchuk A.I., Academician of RAS, D.Sc. (FEGI FEB RAS)
Khudoley A.K., D.Sc. (SPbU)
Seltmann R., D.Sc. (Natural History Museum, London)

Журнал включен в национальную библиографическую базу данных «Российский индекс научного цитирования» (РИНЦ) и перечень Высшей аттестационной комиссии (ВАК) по специальности 25.00.00 – науки о Земле.

Адрес электронной версии журнала:

на русском языке: http://www.vsegei.ru/ru/public/reggeology_met/content
на английском языке (аннотации): <http://www.vsegei.ru/en/rgm/content/index.php>

Перепечатка материалов возможна только с письменного разрешения учредителя журнала.

Редакция: *О. Н. Алексеева, Л. В. Набиева, О. Е. Степурко, С. В. Щербакова*

Подписано в печать 08.05.2020. Печ. л. 15. Уч.-изд. л. 17,3. Формат 60×84/8. Тираж 300 экз. Заказ № 80000601

Адрес издательства

ВСЕГЕИ. Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.
Журнал «Региональная геология и металлогения».
Тел. (812) 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24)
E-mail: izdatel@vsegei.ru

Отпечатано

на Картографической фабрике ВСЕГЕИ. Средний пр., 72, Санкт-Петербург, 199178, Россия
Тел. (812) 328-91-90, факс 321-81-53
www.kf-vsegei.ru

75-ЛЕТИЮ ПОБЕДЫ
ПОСВЯЩАЕТСЯ

И. Н. Курек
Ленинградцы, гордость моя!

5

DEDICATED TO THE 75th ANNIVERSARY
OF VICTORY

I. N. Kurek
Leningraders, Pride of Mine!

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

REGIONAL GEOLOGY

Т. Н. Богданова

11

Раннемеловые Astartoidea и Crassatelloidea (Bivalvia)
Центральной Азии. Раннемеловые Astartoidea
Мангышлака и западных и южных
районов Туркменистана

T. N. Bogdanova

Early Cretaceous Astartoidea and Crassatelloidea (Bivalvia)
of Central Asia. Early Cretaceous Astartoidea
of Mangyschlak, West and South
Turkmenistan

В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова, Ю. С. Егорова

27

Неоархейские граниты Карельской провинции:
геологическое положение, геохимия, происхождение

V. P. Chekulaev, N. A. Arestova, Ju. S. Egorova
Neoarchaeal granite of the Karelian Province:
geological setting, geochemistry, origin

А. Н. Сироткин, А. Н. Евдокимов

45

Новые данные по U-Pb датированию
метаморфизованных интрузий
основного и ультраосновного составов
северной части полуострова Нью-Фрисланд
(остров Западный Шпицберген)

A. N. Sirotkin, A. N. Evdokimov
New data on U-Pb dating
of basic and ultrabasic
metamorphosed intrusions
in the north Ny-Friesland Peninsula
(West Spitsbergen)

П. В. Рекант, Д. И. Леонтьев, Е. О. Петров

60

Неотектонический этап развития
Арктического бассейна. Начало, основные события,
связь тектоники и осадконакопления

P. V. Rekant, D. I. Leontiev, E. O. Petrov
Neotectonic stage
of the Arctic Basin evolution:
New ideas, timing and regional correlation

*А. Г. Григорьев, В. А. Жамойда, Д. В. Прищепенко,
Д. В. Рябчук*

73

Формы нахождения химических элементов
в верхнечетвертичных отложениях
восточной части Финского залива

*A. G. Grigor'ev, V. A. Zhamoida, D. V. Prishchepenko,
D. V. Ryabchuk*
Forms of chemical elements occurrence
in the Upper Quaternary sediments
of the eastern Gulf of Finland

А. В. Амантов, Л. М. Кэсл, М. Г. Амантова

83

Прогибание земной коры
в результате развития городов как составная часть
геологической угрозы Санкт-Петербурга

A. V. Amantov, L. M. Cathles, M. G. Amantova
Crustal subsidence caused
by urban development: a component
of geological hazard in the Saint-Petersburg region

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

METALLOGENY

С. И. Турченко

97

Металлогения протерозоя (2,5–0,65 млрд лет):
геодинамика Земли (цикл суперконтинента)
и рудообразование

S. I. Turchenko
Proterozoic Metallogeny (2.5–0.65 Ga):
geodynamics of the Earth (supercontinent cycle)
and ore forming processes

Н. И. Гусев, А. В. Антонов

105

Кимберлиты участка Сербейн (Анабарский щит) —
продукт расплава, обогащенного натрием,
хлором, карбонатом

N. I. Gusev, A. V. Antonov
Kimberlites of the Serbeyan Prospect (Anabar Shield):
melt products enriched with sodium,
chlorine, carbonate

НЕКРОЛОГИ

OBITUARIES

Памяти Давида Абрамовича Додина

119

In memory of David A. Dodin



С ДНЕМ ГЕОЛОГА!

*Уважаемые коллеги, друзья!
Поздравляю вас
с профессиональным
праздником – Днем геолога!*

Этот праздник всегда был и остается заметным событием в нашей жизни. Утвердив его государственный статус, страна по достоинству оценила труд геологов.

Работа геологов стабильно обеспечивает минерально-сырьевую и энергетическую безопасность России, защиту ее геополитических интересов, в том числе в Мировом океане, Арктике и Антарктике.

Отмечая День геолога в год 75-летия Великой Победы, объявленный Президентом России Годом памяти и славы, мы помним, что среди героев Великой Отечественной войны были тысячи геологов. Все они своим ратным, трудовым и гражданским подвигом увековечили Победу в мировой истории!

Отдельная благодарность и поздравления ветеранам геологии, передающим молодому поколению не только свои знания, высокий профессионализм, но и лучшие традиции первопроходцев. Впереди у геологии новые рубежи и задачи, решение которых требует применения накопленных знаний и опыта многих поколений геологов.

Коллеги, друзья! Желаю всем вам доброго здоровья, упорства и оптимизма, крепости духа и молодости души, неизведанных дорог, радости новых открытий и личного счастья!

*Заместитель министра природных ресурсов
и экологии Российской Федерации – руководитель
Федерального агентства по недропользованию*

Е. А. Киселев



В этом году отмечается 75-я годовщина Победы в Великой Отечественной войне. В честь этой знаменательной даты наш журнал начинает публикацию отрывков из ранее изданных книг воспоминаний сотрудников ВСЕГЕИ, воевавших на фронте, эвакуированных и проводивших геологические работы во всех уголках страны, оставшихся в Ленинграде и испытавших все лишения блокадного города. Эти люди просто и без излишней эмоциональности описывают мучительный и постоянный голод, ежедневные ночные обстрелы, смерть любимых и близких... В каждой семье была война, и каждый: кто взрослым, а кто ребенком — прошел свой путь к Победе.

И. Н. КУРЕК

Ленинградцы, гордость моя!

Начало войны. Мы жили на Васильевском острове, на 13-й линии, дом № 54, квартира 19. Еще учась в 5-м классе, по дороге домой из школы, которая тоже на 13-й линии, мы с моей подругой Розой Резниковой часто обсуждали, нападет Гитлер на нас или нет, будет война или нет. С одной стороны заключён пакт о ненападении, с другой — он завоевал почти всю Европу.

23 июня застало нас — бабушку, меня и брата Колю в поезде, утром мы уезжали на дачу за Волховстрой до ст. Зеленец, в деревню Васкиничи. Мы одно или два лета там жили. Мама нас провожала. В поезде все только и говорили о начавшейся войне. В этот день в Ленинграде была объявлена первая воздушная тревога.

В деревне брат работал в колхозе. Помню три картины: мобилизованные мужчины выходили из своих домов и шли на призывной пункт, а бабушка, видя это, плакала и говорила: «Вот, не все и вернуться». Измученные женщины гнали через деревню стадо мычавших коров, фронт наступал. Когда через полтора месяца возвращались в Ленинград, вокзал станции Зеленец был весь разбомблен.

Моя мама, Мария Дмитриевна, работала в Первом медицинском институте. На шестой день войны она написала письмо своей сестре Елене Дмитриевне в Новосибирск. Это письмо сохранилось (от 27 июля 41 года):

Дорогая Ленуся!

Целую тебя... Решила написать тебе письмо, ведь сейчас настала тяжелая пора — вторая Отечественная война, которую нам ленинградцам воочию придется испытать. Мои ребята уже большие, Коля перешел в 10-й класс, а Ира (как

всегда с грамотой) в 6-й класс. Я их 23/VI в 11 час. дня проводила на дачу и думала, получив отпуск, 21/VII поехать к ним, но, увы, проклятый немец все напортил. Отпуска в связи с военным положением отменили. С 29/VI вводится трудовая повинность по оборонной работе, после работы, а я работаю 8 час, прибавить 3 часа, так что дома буду находиться мало... Лето у нас нынче очень позднее, холодное и невеселое... Николай Н. еще не уехал, задерживается в связи с событиями. Ну, будь счастлива и здорова.

Целую тебя крепко. Твоя сестра Маруся.

Продолжение того же письма 30/VI-41:

Дорогая Ленуся!

События показывают, что в Ленинграде детей не оставляют, а эвакуируют, и вот я подумала, что может умереть, так моя дочь осталась бы у тебя, она хорошая и серьезная девочка, и мне хотелось бы переправить ее тебе. Если бы я не служила и разрешился выезд, то поехала бы сама, но, увы, это невозможно. Сын мой уже воин, месяцев через 8 заберут. Состояние у меня моральное ужасное (всё плачу).

Ну, будь счастлива и здорова Целую. Маруся.

20 июля мама проводила папу — он уезжал на «геологической» барже (около 70 сотрудников ВСЕГЕИ и кое-кто с семьями) вверх по Неве, дальше по Ладожским каналам и Мариинской водной системе, по рекам Шексне и Волге до города Горький. В августе мама взяла отпуск и приехала за нами. От Зеленца до Ленинграда ехали, всю дорогу стоя в набитом людьми вагоне.



Семья Курек — бабушка Ольга Ивановна, папа Николай Николаевич, мама Мария Дмитриевна, я и брат Коля

Занятия в школе не начинались, и мы бегали по улицам. В угловом доме на Большом проспекте Васильевского острова, на полу низкого первого этажа видели лежащего мертвого мужчину — сказали, что его убило осколком.

Из открытой форточки, забравшись на стул, видела далеко летящий самолет и белые «облачки» разрывов около него; мама рассердилась и прогнала меня от окна.

Магазины стали пустеть.

У нас в доме много говорили и решали вопрос — уезжать из Ленинграда или нет. Я была против — как я могу расстаться со своей школой?

Нашими большими друзьями была семья сотрудника ВСЕГЕИ Ивана Ильича Чупилина. К нам, как и раньше, часто приходила Ольга Семеновна Чупилина, с ней тоже обсуждали вопрос — уезжать или нет. Была возможность уехать с Горным институтом в теплушках, но Ольга Семеновна с дочкой Лилей решила не ехать и нам отсоветовала. Других возможностей не было.

Когда начались первые бомбежки, чаще всего к ночи, мы бегали прятаться с нашего второго этажа (дом был двухэтажный, деревянный) под лестницу, она была каменная; стояли, дрожа от страха. Один или два раза бегали прятаться в настоящее бомбоубежище, в большой каменный дом, построенный для моряков

в 1938–1939 годах на 13-й линии ближе к Среднему проспекту.

Против нашего дома на 12-й линии находился витаминный завод с огромной трубой, которая, видимо, была объектом для частых бомбежек. Завывание сирены предупреждало о налете или обстреле. Вскоре мы к этому привыкли и оставались лежать в своих постелях. Стекла вылетели только весной 42-го года.

У нас была отдельная трехкомнатная квартира. Одну комнату мы сразу освободили для беженцев. Беженцев не было, комната стояла пустая. В сентябре Колю со школьниками старших классов отправили под Пулковку на оборонительные работы. Оттуда он привез немного картошки. Это было очень ценно и вкусно. Кто-то говорил о немецкой листовке: «Дамочки, не копайте ямочки, чечевицу съедите — Ленинград сдадите». Листочки сбрасывали туда, где женщины рыли траншеи.

Очень запомнилось и согрело замечательное стихотворение — послание ленинградцам народного певца Казахстана Джамбула, напечатанное 6 сентября в «Ленинградской правде» и на листовках, расклеенных по городу:

Ленинградцы, дети мои!
Ленинградцы, гордость моя!
Мне в струе степного ручья виден
отблеск невосковой струи.

И в конце:

Предстоят большие бои,
но не будет врагам житья!
Спать не в силах сегодня я...
Песни вам на рассвете мои,
Ленинградцы, дети мои!
Ленинградцы, гордость моя!

От этих слов душа радовалась — о нас думают, страна с нами, значит «победа будет за нами», — так сказал тов. Сталин. Город не будет сдан!

От папы получали письма, мы ему тоже писали, старались не жаловаться, чтобы его не расстраивать. С продуктами становилось все хуже. Помню, последние покупные жирные пельмени. В комнате, где был папин кабинет и спальня родителей, стоял бочонок с зелеными помидорами — не то мочеными, не то солеными.

Анна Ивановна Азарова, работавшая вместе с папой, однажды принесла нам мешок с «солдатскими сухарями», — её муж Карп Ефимович служил в штабе Ленинградского фронта.

Олимпиада Ивановна, жена моего крестного, часто приходившая к нам, раза два-три угощала нас домашними лепешками. Мой крестный, Федор Федорович Лиходеев, главный механик ледокола «Литке», был одним из первых орденосцев, жили они в соседнем флигеле в одном дворе с нами.

С сентября началось снижение норм выдачи хлеба, круп и жиров. Стала обычной такая еда: хлеб резали на кубики, кубики подсушивали, заливали кипятком — это был горячий суп. Ломтики хлеба жарили на олифе, посыпая солью. Из столорного клея варили студень; из каких-то кож, вроде ремней, тоже варили студень.

С наступлением холодов все мы поселились в одной комнате, бывшей столовой, с расположенной в центре квартиры печкой-буржуйкой. Бабушка заставляла меня убирать пыль, делать какие-то небольшие дела, читать книжки, словом, соблюдать норму обычной жизни. Еще до школы я выучила молитвы «Отче наш» и «Богородице Дево, радуйся», когда начинались бомбежки или артобстрелы, я бежала к бабушкиной иконе, висевшей в углу над её кроватью, и, читая молитву, просила Бога защитить и спасти нас.

От недоедания страдали в первую очередь мужчины, в том числе и наш Коля. Однажды он очень расстроился — у него дома выпала из рук и разбилась бутылка вина, может быть, кагора. Очень переживал, чуть не плакал — ведь это было питание, источник энергии. А бабушка тоже однажды плакала — несла из магазина, спрятав под пальто, полученный кулечек пшена, а из него сыпалось, сыпалось всю дорогу, и домой она принесла почти пустой кулечек.

В начале ноября мы с Колей ходили по аптекам. Видимо, искали какое-то питательное полезное лекарство. Было очень холодно, у Коли на голове была «финская» кепка с ушками.

В октябре-ноябре начались «занятия» в школе, но не по классам, а собирались все, кто пришел,

в помещении типа бомбоубежища. Дежурный преподаватель проводил свой урок; сидели в пальто, слушали, отвечали. Один мальчик на вопрос, как жили древние люди, ответил: «В древности люди жили плохо, у них не было одежды». Все рассмеялись.

Какое-то время в школу ходили с котелками (у меня был солдатский), получали щи — горячая вода с капустой. Решила отнести эту еду домой Коле под пальто (чтобы не остыла), но, к большому моему огорчению, всё вытекло.

Под Новый 1942 год выдали по карточкам праздничные добавки. У меня была еще детская карточка, у мамы «служащая», у бабушки и Коли иждивенческие. Точно не помню, что выдали, осталось смутное воспоминание о картофельном пюре с чем-то, о чем-то сладком и о приподнятом настроении.

1942 год. В январе и феврале смертность в Ленинграде превышала декабрьскую.

Я не помню Колю ни худым, ни опухшим. Но зимой он, даже в дневное время, лежал или сидел на диване под одеялом, в средней большой комнате, где мы все жили. Однажды Коля, сидя на диване, стал просить: «Дайте хоть корочку хлеба!..» Был вечер, хлеба не было ни крошки.

Анна Ивановна была во ВСЕГЕИ командиром звена ревпорядка МПВО и сумела устроить Колю в военно-морской Таллинский госпиталь, находившийся в здании ВСЕГЕИ. Его отвезли туда на саночках. Еда стала нормальной, давали даже сосиски (об этом он говорил). Но было уже поздно, он не смог восстановить силы. Умер в январе, похоронен в братской могиле на Пискаревском кладбище. На стволах березовой рощи в левой стороне кладбища прикреплены эмалевые портреты лежащих в этой земле. На одной из берез портрет Коли присоединили к портрету Сашиного дяди — Степана Мефодиевича.

Мама продолжала ходить пешком с Васильевского острова на Петроградскую сторону в Первый медицинский институт на работу. Выкупала продукты по карточкам, заботилась о нас с бабушкой. Примерно с середины февраля она стала усиленно хлопотать о нашей эвакуации (я её иногда сопровождала) по ледовой Дороге Жизни к папе, в Казахстан.

Мамины хлопоты ничего не дали, мама теряла силы, в марте месяце она умерла.

Помню яркий солнечный день, я иду по заснеженной 13-й линии, а навстречу бежит Милочка, моя троюродная сестричка и подруга с ранних детских лет. Мы, плача, обнялись — она узнала о смерти моей мамы, а у нее еще раньше не стало мамы и папы. Это мои тетя Вера и дядя Петя. Она осталась с дядюшкой, маминым братом, а я со своей бабушкой.

Весной стало больше ребят. Ежедневно приходили в школу, но не на занятия, а в столовую, где кормили обедами из сои — соевое молоко, соевые оладьи или каша из соевых хлопьев (так называемые шроты). Я не могла заставить себя есть что-то соевое.

Появилась разная трава, стало лучше с водой, открылись бани. В апреле в городе проходили субботники по уборке, стало чисто.

Папа, получив известие о смерти мамы, стал вместе с Анной Ивановной хлопотать о нашем с бабушкой переезде в Усть-Каменогорск. Анна Ивановна с очень небольшим количеством сотрудников ВСЕГЕИ, во главе с директором Н. А. Быховером, была эвакуирована в феврале 1942 года сначала в Кыштым, а потом в Усть-Каменогорск.

Вероятно, в Ленинград был послан вызов, и Карп Ефимович очень энергично помог с нашей отправкой. Кое-что продали, собрали кое-какие деньги и вещи. Накануне отъезда я ходила к своей крёстной Евгении Георгиевне, давнишней бабушкиной подруге, на Средний проспект, 47. Отнесла ей «хорошую говяжью кость» — снабдила нас знаковая, имевшая доступ к таким «деликатесам». Во время блокады люди помогали друг другу, чем могли. Друзья и знакомые, кто мог, навещали нас. Елена Константиновна Яговкина, жена геолога ВСЕГЕИ и папина машинистка, незадолго до маминной смерти еле-еле дошла до нас (ходила за водой и отморозила ноги), осталась лежать у нас, стонала всю ночь и к утру скончалась. Её и маму похоронили в братской могиле Смоленского кладбища.

Олимпиада Ивановна, заходя к нам, часто читала письма с фронта своего сына Бори — друга Коли, первокурсника Военно-морского училища им. М. В. Фрунзе. Зимой 1941/42 года их отправили в Донские степи. Многие из них тогда замерзли. Из его последнего письма весной 1942 года: «Сижу на сене, пишу на каске, наверное, это моё последнее письмо». Так и случилось. В музее Фрунзенского училища хранится его комсомольский билет, пробитый пулей.

В июне бабушка получила от районной эвакуационной комиссии Свердловского районного совета депутатов трудящихся удостоверение № 691, в котором было написано: Предъявитель настоящего удостоверения гр. Курек Ольга Ивановна, 1877 г. с членами семьи: 1. Курек Ирина Николаевна, 1929 г., эвакуированы из гор. Ленинграда в Башкирскую АССР.

15 июня Карп Ефимович проводил нас с бабушкой по Ириновской железной дороге до ст. Осиновец на Ладожском озере.

Перед отъездом еще надо было сдать неиспользованные карточки. Бабушке вручили справку № 07164, помеченную 15 июня 1942 года, о том, что получены от гр-ки Курек О. И., проживающей (далее адрес), следующие продовольственные и промтоварные карточки в количестве шести. В конце указано, что справка выдана для получения продовольственных и промтоварных карточек по новому месту жительства или работы с учетом использованных талонов по сланным карточкам.

Управдом опечатал нашу квартиру.

На барже мы благополучно переправились до станции Кобона. Почему-то на барже бабушка,

глядя на меня, сказала: «Трудно тебе придется в жизни». В Кобоне нас накормили обедом и выдали сухой паёк. Все вещи были свалены в кучу на берегу и каждый искал свои. Я, чувствуя большую усталость и вялость, перетаскала волоком наши — у нас было 6 узлов — четыре с хорошими вещами и два на мену. Из Кобоны по железной дороге через станции Тихвин, Бабаево, Череповец, Вологда добрались до Ярославля. Некоторые люди, с которыми мы общались в дороге, хорошо запомнились.

В Ярославле при посадке на поезд до Свердловска случилось непредвиденное. Носильщик понёс четыре «главных» тючка, и я пошла с ним к вагону. Внесли вещи в купе пассажирского вагона; я еще забросила на вторую полку шапку (почему-то мне запомнилось, что шапка была зимняя, меховая, с ушками). В купе сидели военные. Оставив вещи, пошли с носильщиком за бабушкой, и только мы стали подходить обратно к вагону, как поезд тронулся — раньше времени. Раздались крики, плач — у кого-то уехали дети, кто-то, вроде нас, не успел сесть в вагон. Остались мы с бабушкой с двумя «неглавными» тючками, но, слава Богу, с документами.

Потеря вещей, конечно, отразилась на здоровье бабушки. После дальнейших мытарств (которых не помню) сели на поезд, идущий в Челябинск. Видимо, на Свердловск не получилось. Ехали в теплушке, ехали долго, с очень большими остановками на запасных путях. В теплушке попутчицами были молодые женщины с детьми из Кронштадта. К нам с бабушкой они относились очень хорошо. Помню, что у них были мешки со сдобными плюшками. На станционных эвакуационных пунктах нас кормили обедами и выдавали сухие пайки — всё это отмечалось на обратной стороне эвакуационного удостоверения с пометками населённого пункта и датой, например: «Бабаево, обед», «9/VII-42, обед, хлеб», «6/VII-42, паёк на два дня, обед», «Талоны на питание выданы» и т. п.

На пристанционных базарах можно было купить молоко, яйца и прочее. Когда бабушка заболела, я стала покупать яички, но одни люди говорили, что бабушке надо давать крутые, а другие настаивали — всмятку. Ничто не помогло, бабушка умерла.

Где-то на Урале или в Зауралье на станции Шарташ пришли за ней санитары с носилками. А я с женщинами поехала дальше до Новосибирска.

Мы видели во встречных поездах, идущих на фронт, молодых ребят, которые пели и плясали под гармошку. На какой-то станции молодой солдатик, стоявший на посту, когда я проходила мимо, пригласил меня прийти «на свидание». Я об этом эпизоде поспешила рассказать своим спутникам.

А однажды какая-то сердобольная женщина пожалела меня и подала милостыню, поделившись хлебом.

Из Новосибирска я догадалась послать в Усть-Каменогорск телеграмму и добиралась до него

вместе с женщиной средних лет, очень изможденной и нервной. В Усть-Каменогорск прибыли 25 июля — почти шесть недель в дороге. На вокзале нас никто не встретил, мы наняли телегу.

Однако потом всё устроилось: меня приютила семья давнего друга папы Павла Петровича Бурова, главного инженера Алтайцветметразведки. Вскоре ненадолго приехал папа. Представляю, что он почувствовал, увидев меня одну, худую дочку. Сидели мы с ним в доме, где он жил, он раскрыл маленький атлас и долго молча смотрел на точку, где было напечатано: станция Шарташ. Потом снова уехал в горы, а я осталась в семье Буровых, где меня одели, обули и где я жила весь сентябрь и училась в 6-м классе, готовя уроки за письменным столом Павла Петровича, а сам он тоже был на полевых работах.

Когда с полевых работ вернулись геологи, мы с папой, Анной Ивановной и другими геологами, мужчинами и женщинами, и с приехавшими членами их семей стали первое время жить как бы коммунально, в одном доме на улице Медвежья.

1943 год. Этот год, как и 42-й, был для всех очень трудный, можно сказать, полуголодный. Часто делали лепешки из подсолнечного жмыха, выручали картошка, тыква. Хлеб делили на порции. Когда обзавелись огородами, стало лучше. В школе нас бесплатно кормили пирожками с мясом из требухи. Папа от скудного питания и переживаний очень похудел, заболел туберкулезом и его собирались направить на излечение в санаторий «Белокуриха» на Алтае. Потом он несколько лет ходил на поддувание.

В городе много несчастных инвалидов без ног, на тележках. На них больно было смотреть. К Анне Ивановне приехал с фронта, по ранению, брат Анатолий. У Толи покалечена рука, а до войны он работал шофером, теперь для него это исключено, что он, конечно, очень переживал. Его товарищ, с которым он иногда приходил к нам, контужен; ему часто казалось, что он под бомбежкой и, не помня себя, начинал бежать.

43-й год, зима, холод, выюга. Я иду по пустырю и откуда-то из репродуктора на столбе доносится песня: «Темная ночь, только пули свистят по степи. Только ветер гудит в проводах, тускло звезды мерцают...»

Как это все было созвучно моему настроению!

В 6- и 7-м классе мы учились в школе имени Ленина вместе с мальчиками. У меня были две хорошие подруги — местная девочка Римма Пахотина и эвакуированная из Днепропетровска Геня Трубицына. Она приехала с мамой и грудным братишкой Аликом. Жили они в бараке. Отец был на фронте. Геня написала мне в альбомчик своё стихотворение, кончавшееся: «...и может быть сейчас отец мой идет в бой и бьёт врага за нас с тобой».

Любое сочинение по литературе, на любую тему мы кончали фразой: «Смерть немецким оккупантам!».

Хороших учеников, меня в том числе, парами посылали ходить по младшим классам, где мы

убедительно агитировали за хорошую учебу, а двоечников стыдили, говоря: «Каждая пятерка — удар по врагу!» Некоторых нерадивых доводили до слез, нам было их очень жалко. А за отличную учебу мне еще в 42-м выдали валенки (пимы по местному).

Летом 1943 года Анна Ивановна с папой, будучи на полевых работах в казахстанской глубинке, иногда останавливались партией в жилых сельских домах. Там, в одной многодетной семье им очень понравилась красивая девочка, и они пригласили её приехать к нам в Усть-Каменогорск, продолжить учебу в 8-м классе, так как у них в селе была только семилетка. К сентябрю Мария, так стали её звать, приехала и стала учиться в 8-м, а я еще в 7-м. Мы всюду стали ходить вдвоем, нас называли Ирочка-Марочка. А еще говорили, что они, т. е. мы, «хорошо одеются» (по местному говору), поскольку Анна Ивановна водила нас в пошивочную мастерскую и одевала одинаково.

У всех были занятия по военному делу. Папа (ему было уже 47 лет) вместе с другими геологами треста проходит всеобуч; занятия ведет молодой военком, громко командуя: Налеву! Направу!

В нашей школе каждый класс — взвод. Нас учили правильно маршировать под бравую песню. Запевалой была Зоя Палагина — лихая, звонкоголосая:

Вставай, страна огромная,
Вставай на смертный бой
С фашистской силой темною,
С проклятою ордой!

Припев поем все.

Хорошо запомнилась и другая песня:

Артиллеристы, Сталин дал приказ.
Артиллеристы, зовет Отчизна нас,
Из многих тысяч батарей
За слезы наших матерей,
За нашу Родину — огонь! Огонь!

В конце 1944-го переселились на Степную улицу, в дом, где раньше жили Буровы. Сам Павел Петрович Буров умер зимой этого года. Поехал в командировку в Москву. По дороге простудился, заболел и уже не вернулся. Семья уехала осенью того же года в Ленинград. На Степной 43 у нас целый дом, в котором три комнаты, кухня, сени, прихожая, где стоит умывальник с зеркалом, крыльцо, сарай, баня и большой огород. Перед домом небольшой палисадник. Палисадник огорожен, дом и огород тоже огорожены, есть ворота с калиткой.

Вспоминается лето этого года: полдень, жара. Пустынная Степная улица. Окна домов закрыты ставнями, сквозь которые глуховато слышно радио. Звучит казахская речь. Говорят, говорят... потом — «Жуковке»; опять говорят, говорят и снова — «Жуковке». Стало быть, речь идет о военных операциях, руководимых маршалом Жуковым.

Я начала учиться в 8-м классе школы им. Ушанова. Марочка — в 9-м. Школа им. Ленина стала

мужской, а всех девочек определили в ушановскую. Она двухэтажная старинная, уютная, из красного кирпича и расположена в саду. А ленинская — белая, оштукатуренная и стоит на прохладном пустыре.

В ушановской школе и встретили Новый 1945 год — год Победы.

Из дневника

На фронте дела идут как нельзя лучше — «немцев бьют и там и тут!» Берлин взят! Немцы заговорили о мире с нашими союзниками. И вот-вот конец войне! Скорей бы, скорей!

9 мая — самый счастливый день в моей жизни!! Боже, я не нахожу себе места, я на сотом небе от счастья! Всё хорошо! Всё хорошо! Наконец-то дождалась! Жаль, очень жаль тех, кто не услышал: «Мы победили! Конец войне!», «Настал и на нашей улице праздник!». Какие у всех счастливые лица! Бедная моя мама, и Кока, и бабушка, как было бы вам радостно в этот день! Как вы ждали его!

Счастливый день начался с того, что ранним утром из окраинных домов выбежали с криком женщины: «Война окончилась! Война окончилась!» Бежала по улице Тоня, молодая мать троих детей — один меньше другого, а муж на фронте. Вот счастье-то, дожждётся, дожждётся она своего ненаглядного. Война окончена! Люди, люди, война окончена!

Все повскакали, засуетились, друг друга целовали, обнимали, мы с Марой прыгали, кричали, и вскоре все побежали кто куда — Анна Ивановна и папа в трест, Толя к товарищам, мы — в школу. Возникали стихийные, ликующие митинги. Набегавшись по городу, вернулись с Марочкой и девочками домой, вытащили заветную «Анапу», вылили её на радость, а потом крутились на турнике от избытка чувств. Вечером опять были в городе. Народу полны улицы, и мне показалось, что стало больше взрослых молодых людей.

21 июня. Успешно сдали все экзамены, — я перешла в 9-й класс, Марочка — в 10-й.

В конце лета 1946 года начали готовиться к возвращению в Ленинград. Встал вопрос — как быть с Марочкой. Её родители дали согласие на удочерение, и Марочка стала не Рыльской, а Марией Николаевной Курек.

Перед отъездом ходили с Марочкой как на работу — на базар продавать разные вещи. Придём и всё разложим: одежду, одеяла, всякую мелочь. Иногда отчаянно торговались, а чаще отдавали за бесценок.

Наконец собрались, едем в нормальном пассажирском вагоне. В дороге под стук колес, под руководством Анны Ивановны много, громко и с удовольствием пели. Особенно запомнилась песня «Моя Москва».

В Ленинград ехали через Москву — посещение Красной площади, вид Кремля и прогулки по столице произвели большое впечатление.

Вернулись в Ленинград в начале сентября. Я с опозданием поступила в 10-й класс 239-й школы с английским языком. Школа находилась на Адмиралтейском проспекте в монферановском доме, её украшали «два льва сторожевые...», на одном из них сидел Евгений из пушкинского «Медного всадника». Марочка год пропустила, и в институт мы обе поступили в 1947 году, я — в Горный на специальность ГСПС, Марочка — на восточный факультет ЛГУ, потом перешла на английское отделение герценовского института.

Со мною поступила в Горный, тоже на ГСПС, и Милочка — Людмила Петровна Иванышина.

Нашего двухэтажного деревянного дома на 13-й линии Васильевского острова уже не было — зимой 1942/43 годов его разобрали на дрова. Когда мы с бабушкой уезжали в эвакуацию, наша квартира была опечатана и многие вещи сохранились. Нам были возвращены папин письменный стол, «шведские» книжные шкафы, пианино, все фотоальбомы и даже несколько нотных тетрадей.

Спасибо добрым, заботливым людям!



Ирина Николаевна Курек (1929–2018)

Родилась в Ленинграде. В блокадном городе прожила до 15 июня 1942 г., эвакуировалась в Усть-Каменогорск, вернулась домой в 1946 г. Поступила в 1947 и окончила в 1953 г. Ленинградский горный институт. С 1954 г. более 30 лет проработала в ЦНИГР музея ВСЕГЕИ ст. науч. сотрудником. Специалист по рудным месторождениям. Была ответственным исполнителем научных и экспозиционных тем (золото, медь, вольфрам, молибден и др.), проводила полевые работы. Готовила выставки к 100-летию Геолкома — ВСЕГЕИ и к 27-й сессии МГК. Награждена медалями «Жителю блокадного Ленинграда», «Ветеран труда», к 50- и 60-летию Победы в Великой Отечественной войне, в честь полного освобождения Ленинграда от блокады, значком «Отличник разведки недр».

Текст приведен по изданию «Ветераны помнят» (СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. С. 107–122).

Раннемеловые Astartoidea и Crassatelloidea (Bivalvia) Центральной Азии

Раннемеловые Astartoidea Мангышлака и западных и южных районов Туркменистана

В статье приведено описание 10 видов четырех родов семейства Astartidae – *Astarte*, *Eriphyla*, *Disparilia* и *Opis* из раннемеловых отложений западной части Центральной Азии: Казахстан (Мангышлак), Туркменистан (Туаркыр, Кубадаг, Большой и Малый Балханы и Копетдаг).

Ключевые слова: Astartoidea, нижний мел, Мангышлак, Туаркыр, Кубадаг, Большой и Малый Балханы, Копетдаг.

T. N. BOGDANOVA (VSEGEI)

Early Cretaceous Astartoidea and Crassatelloidea (Bivalvia) of Central Asia

Early Cretaceous Astartoidea of Mangyshlak, West and South Turkmenistan

Ten species of four genera of the Astartidae Family – *Astarte*, *Eriphyla*, *Disparilia* and *Opis* from Lower Cretaceous in western part of Central Asia: Kazakhstan (Mangyshlak) and Turkmenistan (Tuarkyr, Kubadag, Bolshoi and Maly Balkhans and Kopetdag) are described.

Keywords: Astartoidea, Lower Cretaceous, Mangyshlak, Tuarkyr, Kubadag, Bolshoi and Maly Balkhans, Kopetdag.

Для цитирования: Богданова Т. Н. Раннемеловые Astartoidea и Crassatelloidea (Bivalvia) Центральной Азии. Раннемеловые Astartoidea Мангышлака и западных и южных районов Туркменистана // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 81. — С. 11–26.

В течение многих лет автором статьи изучались нижнемеловые отложения ряда районов Закаспия — Туркменистана и Западного Казахстана (Мангышлака) (рис. 1). Среди обилия разнообразных двустворчатых моллюсков, содержащихся в этих отложениях, в большом количестве, присутствуют представители астартид (около 300 экземпляров). Раннемеловые Astartoidea* названных районов изучены слабо. В монографии [13] по Западной Туркмении Г. Я. Крымгольцем из нижнемеловых отложений хр. Большой Балхан были описаны *Astarte* cf. *gigantea* Deshayes и *Opis neocomiensis* d'Orbigny var. *oglanlensis* var. nov. Т. А. Мордвилко [9] отмечала присутствие в готеривских отложениях Мангышлака в массовом количестве раковин *Astarte beaumonti* (Leymerie), редких *Astarte* sp. ex gr. *transversa* Leymerie и в альбе также редких *Astarte striata* (J. de C. Sowerby). В. А. Прозоровский [12] на материале из Большого Балхана выделил новый вид *Astarte karajmanica*. Раковины этой астарты присутствуют в верхнебарремских и нижнеаптских отложениях рассматриваемого района. Выделенный вид относится

к крупным астартидам группы *Eriphyla obovata* и *E. beaumonti*, отличаясь несколькими незначительными признаками. *Astarte striato-costata* d'Orbigny была описана Т. Н. Богдановой [4] из мергелей верхнего баррема Копетдага. В настоящей статье этот вид включен в синонимику вида *A. numismalis* d'Orb.

Стратиграфическое значение астартид в меловых отложениях Закаспийской части Азии различно. Так в готеривских отложениях п-ва Мангышлак многочисленны раковины вида *E. beaumonti* (Leymerie), которые образуют, как указывала Т. А. Мордвилко, ракушняки. Суммарное распространение этого вида довольно широкое: готерив — апт, и поэтому он не является руководящим видом, а скорее относится к категории маркирующих, по которым обычно проводится корреляция разрезов в пределах одного района [9]. В аптских отложениях Туаркыра и Мангышлака присутствует вид *E. obovata* (J. Sowerby), который встречается чаще всего в ракушках среднего апта (аммонитовая зона *Epicheloniceras subnodosocostatum*) вместе с другими крупнораковинными двустворчатыми моллюсками — тригонидами, бакевеллидами и др. В нижних двух аммонитовых зонах апта

* Деление астартид на два самостоятельных надсемейства и систематика внутри этих надсемейств даны по руководству [5].

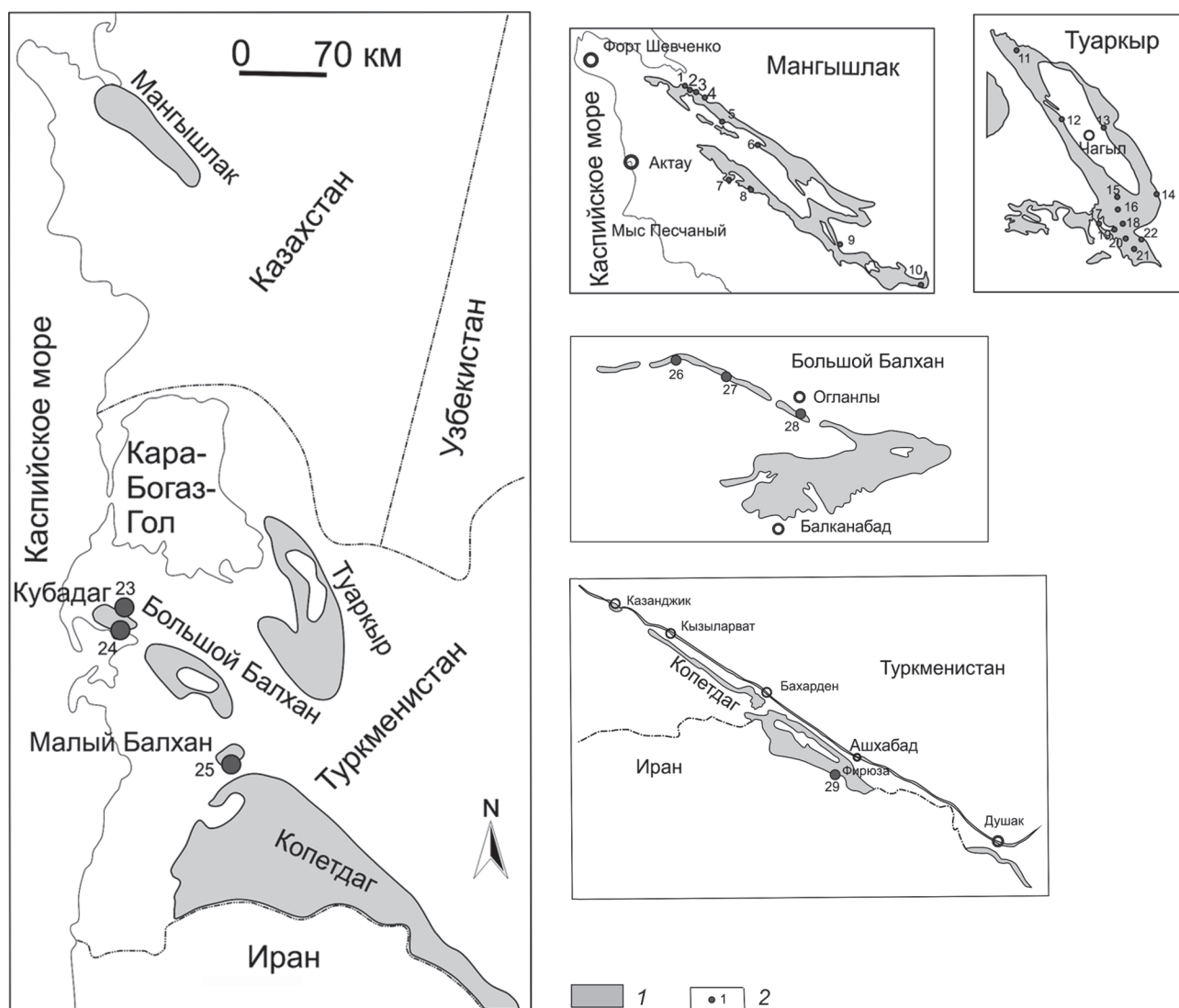


Рис. 1. Карта-схема расположения районов исследований и разрезов

1 – выходы меловых отложений; 2 – положения разрезов: *Мангышлак*: 1 – Чирчили, 2 – Сорбулак, 3 – Карашимрау, 4 – Шаир, 5 – Чагабулак, 6 – Джамансауран, 7 – Карасязь, 8 – Сармурун, 9 – Бесокты, 10 – Кугусем; *Туаркыр*: 11 – Бабаши, 12 – Туар, 13 – Доунгра, 14 – Коймат, 15 – Лаузан, 16 – Геокдере, 17 – Умокдере, 18 – Бийнеу, 19 – Мирисынкыр, 20 – Гобекаджи, 21 – Кельдже, 22 – Текеджик; *Кубадаг*: 23 – Кубасенгир, 24 – Янгаджа; *Малый Балхан*: 25 – Торенглы; *Большой Балхан*: 26 – Борджаклы, 27 – Утулуджа, 28 – Огланлы; *Kopetdag*: 29 – Фирюза

(*Paradeshayesites tuarkyricus* и *P. weissii*) найдены редкие *E. moreausa* (d'Orbigny) и *E. buchi* (Roemer). Все крупные астартиды характерны для сравнительно грубозернистых песчаных осадков мелководья, часто обогащенных глауконитом.

В отложениях верхней части верхнего баррема (слои с аммонитами *Colchidites* и *Imerites* и зона *Turkmeniceras turkmenicum*) и аптских (преимущественно нижнеаптских) всей западной части Туркменистана встречаются мелкие раковины астарта – *A. upwarensis* Woods и *A. numismalis* d'Orbigny, а также *Disparilia disparilis* (d'Orbigny). Тонкораковинные астарты вида *upwarensis* преобладают в глинистых отложениях. Мелкие и разнообразные по очертаниям раковинки вида *numismalis* в Туаркыре и Большом Балхане встречаются в массовом количестве в песчаных

отложениях нижнего апта (зона *Paradeshayesites tuarkyricus*), а в Копетдаге – в мергелистых отложениях верхнего баррема. Виды *numismalis* и *disparilis* можно рассматривать в качестве контролирующих видов верхней части баррема и нижнего апта западной части Туркменистана.

Все названные виды астартид палеозоогеографически являются космополитными, так как были распространены в бассейнах центральной и восточной частей океана Тетис, от Испании и Туниса на западе до Японии на востоке, а также в бассейнах Среднеевропейской (Германия, Голландия и Англия) области. Стратиграфическое и географическое распространение описанных видов показано на рис. 2.

Коллекция описанных моллюсков № 13272 хранится в ЦНИГР музее им. Ф. Н. Чернышёва, Санкт-Петербург.

Ярус	Валанжин			Готерив		Баррем		Апт						Альб		Туркменистан	Казахстан	Сев. Кавказ	Болгария	Франция	Швейцария	Испания	Тунис	Германия	Голландия	Англия	Япония			
Подъярус	верхний			ниж- ний	верх- ний	ниж- ний	верх- ний	нижний			средний		верхний															нижний		
Зона, лона, слои	1	2	3					4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16										
Astarte numismalis d'Orb.																					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Astarte upwarensis Woods																					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Astarte tuarkyrica sp. nov.						?	?														+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Eriphyla buchi (Roem.)																					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Eriphyla beaumonti (Leym.)																					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Eriphyla obovata (J. Sow.)																					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Eriphyla gigantea (Desh. in Leym.)																					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Disparilia disparilis (d'Orb.)																					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Opis subaudianus d'Orb.																					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Opis ogranlensis Krimh.																					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Рис. 2. Стратиграфическое и географическое распространение астартид из отложений нижнего мела Закаспия

1–3 – лоны: 1 – *Buchia keyserlingi*, 2 – *Polyptychites* spp., 3 – *Dichotomites* sp.; 4 – слои с *Imerites* и *Colchidites*; 5–16 – зоны: 5 – *Turkmeniceras turkmenicum*, 6 – *Paradeshayesites tuarkyricus*, 7 – *P. weissii*, 8 – *Deshayesites deshayesi*, 9 – *Dufrenoyia furcata*, 10 – *Epicheloniceras subnodosocostatum*, 11 – *Parahoplites melchioris*, 12 – *Acanthohoplites prodromus*, 13 – *A. nolani*, 14 – *Hypacanthoplites jacobus*, 15 – *Leymeriella tardefurcata*, 16 – *Douvilleiceras mammillatum*

Морфологическая характеристика раковин описываемых видов на основании количественной оценки признака дана по таблице из работы [7, с. 9]. Измерения, принятые при описании: Д – длина, В – высота, Вп – выпуклость, ДПЧ – длина передней части, МУ – апикальный угол; коэффициенты: В/Д – удлинения, Вп/В – выпуклости, ДПЧ/Д – скошенности. Индекс при номере экземпляра: д – двустворчатый, п – правая и л – левая створки.

НАДСЕМЕЙСТВО ASTARTOIDEA D'ORBIGNY, 1844

СЕМЕЙСТВО ASTARTIDAE D'ORBIGNY, 1844

Подсемейство Astartinae d'Orbigny, 1844

Род *Astarte* J. Sowerby, 1816

Astarte numismalis d'Orbigny, 1844

Табл. 1, фиг. 1–7

Astarte numismalis: [28, с. 63, табл. 262, фиг. 4–6; 8, с. 70, табл. 1, фиг. 23].

Astarte (*Astarte*) *numismalis*: [19, с. 47, табл. 11, фиг. 1].

Astarte striato-costata: [28, с. 64, табл. 262, фиг. 7–9; 4, с. 110, табл. 9, фиг. 16].

Astarte subcostata: [37, с. 109, табл. 14, фиг. 29–36; ? 11, с. 108, табл. 1, фиг. 15, 16].

Astarte (*Goodallia*) *subcostata*: [10, с. 132, табл. 25, фиг. 3; ? 1, с. 131, табл. 1, фиг. 11, 12].

Astarte (*Freiastarte*) *subcostata*: [15, с. 620, табл. 52, фиг. 3].

Astarte laticosta: [31, с. 88, табл. 10, фиг. 2 a–d; (non *A. laticosta* Deshayes in Leymerie, 1842)]

?*Astarte minor*: [27, с. 220, табл. 28 (6), фиг. 5–10; 22, с. 91, табл. 8, фиг. 19–22].

?*Astarte subomalioides*: [27, табл. 27, фиг. 3, 4; 22, с. 88, табл. 8, фиг. 12–18].

Astarte kasakhstanica: [11, с. 84, табл. 1, фиг. 15–17].

?*Astarte* sp.: [37, с. 111, табл. 15, фиг. 3, 4].

?*Freiastarte praetypica* (= *Astarte* sp. in Woods): [16, с. 579].

Голотип – экземпляр *Astarte numismalis*, изображенный в работе А. Орбиньи [28, табл. 262, фиг. 4–6]; Юго-Восточная Франция, Высокая Марна (Haute Marne); неоком. По монотипии.

Материал. 97 экземпляров (49 двустворчатых, 20 правых и 28 левых створок) преимущественно хорошей сохранности.

Описание. Раковина очень мелкая треугольно-овальных или прямоугольно-овальных очертаний от овально-округлой до округлой и от умеренно скошенной до равносторонней, со слабооттянутым задненижним углом, отмечается наибольшая выпуклость в макушечной области. На некоторых скошенных раковинах по линии от макушки к задненижнему углу наблюдается слабый плавный перегиб поверхности створок, разделяющий эту поверхность на переднее (пп) и заднее (зп) поля. Передневерхний край довольно короткий прямой или слабоогнутый, плавно переходит в круто закругленный короткий передний край. Нижний край слабо и иногда неравномерно выпуклый. Задний край обычно прямой и довольно короткий, соединяясь под углом ~ 90° с нижним краем плавно переходит в прямой или слабовыпуклый задневерхний край. Макушки маленькие заостренные слабо повернуты вперед и не выступают за края створок. Макушечный угол от 85° до 100°. Луночка коротко- и широкоовальная углубленная, края отчетливые. Щиток узкий длинный (в 2 раза длиннее луночки) ланцетовидный, края в различной степени отчетливые. И луночка и щиток

гладкие. Поверхность раковины покрыта равномерно расположенными грубыми ступенеобразными концентрическими ребрами в количестве 6–8. Экземпляры хорошей сохранности демонстрируют на вертикальной части ребер тонкие концентрические бороздки. Горизонтальная часть ребер плоская или слабовогнутая. Переход горизонтальной части ребер в вертикальную плавный. Края раковины изнутри гладкие. Зубы не наблюдались.

Размеры (мм) и отношения:

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	МУ
8/13272 д	3,2	2,6	1,5	0,81	0,57	1,7	0,53	85°
2/13272 д	3,4	3,2	1,7	0,94	0,53	1,5	0,44	98°
9/13272 д	3,6	3,2	2,0	0,89	0,62	1,2	0,33	100°
1/13272 д	3,6	3,2	2,1	0,89	0,65	1,4	0,39	100°
10/13272 д	3,6	3,2	2,1	0,89	0,65	1,7	0,47	90°
5/13272 д	3,9	3,3	2,2	0,84	0,66	1,1	0,28	100°
11/13272 д	4,0	3,5	2,5	0,87	0,71	2,0	0,50	90°
3/13272 д	4,2	3,0	2,2	0,71	0,73	1,2	0,28	92°
4/13272 л	4,2	4,0	1,5	0,95	0,37	1,2	0,28	90°
6/13272 д	4,6	3,9	2,8	0,85	0,72	1,6	0,35	85°
7/13272 п	5,0	4,5	1,7	0,90	0,38	1,8	0,36	90°
12/13272 л	5,8	5,0	1,8	0,86	0,36	2,3	0,40	90°

Изменчивость. Раковины описываемого вида обладают большой изменчивостью очертаний всей раковины и ее краев, количества ребер, соотношения высоты и длины, выпуклости.

Сравнение и замечания. А. Дондт [19, с. 47] считает изменчивость этого вида внутривидовой, так как она проявляется в процессе онтогенеза каждой раковины. Этим и объясняется такая сложная синонимика вида. Кроме названных в синонимике видов имеется довольно многочисленная группа мелких астартид, сходных с описываемым.

A. numismalis отличается от в основном округлых раковин *A. similis* Münster in Goldfuss [21, с. 184, табл. 134, фиг. 22а, б] из верхнего мела Германии изменчивыми очертаниями — от округлых до треугольных и субпрямоугольных, от высоких треугольных раковин вида *A. formosa* J. de C. Sowerby (non [28], табл. 262, фиг. 10–12) из альба Англии — меньшим количеством концентрических ребер (6–8 вместо 11) и большим

апикальным углом, а от более плоских раковин *A. laticosta* Deshayes [24, с. 4, табл. 4, фиг. 4, 5] из мела Франции — изменчивыми очертаниями и меньшим количеством концентрических ребер.

Из апт-альбских отложений Японии Т. Нагао [27] выделил несколько видов мелких астарт, принадлежащих, скорее всего, к этой группе — *A. numismalis* (см. синонимнику). Менее всего похожи на описываемый вид треугольные раковины *A. semicostata* [27, табл. 25 (3), фиг. 2] или раковины того же вида, возможно, имеющие более тонкие и многочисленные концентрические ребра [27, табл. 32 (10), фиг. 6]. Астарты этого же вида, изображенные И. Хаями [22, табл. 8, фиг. 3–10], более выпуклые и округлые, чем *A. numismalis*. По очертаниям раковин ближе всего к *A. numismalis* вид *A. subomalioides*, изображенный И. Хаями [22, табл. 8, фиг. 12–18], но описываемый вид отличается от японского несколько большим количеством ребер (6–8 вместо 4–5).

Распространение. Туркменистан — баррем — апт; Казахстан (Мангышлак), Англия, Испания — апт; Северная Германия — валанжин; Франция, Швейцария — неокон; ?Тунис — оксфорд — валанжин; Япония — апт — альб.

Местонахождение. Туаркыр: возв. Кельдже, гряда Текеджик, колодцы Гобекаджи, Доунгра — верхний баррем — нижний апт; Кубадаг: возв. Кубасенгир — нижний апт; Малый Балхан: ущ. Торенглы — средний апт; Гаурдак-Кугитангский район: Кампрекское ущелье — верхний апт; Мангышлак: впадина Кугусем — нижний апт.

Astarte upwarensis Woods, 1906

Табл. 1, фиг. 8–11

Astarte sp. nov.: [23, с. 122, табл. 6, фиг. 9].

Astarte upwarensis: [37, с. 105, табл. 14, фиг. 10–12; 6, с. 103, табл. 50, фиг. 5, 6].

Astarte subdentata: [23, табл. 6, фиг. 11; 36, с. 98, табл. 5, фиг. 2].

Astarte rocklumensis: [36, с. 99, табл. 5, фиг. 1].

Astarte cantabrigiensis: [37, с. 107, табл. 14, фиг. 22–24].

Лектотип — экземпляр хранится в Музее наук о Земле им. А. Седжвика в Англии (Sedgwick

Таблица 1

Фиг. 1–7 (×6). *Astarte numismalis* d'Orbigny. 1 — 1/13272: 1а — левая створка, 1б — правая створка, 1в — вид со стороны макушки; 2 — 2/13272: 2а — правая створка, 2б — левая створка, 2в — вид со стороны макушки; 3 — 3/13272: левая створка; 4 — 4/13272: левая створка; 5 — 5/13272: правая створка; 6 — 6/13272: 6а — правая створка, 6б — вид со стороны макушки; 7 — 7/13272: правая створка; Туаркыр, Текеджик, нижний апт.

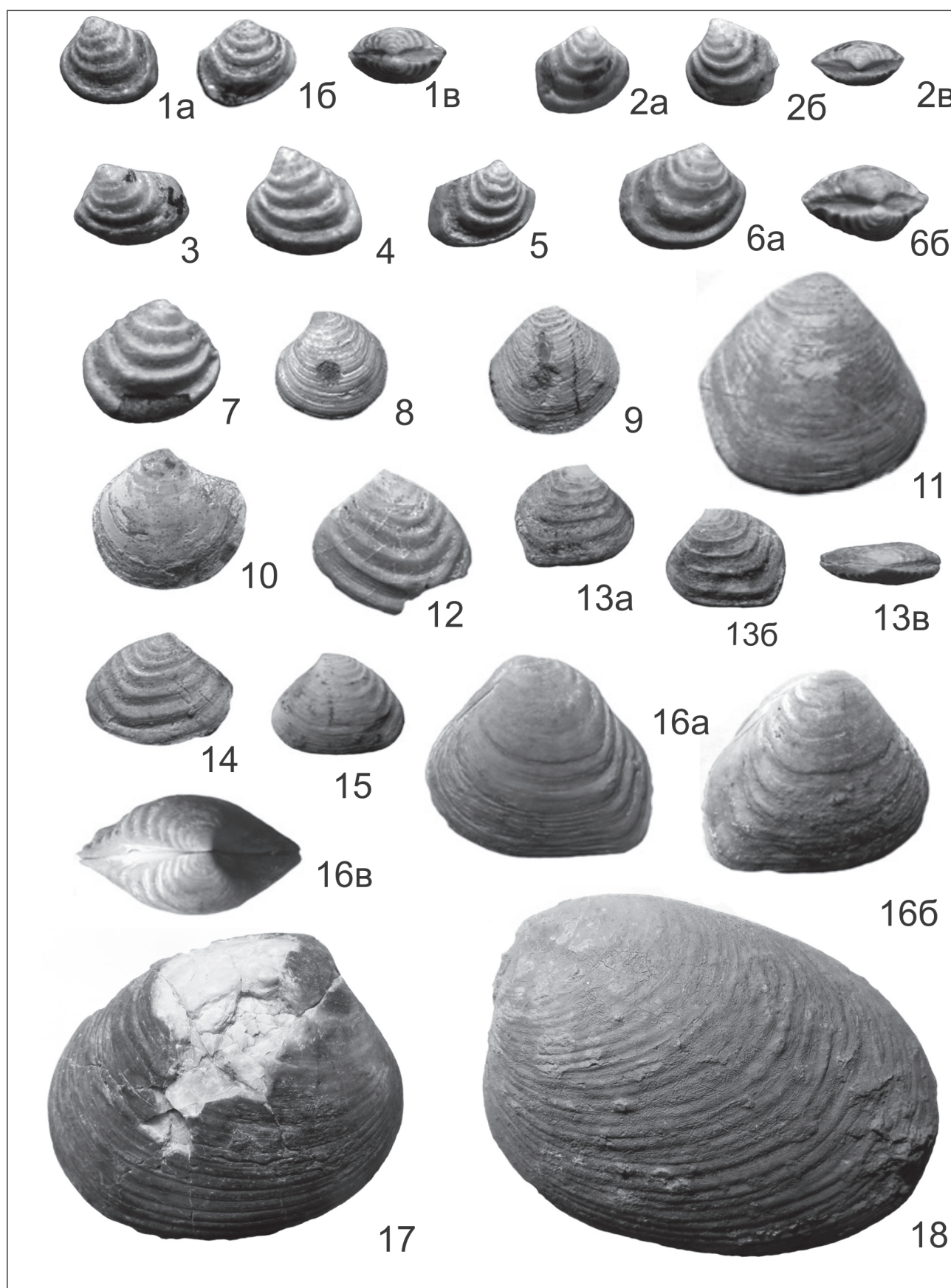
Фиг. 8–11. *Astarte upwarensis* Woods. 8 — 13/13272: левая створка (×3); 9 — 14/13272: правая створка (×5); Мангышлак, Бесокты, апт; 10 — 15/13272: правая створка (×3); Туаркыр, Лаузан, верхний баррем; 11 — 16/13272: правая створка (×3); Мангышлак, Бесокты, апт.

Фиг. 12–14. *Astarte tuarkyrice* Bogdanova, sp. nov. 12 — 20/13272: левая створка (×3); 13 — 21/13272, голотип (×2): 13а — правая створка, 13б — левая створка, 13в — вид со стороны макушки; 14 — 22/13272: правая створка (×3); Туаркыр, Текеджик, нижний апт.

Фиг. 15, 16. *Disparilia disparilis* d'Orbigny. 15 — 54/13272: левая створка (×3); Туаркыр, Текеджик, нижний апт; 16 — 55/13272 (×3): 16а — левая створка, 16б — правая створка, 16в — вид со стороны макушки; Туаркыр, Кельдже, баррем.

Фиг. 17, 18 (нат. велич.). *Eriphyla obovata* (J. Sowerby). 17 — 23/13272: правая створка; Туаркыр, Коймат, средний апт; 18 — 24/13272: левая створка; Туаркыр, Текеджик, средний апт (сборы В. А. Короткова)

Таблица 1



Museum), изображен в работе Кипинга (Keeping, 1883, табл. 6, фиг. 9a); Англия, Апвар (Upware); апт; обозначен Г. Вудсом (Woods, 1906, с. 105).

Материал. 18 экземпляров в основном разрозненных створок неудовлетворительной сохранности.

Описание. Раковина мелкая и очень мелкая треугольно-округленных очертаний, слабоскошенная, в большинстве округлая; сильновыпуклая, наибольшая выпуклость — в области макушки. Макушка маленькая острая, повернута вперед и не выступает за край створок. Передневерхний край короткий слабовогнутый и плавно по дуге переходит в такой же короткий, но выпуклый передний край. Нижний — слабо и равномерно выпуклый, задний — короткий почти прямой или слабовыпуклый, задневерхний край длинный слабовыпуклый. У некоторых экземпляров все края равномерно выпуклые, переходы между ними плавные, так что нет четкого разграничения краев. Луночка овальная углубленная, края неострые, но отчетливые у макушки. Щиток длинный узкий, края неотчетливые. Поверхность раковины покрыта тонкими тесно поставленными концентрическими ребрышками. Вблизи макушки наблюдаются несколько более сильных ребер. Зубы не видны. Края раковины изнутри гладкие или тонкозасурбренные.

Размеры (мм) и отношения:

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	МУ
17/13272 л	6,3	5,3	—	1,18	—	3,2	0,51	100°
13/13272 л	6,9	6,7	—	0,97	—	—	—	90°
14/13272 п	8,4	8,8	3,3	1,04	0,37	4,0	0,47	90°
15/13272 л	9,2	9,2	3,1	1,00	0,34	4,2	0,45	90°
18/13272 л	10,2	9,5	2,8	0,93	0,29	—	—	—
19/13272 л	10,3	8,4	—	0,81	—	—	—	90°
16/13272 л	11,4	10,7	4,7	0,94	0,44	5,2	0,45	90°

Сравнение. Г. Вудс [37, с. 195] сопоставляет вид *upwarensis* с остромакушечной *Astarte valangiensis* Pict. et Campr. из валанжина Швейцарии. Действительно, в работе Вудса изображены раковины вида *upwarensis* [37, табл. 14, фиг. 10a] и *cantabrigiensis* [37, табл. 14, фиг. 22], у которых несколько обособлена и заострена макушка. Однако у *valangiensis* [30, табл. 123, фиг. 34] макушка обособлена значительно резче, сильно повернута вперед и нависает над сильновогнутым передневерхним краем. Среди раковин *Astarte senecta* Woods из готерива Англии есть почти равносторонние и почти округлые раковины [37, табл. 14, фиг. 17 и 18], сходные с описываемым видом, но в целом раковины сравниваемого вида более крупные с сильной концентрической ребристостью и некоторые из них обнаруживают довольно отчетливый задний киль с изломом ребер.

Распространение. Россия (Крым) — берриас; Туркменистан — баррем, альб; Казахстан (Мангышлак) — берриас, апт; Англия, Болгария — апт; Германия — готерив; Гренландия — баррем.

Местонахождение. Туаркыр: такыр Лаузан, кол. Туар — верхний баррем; Большой Балхан: кол. Утулуджа — средний альб; Мангышлак: колодцы Чагабулак, Карашимрау, возв. Бесокты, впадина Кугусем — берриас — апт.

Astarte tuarkyrica Bogdanova, sp. nov.

Табл. 1, фиг. 12–14

Название вида от возвышенности Туаркыр (Западный Туркменистан).

Голотип — экземпляр № 21/13272 ЦНИГР музей им. Ф. Н. Чернышёва, Санкт-Петербург; Западный Туркменистан, Туаркыр, гряда Текеджик; нижний апт, зона *Paradeshayesites tuarkyricus* (= зоне *P. oglanlensis* по Средиземно-морской аммонитовой шкале нижнего мела [32]).

Материал. Семь экземпляров хорошей сохранности (один двустворчатый, три левых и три правых створки).

Описание. Раковина мелкая субквадратных очертаний, неравносторонняя, со слабооттянутым задневерхним углом и сильноуплощенная. Передневерхний край слабовогнутый, плавно переходит в прямой или слабовыпуклый передний край. Последний по крутой дуге соединяется с нижним краем, очень слабо и неравномерно выпуклым. Задний край обычно прямой, довольно короткий, под углом ~ 90° соединен с нижним краем и плавно переходит в прямой или слабовыпуклый задневерхний край, иногда образуя с последним одну выпуклую кривую. Макушки очень низкие маленькие острые, очень слабо повернуты вперед и не выступают за края створок. Макушечный угол от 90° до 120°. Луночка и щиток узкие овальные гладкие плоские или очень слабовогнутые, щиток несколько длиннее луночки. Поверхность раковины покрыта равномерно расположенными ступенеобразными концентрическими ребрами в количестве 9–12 с дополнительной тонкой ребристостью на вертикальной части ребер. Горизонтальная часть ребер слабовогнутая, перегиб в вертикальную часть — острый. Края раковины изнутри засурбренные.

Размеры (мм) и отношения:

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	МУ
20/13272 л голотип	9,8	9,0	1,6	0,91	0,17	4,0	0,41	95°
22/13272 п	10,8	9,0	—	0,83	—	4,7	0,43	90°
21/13272 л	11,0	9,5	4,2	0,86	0,44	4,2	0,38	~ 90°

Сравнение и замечания. От наиболее близкого вида *A. numismalis* отличается субквадратными очертаниями несколько более крупной и более плоской раковины ($Вп/В = 0,17–0,22$ вместо $0,28–0,48$ у *A. numismalis*), большим количеством менее массивных ребер (9–12 вместо 6–8). В работе [35, табл. 40, фиг. 245, 246 и 247] изображена раковина *Astarte subtetragona* Münster из лейаса Аргентины, обладающая сходными

признаками с туаркырской раковиной: субквадратные очертания, довольно редкие сильные ступенеобразные ребра (6–12), но, к сожалению, на таблице не видна выпуклость раковины. Значительные различия во времени существования сравнимых видов — лейас (ранняя юра) и апт (поздняя часть раннего мела) и географическая разобщенность не позволяют автору статьи отождествить эти виды. Возможно, подтверждением тому, что это разные виды, является изображение раковин вида *A. subtetragona* в работе [21, табл. 134, фиг. 6a, b, c, d]. Гольдфусс изображает раковины из коллекции автора вида Мюнстера, которые отличаются от описанных в работе Уивера овальными очертаниями вместо субквадратных, гораздо большим количеством (более 20) более тонких ребер и большей выпуклостью раковин.

Распространение. Туркменистан; баррем — апт.

Местонахождение. Туаркыр: возвышенность Мирисынкыр, гряда Текеджик — верхний баррем — нижний апт.

Подсемейство *Eriphylinae* Chavan, 1952

Род *Eriphyla* Gabb, 1867

Eriphyla obovata (J. Sowerby, 1823)

Табл. 1, фиг. 17, 18; табл. 2, фиг. 1–4

Astarte obovata: [34, с. 73, табл. 353; 31, с. 86, табл. 11, фиг. 1; 18, с. 122, табл. 13, фиг. 3, 4; ? 6, с. 103, табл. 50, фиг. 4 (*Eriphyla gigantea* Deshayes); non 26, с. 101, табл. 33A, фиг. 57 (?*Astarte gravid* Coquand)].

Astarte (Eriphyla) obovata: [37, с. 113, табл. 15, фиг. 15–18, табл. 16, фиг. 1–3; 3, с. 211, табл. 23, фиг. 3].

Голотип — экземпляр, изображенный в работе Дж. Сауэрби [34, табл. 353]; Англия, о-в Уайт; нижний апт (Perna-Bed). По сведениям Г. Вудса [37, с. 115], экземпляр голотипа этого вида не найден.

Материал. 20 экземпляров (10 двустворчатых, две левых и восемь правых створок).

Описание. Раковина очень крупная овально-округлых или округло-овальных очертаний, умеренно и равномерно выпуклая, сильно- и очень сильно-скошенная. Макушка слабо выдающаяся низкая заостренная, наклоненная и резко сдвинута вперед. Передневерхний край под макушкой сильно вогнут и резко по дуге переходит в довольно короткий и сильно выпуклый передний край. Нижний край длинный и равномерно закруглен, круто соединяется с коротким слабо выпуклым задним краем, который практически не отделен от довольно длинного слабо выпуклого задневерхнего края. Края в целом плавно округленные. Луночка короткая широкая почти округлых или сердцевидных очертаний, глубокая с отчетливыми краями. Щиток глубокий узкий удлиненный, протягивается вдоль всей задней ветви верхнего края; с сильными нимфами.

Поверхность раковины покрыта грубыми не одинаково развитыми широкими лентовидными

концентрическими ребрами с узкими промежутками, сглаженными в примакущечной области. Иногда наблюдается раздвоение ребер или волнистость, особенно заметные в задней половине створок.

Замочная площадка широкая. Замок хорошо развит: в правой створке зуб 3a небольшой удлиненно-конический, ориентирован косо вниз и вперед; задний зуб 3b очень крупный толстый и удлиненный, скошенный и уплощенный снизу, направлен косо вниз и назад; в левой створке зуб 2 мощный треугольных очертаний, скошенный снизу, почти вертикальный; зуб 4b пластинчатый сильно скошенный назад; кроме того, имеется один слабо выраженный валикообразный удлиненный боковой зуб РII и выше него неглубокая удлиненная ямка для помещения зуба РIII противоположной створки. Края раковины изнутри тонко и поперечно зазубренные. На обеих створках наблюдаются два кардинальных и по одному удлиненному латеральному зубу спереди и сзади (28 и 31/13272). Передний кардинальный зуб короткий треугольный, задний — вытянутый и скошенный.

Размеры (мм) и отношения:

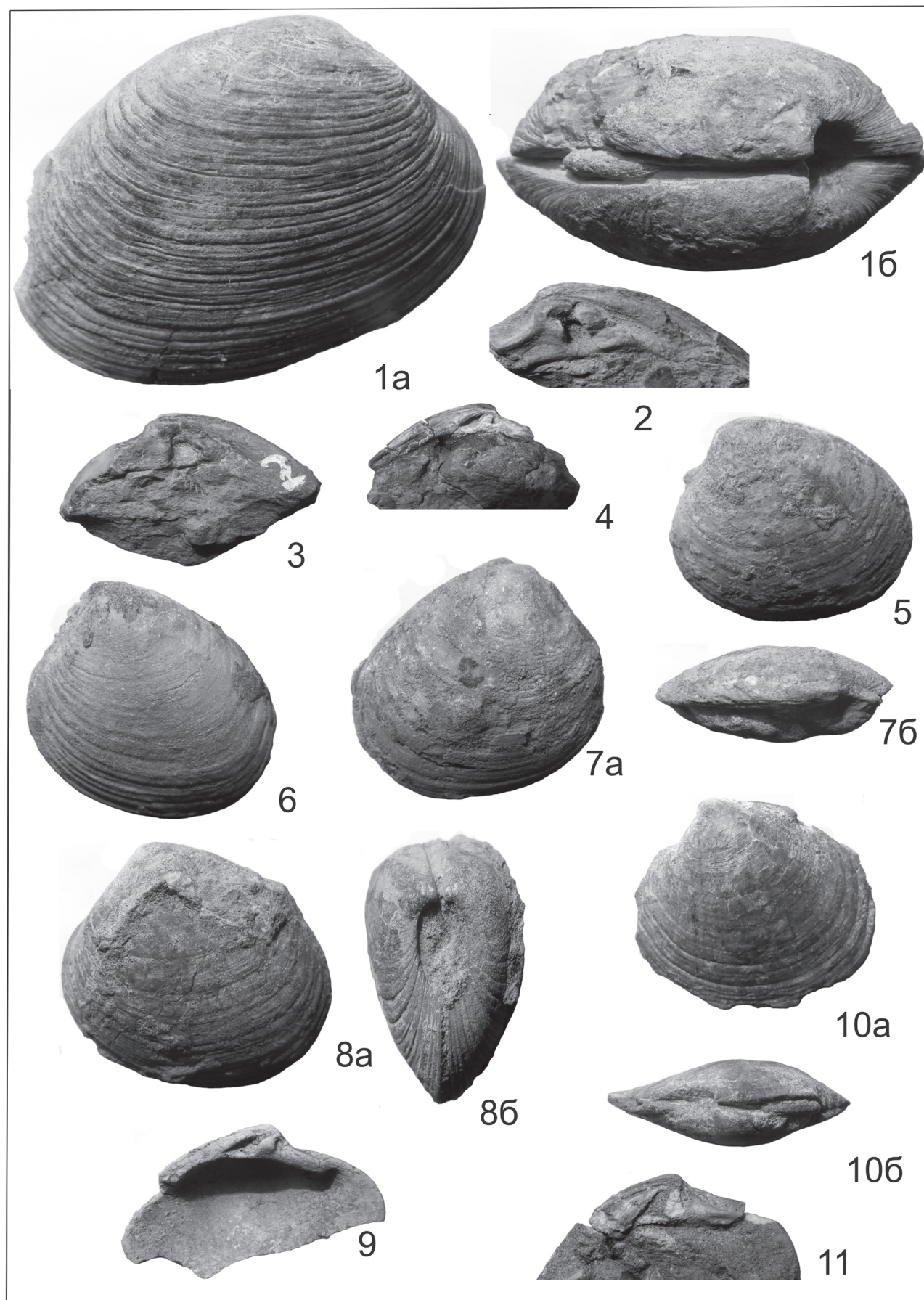
Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	МУ
29/13272 л	49,1	43,6	14,2	0,88	0,32	11,7	0,24	125°
30/13272 л	49,2	41,8	12,3	0,84	0,29	12,7	0,26	110°
31/13272	58,6	52,6	12,0	0,89	0,23	15,7	0,26	100°
23/13272 п	65,3	57,2	19,5	0,87	0,34	17,8	0,27	130°
32/13272 п	71,7	56,6	24,0	0,78	0,42	14,0	0,23	—
25/13272 л	82,2	70,0	45,8	0,85	0,55	14,6	0,18	115°
33/13272 л	83,5	67,3	47,0	0,80	0,70	—	—	105°
34/13272 л	87,6	70,5	22,7	0,80	0,32	13,0	0,15	110°
24/13272 л	89,5	70,2	18,3	0,78	0,26	16,7	0,18	95°

Сравнение. Короткие раковины *E. obovata* несколько сходны с видом *E. beaumonti* (см. ниже), однако резко отличаются иным типом ребристости: более частыми практически одинаковыми и более многочисленными ребрами вместо довольно грубых и неодинаково развитых концентрических складок. От сходного по типу ребристости вида *E. laevis* [29, с. 122, табл. 2, фиг. 18, 19] из альба (сеномана?) Англии *E. obovata* резко отличается более вытянутой в длину и скошенной раковиной. От почти равносторонних раковин *E. gigantea* Deshayes [24, с. 5, табл. 4, фиг. 3 a–c] из неокома Франции отличается сильной скошенностью и более глубокой и почти округлой в очертаниях луночкой. *Astarte obovata*, изображенная Н. Димитровой [6, табл. 50, фиг. 4], отличается от типичных представителей описываемого вида округлыми очертаниями раковины и более похожа на *E. gigantea* Leuymie.

Распространение. Россия (Северный Кавказ), Казахстан (Мангышлак), Туркменистан, Англия, Швейцария, Испания, Болгария — апт.

Местонахождение. Туаркыр: гряды Умокдере, Текеджик, колодцы Гобекаджи, Геокдере, Коймат — нижний и средний апт; Мангышлак: мыс Сармурун — нижний апт.

Таблица 2



Eriphyla beaumonti (Leymerie, 1842)

Табл. 3, фиг. 5–9

Astarte beaumonti: [24, с. 4, табл. 4, фиг. 1а, б; 28, с. 60, табл. 260, фиг. 1–4; 20, с. 43; 3, с. 211, табл. 23, фиг. 2; поп 6, с. 102, табл. 50, фиг. 2, 3 (= *E. obovata* J. Sowerby)].

Голотип — экземпляр, изображенный в работе Леймери [24, табл. 4, фиг. 1а, б]; Франция, Маролé; неоком. По монотипии.

Материал. 12 экземпляров (четыре двустворчатых, четыре левых и четыре правых створки).

Описание. Раковина очень крупная овально-округлых очертаний, умеренно или сильно-выпуклая и умеренно или сильноскошенная. Передневерхний и передний края слабовогнутые, плавно и под тупым углом переходящие в длинный равномерно выпуклый нижний край, задневерхний и задний края образуют единую слабовыпуклую кривую. В целом раковина имеет плавно округленные края. Макушка низкая массивная, сильно сдвинута и повернута вперед. Луночка широкая вогнутая гладкая, края отчетливые. Щиток узкий удлинённый глубокий, протягивается вдоль всей задней ветви верхнего края; с сильными нимфами.

Поверхность раковины в примакущечной области покрыта правильными тонкими округленными симметричными концентрическими ребрами; по направлению к нижнему краю они становятся широкими грубыми и не одинаково развитыми, часто сливаются с грубыми морщинами нарастания. Края раковины изнутри зазубрены.

Замочная площадка широкая. Замок хорошо развит: в правой створке кардинальный зуб (3а) небольшой удлинённо-конический, ориентирован косо вниз и вперед; задний зуб 3б очень крупный толстый удлинённый, скошенный и уплощенный снизу, направлен косо вниз и назад (36/13272). Замок левой створки на имеющемся материале не доступен для изучения.

Размеры (мм) и отношения:

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	МУ
35/13272 л	44,6	39,2	12,6	0,87	0,32	11,5	0,25	115°
36/13272 л	47,0	45,3	29,7	0,96	0,65	15,0	0,32	100°
37/13272 л	48,2	45,6	12,7	0,94	0,27	12,0	0,24	100°
40/13272 л	50,6	45,6	18,0	0,90	0,39	19,8	0,39	100°
39/13272 л	51,1	46,4	31,0	0,90	0,66	15,2	0,29	100°
41/13272 л	52,4	49,3	12,2	0,94	0,24	19,5	0,37	110°

Таблица 2

Все изображения образцов даны в натуральную величину.

Фиг. 1–4. *Eriphyla obovata* (J. Sowerby). 1 — 25/13272: 1а — правая створка, 1б — со стороны макушки; 2 — 26/13272: замок; 3 — 27/13272: замок; Туаркыр, Текеджик, средний апт; 4 — 28/13272: замок; Туаркыр, Коймат, средний апт.

Фиг. 5–9. *Eriphyla beaumonti* (Leymerie). 5 — 35/13272: левая створка; 6 — 36/13272: левая створка; 7 — 37/13272: 7а — правая створка, 7б — вид со стороны макушки; 8 — 38/13272: 8а — левая створка, 8б — вид спереди; 9 — 39/13272: замок; Мангышлак, Карашимрау, готерив.

Фиг. 10, 11. *Eriophyla gigantea* Deshayes. 10 — 42/13272: 10а — левая створка, 10б — вид со стороны макушки; 11 — 43/13272: замок; Большой Балхан, Утулуджа, нижний апт.

Сравнение и замечания. От *E. transversa* [24, табл. 5, фиг. а, б, с] из неокома Франции отличается овально-округлыми очертаниями раковины вместо «субромбоидальных» [24, с. 4] и более грубой концентрической ребристостью, которая у сравниваемого вида сильно сглажена на большей (верхней) части створок. От *E. karajmanica* (Prozorovsky) [12, с. 143, табл. 14, фиг. 6; табл. 15, фиг. 1, 2] из верхнего баррема и нижнего апта хр. Большой Балхан (Туркменистан) отличается большими скошенностью и выпуклостью раковины. От *E. besairiei* [17, с. 59, табл. 8 (1), фиг. 3] из готерива о-ва Мадагаскар *E. beaumonti* отличается, по мнению М. Колинёна, более коротким передним концом раковины, т. е. описываемый вид имеет более скошенную раковину с приближенной вперед макушкой.

Распространение. Россия (Северный Кавказ) — верхний готерив — баррем; Казахстан (Мангышлак) — готерив (в основном), нижний апт; Франция — валанжин (?), Северная Германия, Голландия — готерив; Болгария — апт.

Местонахождение. Мангышлак: хр. Каратаучик, сел. Шаир — готерив; впадина Кугусем — готерив и нижний апт.

Eriphyla gigantea (Deshayes in Leymerie, 1842)

Табл. 2, фиг. 10; табл. 3, фиг. 1

Astarte gigantea: [24, с. 5, табл. 4, фиг. 3а, б, с; 28, с. 58, табл. 258, фиг. 1–5; 30, с. 298, табл. 123, фиг. 1].

Eriphyla gigantea: [3, с. 210, табл. 23, фиг. 1; 6, с. 102, табл. 50, фиг. 7].

Голотип — экземпляр, изображенный в работе Леймери [24, табл. 4, фиг. 3]; Франция, Парижский бассейн, деп. Об; неоком. По монотипии.

Материал. 14 экземпляров (семь двустворчатых, четыре левых и три правых створки).

Описание. Раковина очень крупная овально-округлых или округло-овальных очертаний, умеренно или сильновыпуклая, слабо или умеренно скошенная. Передневерхний край вогнутый, а задневерхний в два раза длиннее передневерхнего; передний, задний и нижний края образуют одну равномерно и слабовыпуклую кривую, углы переходов краев один в другой не выражены. В целом раковина имеет плавно округленные края. Макушка низкая тупая и широкая. Луночка сердцевидная удлинённая, края отчетливые. Щиток узкий и удлинённый.

Поверхность раковины покрыта тонкими очень частыми и неодинаково развитыми концентрическими ребрами; иногда в нижней части створок наблюдаются грубые неодинаково развитые складки.

Замочная площадка широкая. Замок хорошо развит: в правой створке передний кардинальный зуб удлинённо-конический, ориентирован вертикально, а задний кардинальный — крупный удлинённо-треугольный, скошенный и уплощенный снизу и направлен косо вниз и назад. Передний латеральный зуб удлинённый, изогнут в виде полумесяца выпуклостью внутрь створки, задний латеральный не виден. Замок левой створки на имеющемся материале не наблюдался.

Размеры (мм) и отношения:

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	МУ
42/13272 д	45,7	40,4	16,8	0,88	0,41	14,6	0,32	—
43/13272 л	54,0	48,3	15,5	0,89	0,32	18,8	0,35	—
45/13272 д	56,7	44,3	12,2	0,78	0,27	25,0	0,44	100°
46/13272 д	57,6	46,2	22,6	0,80	0,50	24,3	0,42	115°
47/13272 л	68,2	60,9	18,0	0,89	0,30	25,3	0,37	110°
48/13272 д	70,5	61,1	31,3	0,86	0,51	26,5	0,37	—
44/13272 д	70,6	62,8	31,6	0,88	0,50	26,1	0,36	110°

Сравнение и замечания. От большинства крупных ерифил этот вид отличается менее скошенной раковиной с большей длиной. От экземпляра вида, изображенного д'Орбиньи (см. синонимику), описываемые экземпляры отличаются менее скошенными раковинами ($ДПЧ/Д = 0,36–0,44$ вместо $0,31$ у французского экземпляра) и меньшим количеством более грубых ребер. Близким видом к описываемому является *E. moreausa* d'Orb. из неокома Франции [28, табл. 259]. На крымском материале был выделен новый вид *E. mordvilkoae* Yanin [14, с. 28, табл. 10, фиг. 1а, б; табл. 10, фиг. 1–3]. Автор вида сравнивает его с *E. gigantea*, считая, что крымский вид отличается от описываемого «меньшими размерами раковины, более слабо выдающейся макушечной областью и более вытянутой, овальной в очертаниях раковиной...» [14, с. 29].

Распространение. Россия (Северный Кавказ — баррем, Крым — готерив); Болгария — готерив; Франция и Швейцария — неомом; Туркменистан — верхний баррем — апт; Казахстан (Мангышлак — верхний валанжин и апт).

Местонахождение. Туаркыр: гряда Текеджик — нижний апт; хр. Большой Балхан: колодцы Огланлы, Борджаклы, Утулуджа — верхний баррем — апт; хр. Кубадаг: возв. Кубасенгир — нижний апт; Мангышлак: сел. Шаир — верхний валанжин, кол. Джаксысауран — апт.

Eriphyla buchi (Roemer, 1842)

Табл. 3, фиг. 2–4

Astarte buchi: [33, с. 20, табл., фиг. 4; 31, с. 85, табл. 10, фиг. 1а–д; 30, с. 316; ? 26, с. 103].

Голотип — экземпляр, изображенный в работе Ф. Рёмера [33, таблица, фиг. 4]; Юго-Восточная Франция; мел. По монотипии.

Материал. Девять экземпляров (четыре двусторчатых, три правых и две левых створки).

Описание. Раковина очень крупная практически округлых очертаний, сильновыпуклая и умеренно скошенная. Передневерхний край слабовогнутый под тупым углом, но довольно резко переходит в короткий и сильновыпуклый передний край, последний плавно связан с длинным равномерно выпуклым нижним краем, задне-верхний и задний края образуют единую слабовыпуклую кривую. В целом раковина имеет плавно округленные края. Макушка низкая, несколько сдвинута и слабо повернута вперед. Макушечный угол от 100° до 120° . Луночка широкая сердцевидная глубокая плоская гладкая, края отчетливые. Щиток узкий удлинённый. Поверхность раковины в примакшечной области покрыта тонкими концентрическими ребрами; по направлению к нижнему краю они становятся невыдержанными и часто сливаются с грубыми морщинами нарастания. Края раковины изнутри зазубрены.

Замочная площадка широкая. В правой створке передний кардинальный зуб (3а) треугольный; задний зуб крупный толстый удлинённый и уплощенный снизу, направлен косо вниз и назад. Замок левой створки не наблюдался.

Размеры (мм) и отношения:

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	МУ
49/13272 д	47,5	50,0	30,0	1,05	0,60	14,6	0,30	110°
50/13272 л	49,5	44,7	16,7	0,90	0,37	16,4	0,33	115°
53/13272 д	49,5	45,7	23,0	0,92	0,50	17,0	0,34	90°
52/13272 д	52,2	42,2	24,5	0,80	0,58	13,2	0,25	120°
51/13272 д	56,2	48,8	29,0	0,85	0,59	14,1	0,25	120°

Сравнение и замечания. От экземпляров этого вида, изображенных Пикте и Реневье [31, табл. 10, фиг. 1], туркменские отличаются большей выпуклостью ($Вп/В = 0,58–0,60$ вместо $0,47$ у сравниваемого экземпляра) и большей скошенностью раковины ($ДПЧ/Д = 0,25–0,32$ вместо $0,19$). Близкими видами являются *Eriphyla beaumonti* (Leymerie) и *E. karajmanica* (Prozorovsky). От первого вида в изображении раковин его Леймери [24, табл. 4, фиг. 1а, б] и д'Орбиньи [28, табл. 260] *E. buchi* отличается меньшей скошенностью ($ДПЧ/Д = 0,25–0,32$ вместо $0,21$ и $0,24$ у *E. beaumonti*). Кроме того, французские экземпляры отличаются более резкой скульптурой, особенно оригинальные экземпляры Леймери, что сближает их с видом *E. obovata* J. Sow. Скульптура туркменского вида *E. karajmanica* из

баррема Большого Балхана сходна со скульптурой *E. buchi*, особенно ее отсутствием в примакушечной части, но барремские формы *E. karajmanica* более уплощенные, чем описываемые аптские. В целом же эти формы очень близки и вполне возможна принадлежность их к одному виду, в данном случае к *E. buchi*.

Распространение. Туркменистан, Франция, Швейцария, Испания — нижний апт; Казахстан (Мангышлак) — готерив (?).

Местонахождение. Туаркыр: гряда Умокдере — нижний апт; хр. Большой Балхан: кол. Утулуджа — нижний апт; хр. Кубадаг: Янгаджа — нижний апт; Мангышлак: структура Карасязь — готерив (?).

Род *Disparilia* Chavan, 1953

Disparilia disparilis (d'Orbigny, 1844)

Табл. 1, фиг. 15, 16

Astarte disparilis: [28, с. 66, табл. 263, фиг. 1–4; ? 30, с. 306; ? 36, с. 101].

Голотип — экземпляр, изображенный в работе А. д'Орбиньи [28, табл. 263, фиг. 1–4]; Франция, Парижский бассейн; неоком. По монотипии.

Материал. 14 экземпляров различной сохранности (два двустворчатых экземпляра, восемь левых и четыре правых створок).

Описание. Раковина мелкая треугольных очертаний слабоудлиненная (высота немного меньше длины); сильно неравносторонняя с оттянутым задненижним углом, наибольшая выпуклость отмечается в области макушки, на некоторых раковинах от макушки к задненижнему углу протягивается тупой киль, делящий поверхность створки на переднее и заднее поля. Макушка низкая маленькая острая, повернута вперед и не выступает за край створок. Луночка широкоовальная глубокая, иногда с тонкими струйками, переходящими с раковины, края неострые, но отчетливые. Щиток длинный узкий, края неотчетливые. Поверхность раковины покрыта концентрическими ребрышками; на переднем поле — тонкие ступенеобразные, на заднем поле (как бы собираясь в пучки по 2–3 ребра) становятся грубыми (7–12). Вблизи макушки несколько ребер, одинаковых по всей длине.

В левой створке одного из экземпляров виден один кардинальный и один боковой зуб. Края раковины изнутри гладкие или тонкозубчатые.

Размеры (в мм) и отношения:

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/В	ДПЧ	ДПЧ/Д	МУ
56/13272 л	9,2	8,6	—	0,93	—	4,2	0,45	~ 105°
54/13272 л	9,2	7,9	2,4	0,85	0,30	5,3	0,57	~ 85°
57/13272 д	11,2	10,3	7,1	0,91	0,68	5,3	0,47	90°
58/13272 л	12,2	12,7	4,7	1,04	0,37	6,2	0,51	85°
59/13272 л	13,0	12,0	3,6	0,92	0,30	5,7	0,44	80°
60/13272 п	13,0	11,5	3,9	0,88	0,34	4,8	0,40	75°
55/13272 д	13,8	12,4	7,8	0,89	0,62	5,3	0,38	80°
61/13272 п	16,2	12,0	—	0,74	—	6,3	0,39	~ 90°

Сравнение и замечания. *Disparilia essertensis* [25, табл. С, фиг. 11] из ургонских отложений Швейцарии имеет похожий тип ребристости, однако резко отличается от *disparilis* вытянуто-овальными очертаниями. *Astarte (A.) costata* Yabe and Nagao [38, табл. 14, фиг. 10] из неокома — апта Японии также показывает перелом ребер на линии от макушки к задненижнему углу раковины, но ребра, в отличие от *disparilis*, одинаковой силы на переднем и заднем полях, раковина короткая и угловато-округлая вместо вытянутой в длину. *Astarte kasakhstanica* Nikitina [11, табл. 1, фиг. 15–17] из нижнего апта Западного Казахстана имеет такой же излом ребер от линии макушки — задненижний угол створок, но ее раковина более мелкая и короткая с одинаковыми грубыми ребрами по всей поверхности створок.

Распространение. Туркменистан, Казахстан (Мангышлак) — верхний баррем — апт; Швейцария — валанжин и готерив; Франция и Голландия — неоком.

Местонахождение. Туаркыр: г. Бийнеу, гряда Текеджик, возв. Кельдже, колодцы Гобекджи, Геокдере — верхний баррем — нижний апт; хр. Большой Балхан: кол. Борджаклы — нижний апт; хр. Кубадаг: возв. Кубасенгир — нижний апт; Мангышлак: впадина Кугусем — верхний баррем — апт.

Подсемейство Opinae Chavan, 1952

Род *Opis* Defrance, 1824

Opis subaudianus d'Orbigny, 1844

Табл. 3, фиг. 5, 6

Opis subaudiana: [28, с. 53, табл. 254, фиг. 1–3; табл. 257, фиг. 4–6].

Opis subaudianus: [2, с. 75, табл. 32, фиг. 6].

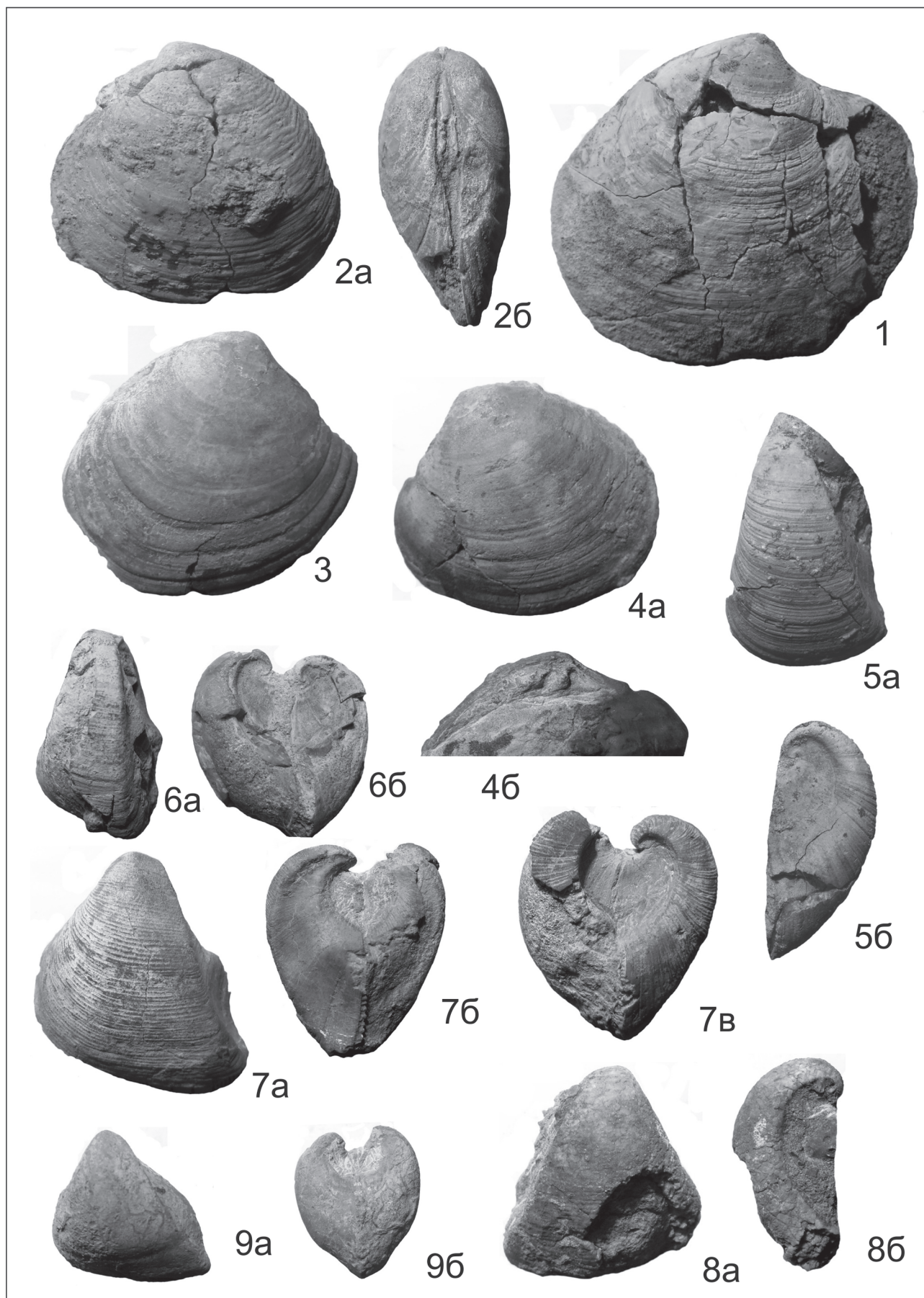
Opis neocomiensis: [37, с. 118, табл. 17, фиг. 8–12; 3, с. 211, табл. 23, фиг. 4 а–в].

Лектотип — экземпляр, изображенный в работе А. д'Орбиньи [28, табл. 257, фиг. 4–6]; Франция, район Дром (Drome); верхний апт (клансей).

Материал. 17 экземпляров (семь двустворчатых, пять правых и пять левых створок).

Описание. Раковина средних и крупных размеров, сильновыпуклая, высоко треугольных очертаний (В/Д = 1,2–1,5); макушки сильно закручены, не выходят за плоскость сочленения створок. Передневерхний край короткий вогнутый и под отчетливым углом переходит в прямой, практически вертикальный передний край; последний плавно соединяется с косым неравномерно выпуклым нижним краем. Задневерхний край длиннее передневерхнего, слабоогнутый, под тупым углом переходит в задний край, имеющий вогнутость в средней части, соединяясь с нижним краем под прямым углом. От макушки к задненижнему углу створок протягивается отчетливый острый киль, делящий створки на

Таблица 3



переднее и заднее поля. На заднем поле имеется еще один более короткий киль, соединяющий макушку с углом сочленения задневерхнего и заднего краев. Части раковины между передним и задним киями и задним килем и краем раковины слабовогнутые. Раковина покрыта частыми тонкими концентрическими ребрами, значительно ослабевающими на задней вогнутой части створок и практически отсутствующими на передней. Луночка сердцевидная глубокая плоская гладкая. Щиток по очертаниям, размерам и глубине почти равен луночке.

Размеры (мм) и отношения:

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/В	Му
64/13272 д	20,5	24,5	33,2	1,2	1,35	—
63/13272 д	24,4	37,2	35,7	1,52	0,96	28°
62/13272 л	30,1	40,8	18,4	1,35	0,45	37°

Сравнение и замечания. От вида *Opis neocomiensis* d'Orbigny [28, табл. 253, фиг. 1–5] из неокома Парижского бассейна (Франция) отличается менее высокой раковиной (В/Д описываемого вида 1,2–1,52 вместо 1,6 у *neocomiensis*) и тонкой концентрической струйчатостью вместо довольно грубых ребер, а от вида *Opis hugardianus* d'Orbigny [28, табл. 253, фиг. 6–8] из альба Франции (представленного только одним ядром) — более сближенными макушками.

Распространение. Россия (Северный Кавказ) — нижний и средний апт; Франция — альб; Англия — нижний апт; Туркменистан — апт, альб.

Местонахождение. Туаркыр: колодцы Доунгра, Бабаши — нижний апт; Гаурдак-Кугитангский район: возв. Кундалян, кол. Огулбек — средний и верхний альб; Мангышлак: колодцы Караширмау, Чирчили, гряда Джаксысауран, мыс Сармурун — апт.

Opis (?) oglanlensis Krimholz, 1934

Табл. 3, фиг. 7–9

Opis neocomiensis d'Orb. var. *oglanlensis*: [13, с. 119, табл. 9, фиг. 8–12].

Голотип — экз. № 702/3821, ЦНИГР музей им. Ф. Н. Чернышёва, Санкт-Петербург; Туркменистан, хр. Большой Балхан; нижний баррем.

Материал. 19 экземпляров (15 двустворчатых, одна левая и три правых створки) различной сохранности; в Гаурдак-Кугитангском районе представлен в основном ядрами.

Описание. Раковина средних и крупных размеров и треугольных очертаний, невысокая (В/Д = 0,9–1,05) умеренно выпуклая, макушки острые, сильно закручены и слегка повернуты вперед, не выходят за плоскость сочленения створок. Передневерхний и задневерхний края одинаковой длины и очертаний: под макушкой слабовогнутые и слабо наклонены вниз, затем резко, почти под прямыми углами, переходят в передний и задний края. Передний край слабо и равномерно выпуклый, постепенно переходит в слабоскошенный и слабовыпуклый нижний край, а последний под острым углом — в задний край, оставаясь в нижней и верхней частях слабовогнутым, в середине — выпуклым. От макушки к задненижнему углу створок проходит острый киль, разделяющий створку на переднее и заднее поля. На заднем поле близко к краю створки проходит более короткий и пологий киль, который и образует выпуклую часть на заднем крае. Передняя часть заднего поля (между киями) и задняя часть (между коротким килем и краем створки) отчетливо вогнутые. Раковина покрыта частыми тонкими концентрическими ребрами, значительно ослабевающими на задней вогнутой части створок. Луночка сердцевидная глубокая плоская и с острыми краями. Щиток короткий сердцевидный плоский, неотчетливо отграниченный.

Размеры (в мм) и отношения:

Номер экз.	Д	В	Вп	В/Д	Вп/В	Му
67/13272 д	29,5	29,5	23,5	1,00	0,89	75°
68/13272 д	30,7	27,7	23,5	0,90	0,85	75°
66/13272 п	33,9	35,6	17,3	1,05	0,48	59°
65/13272 д	44,4	46,7	35,8	1,05	0,77	61°

Сравнение и замечания. От раковин вида *O. neocomiensis* d'Orb. [28, с. 51, табл. 253, фиг. 1–5] из неокома Франции, вариантом которого Г. Я. Крымгольц (см. синонимику) рассматривал данные формы, резко отличается большей длиной раковин, почти равной высоте (В/Д = 0,9–1,05 вместо 1,6 у французского экземпляра), и значительно более тонкой ребристостью, а от *O. subaudiana* — меньшими высотой раковин и меньшей их выпуклостью.

Распространение. Туркменистан; баррем — альб.

Местонахождение. Хр. Большой Балхан: кол. Утулуджа, верхний баррем — нижний апт; Гаурдак-Кугитангский район: Кампрекское

Таблица 3

Фиг. 1. *Eriphyla gigantea* Deshayes. 44/13272: правая створка; Туаркыр, Текеджик, нижний апт.

Фиг. 2–4. *Eriphyla buchi* Roemer. 2 — 49/13272: 2а — левая створка, 2б — вид сзади; Мангышлак, Карасязь, валанжин; 3 — 51/13272: правая створка; Туаркыр, Геокдере, верхний апт; 4 — 50/13272: 4а — левая створка, 4б — замок; Туаркыр, Текеджик, нижний апт.

Фиг. 5, 6. *Opis subaudianus* d'Orbigny. 5 — 62/13272: 5а — левая створка, 5б — вид спереди; Туаркыр, Бабаши, средний апт; 6 — 63/13272: 6а — левая створка, 6б — вид спереди; Мангышлак, Сармурун, нижний апт.

Фиг. 7–9. *Opis (?) oglanlensis* Krimholz. 7 — 65/13272: 7а — левая створка, 7б — вид сзади, 7в — вид спереди; Большой Балхан, Утулуджа, верхний баррем; 8 — 66/13272: 8а — правая створка, 8б — вид спереди; местонахождение то же, нижний апт; 9 — 67/13272: 9а — левая створка, 9б — вид спереди; Туаркыр, Бабаши, верхний баррем

ущелье, возв. Кундалянгтау — нижний апт (кундалянгтауская свита), кол. Габба — верхний апт (беглярская свита), Кансай — средний альб (лучакская свита).

Фотографии образцов были выполнены В. В. Аркадьевым и Ф. А. Триколиди, за что автор статьи выражает им глубокую благодарность. Автор также признателен В. А. Гавриловой за внимательное прочтение рукописи статьи и ценные замечания.

1. Ануприенко Л. А. Двустворчатые моллюски альмударской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. Геол. — 1974. — Т. 49, № 4. — С. 124–136.

2. Атлас важнейших групп фауны мезозойско-кайнозойских отложений Северного Кавказа и Предкавказья / Т. Н. Богданова, Э. М. Бугрова, В. А. Гаврилова, С. В. Лобачева, И. В. Полуботко, Ю. С. Репин, Б. Т. Янин. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. — 126 с.

3. Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Двустворчатые моллюски // Труды ВНИИГаз. — М.: Гос. науч.-техн. изд-во нефт. и горно-топл. лит-ры, 1960. — С. 161–231.

4. Богданова Т. Н., Лобачева С. В. Фауна неокома Копет-Дага. Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Вып. 16. — Л.: Недра, 1966. — 140 с. — (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 130, кн. 2).

5. Двустворчатые моллюски России и сопредельных стран в фанерозое / А. А. Невеская, С. В. Попов, И. А. Гончарова и др. — М.: Научный мир, 2017. — С. 287–295, 308–309.

6. Димитрова Н. Фосилите на България. Т. 46: Долна Крета: Охлюви и миди. — София: БАН, 1974. — 258 с.

7. Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования. Ч. 2: Сем. Astartidae. — М.: Наука, 1970. — 144 с.

8. Каракаш Н. И. Меловые отложения северного склона Главного Кавказского хребта и их фауна. — СПб., 1897. — 205 с.

9. Мордвилко Т. А. Основные горизонты с фауной пелеципод в разрезах нижнего мела Мангышлака // Труды ВНИГРИ. Нов. сер. — 1953. — Вып. 73. — С. 337–351.

10. Мордвилко Т. А., Бодылевский В. И., Луппов Н. П. Класс Lamellibranchiata. Пластинчатожаберные. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. 10, нижний отдел меловой системы. — М., 1949. — С. 120–159.

11. Никитина Ю. П. Некоторые руководящие пелециподы апта и альба р. Эмбы // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. — 1948. — Вып. 9. — С. 69–96.

12. Прозоровский В. А. Двустворчатые // Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Вып. 6: Неоком Западной Туркмении. — Л.: Госгеолтехиздат, 1961. — С. 107–152. — (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 51).

13. Пчелинцев В. Ф., Крымголец Г. Я. Материалы по стратиграфии юры и нижнего мела Туркмении. — Л.: М.: Гос. науч.-техн. горно-геол.-нефт. изд-во, 1934. — 216 с. — (Тр. Всесоюз. геол.-разв. объединения НКТП СССР, вып. 210).

14. Янин Б. Т. Два новых вида Eriphyla из нижнего мела Крыма // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. — М.: Наука, 1980. — Вып. 5. — С. 28–30.

15. Busson G., Albanesi C. Le Crétacé inférieure et le Jurassique terminal de l'extrême-sud tunisien // Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia. — 1967. — Vol. 73, No. 2. — Pp. 591–634.

16. Casey R. The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand // Palaeontology. — 1961. — Vol. 3. — Pp. 487–621.

17. Collignon M. Faune néocomiennes des couches à crinocères de Belohasifaka (Cercle de Sitampiky, Madagascar) // Annales géologiques du service des mines. Fasc. XIII. — Paris, 1948. — Pp. 53–84.

18. Coquand H. Monographie de l'étage aptien de l'Espagne. — Marseille, 1865. — 221 p.

19. Dhondt A. V., Dieni I. Early Cretaceous bivalves of Eastern Sardinia // Memorie della Scienze geologiche. — 1988. — Vol. 40. — Pp. 1–97.

20. Eichwald E. Geognostisch-Palaeontologische Bemerkungen über die Halbinsel Mangischlak und Aleutischen Inseln. — St. Petersburg, 1871. — 200 p.

21. Goldfuss A., Münster G. Abbildungen und Beschreibungen des Petrefacten Deutschlands und der angrenzenden Länder // Petrefacta Germaniae. Zweite Auflage. — 1833–1840. — S. 312. Pl. 72–162.

22. Hayami I. Lower Cretaceous Marine Pelecypods of Japan. Pt. 1 // Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D. Geol. — 1965. — Vol. 15, No. 2. — Pp. 221–349.

23. Keeping W. The fossils and palaeontological affinities of the Neocomian deposits of Upware and Brickhill. — Cambridge, 1883. — 167 p.

24. Leymerie A. Mémoire sur le terrain sur le Crétacé du département de l'Aube. Part 2 (Palaeont.) // Mém. Soc. géol. France. — 1841–1842. — Vol. 4, N 1. — 127 p.

25. Lorient P. Monographie des Couches de l'étage Valangien des Carrières d'Arzier (Vaud) // Matér. Paléontol. Suisse, Ser. 4. — 1868. — 110 p.

26. Mallada L. Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Vol. 3. Terrono Mesozoico (Cretaceo inferior) // Bull. Com. Mapa geol. Espana. — 1887. — Vol. 14. — Pp. 80–142.

27. Nagao T. Cretaceous Mollusca from the Miyako district, Honshu, Japan (Lamellibranchiata and Gastropoda) // Journal of the Faculty of Sciences, Hokkaido University. Ser. 4. — 1934. — Vol. 2, No. 3. — Pp. 177–277.

28. D'Orbigny A. Paléontologie française. Terrain crétacé. Vol. 3: Lamellibranchia. — Paris, 1843–1847. — 870 p.

29. Phillips J. Illustration of the Yorkshire; or, a description of the strata and organic remain of the Yorkshire coast. — York, 1829. — 122 p.

30. Pictet F. J., Campiche G. Description des fossils du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix. Pt. 3 // Matér. Paléont. Suisse. — 1864–1867. — Sér. 4. — 558 p.

31. Pictet F. J., Renevier E. Description des Fossiles du terrain aptien de la Perte du Rhône et des environs de Sainte-Croix // Matér. Paléontol. Suisse, Ser. 1. — 1855–1858. — Pp. 389–558.

32. Report on the 6th International Meeting of the IUCS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Vienna, Austria, 20th August 2017) / St. Reboule, O. Szives, B. Aguirre-Ureta et al. // Cretaceous Research. — 2018. — Vol. 91. — Pp. 100–110.

33. Roemer F. De Astartarum genere et speciebus, quae e Saxi Jurassici atque Cretacis proveniunt. — Berolini, 1842. — 26 p.

34. Sowerby J. The Mineral conchology of Great Britain. — London, 1823. — Vol. 4. — Pp. 307–407.

35. Weaver Ch. E. Paleontologie of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina // Mem. Univ. Washington. — 1931. — Vol. 1, No. 1. — 594 p.

36. Wollemaann A. Die Bivalven und Gastropoden des deutschen und holländischen Neocomes // Abhandlungen der

- königlich Preussischen geologischen Landesanstalt. — 1900. — Hft. 31. — 180 s.
37. Woods H. A. A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. Vol. 2. Pt. 3 // *Palaeontogr. Soc.* — 1906. — Vol. 60. — Pp. 97–132.
38. Yabe H., Nagao T., Shimizu S. Cretaceous Mollusca from the Sanchu graben in the Kwantō Mountainland, Japan // *Report of Tohoku Imperial University.* — 1926. — Ser. 9. — Pp. 33–76.
-
1. Anuprienko L. A. Bivalves of the Almurad Formation of the southwestern spurs of the Gissar Range. *Byul. Mosk. o-va ispyt. prirody. Otd. Geol.* 1974. Vol. 49, No. 4, pp. 124–136. (In Russian).
2. Atlas vazhneyshikh grupp fauny mezozoysko-kaynozoysskikh otlozheniy Severnogo Kavkaza i Predkavkaz'ya [Atlas of the most important groups of fauna of the Mesozoic-Cenozoic deposits of the North Caucasus and Ciscaucasia]. Eds.: T. N. Bogdanova, E. M. Bugrova, V. A. Gavrilova, S. V. Lobacheva, I. V. Polubotko, B. T. Yanin. St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI. 2004. 126 p.
3. Atlas of the Lower Cretaceous fauna of the North Caucasus and Crimea. Bivalve mollusks. *Transactions of VNIIGaz.* Moscow: Gos. nauch.-tekhn. izd-vo neft. i gorno-topl. lit-ry. 1960. Pp. 161–231. (In Russian).
4. Bogdanova T. N., Lobacheva S. V. Fauna neokoma Kopet-Daga. Problema neftegazonosnosti Sredney Azii [Fauna of the Neocomian Kopet-Dag. The problem of oil and gas in Central Asia]. Iss. 16. Leningrad: Nedra. 1966. 140 p.
5. Dvustvorchatye mollyuski Rossii i sopredel'nykh stran v fanerozoie [Bivalve mollusks of Russia and neighboring countries in the Phanerozoic]. Eds.: A. A. Neveeskaya, S. V. Popov, I. A. Goncharova et al. Moscow: Nauchnyy mir. 2017. Pp. 287–295, 308–309.
6. Dimitrova N. Fosilite na B'lgariya. T. 4b: Dolna Kreda: Okhlyuvi i midi [Fossilite in Bulgaria. Vol. 4b: Dolna Kreda: Okhlyuvi and midi]. Sofiya: BAN. 1974. 258 p.
7. Zakharov V. A. Pozdneyurskie i rannemelovye dvustvorchatye mollyuski severa Sibiri i usloviya ikh sushchestvovaniya. Iss. 2: Sem. Astartidae [Late Jurassic and Early Cretaceous bivalves in the north of Siberia and the conditions of their existence. Pt. 2: Sem. Astartidae]. Moscow: Nauka. 1970. 144 p.
8. Karakash N. I. Melovye otlozheniya severnogo sklona Glavnogo Kavkazskogo khrebtu i ikh fauna [Cretaceous deposits of the northern slope of the Main Caucasus Range and their fauna]. St. Petersburg. 1897. 205 p.
9. Mordvilko T. A. Main horizons with pelecypod fauna in the sections of the Lower Cretaceous of Mangyshlak. *Trudy VNIGRI. Nov. ser.* 1953. Iss. 73, pp. 337–351. (In Russian).
10. Mordvilko T. A., Bodylevskiy V. I., Luppov N. P. Klass Lamellibranchiata. Platinchatozhabernye. Atlas rukovodyashchikh form iskopaemykh faun SSSR. T. 10, nizhniy otdel melovoy sistemy [Class Lamellibranchiata. Platinchatozhabernye. Atlas of index forms of fossil faunas of the USSR. Vol. 10, the lower part of the Cretaceous system]. Moscow. 1949. Pp. 120–159.
11. Nikitina Yu. P. Some index pelecypods Aptian and Albian r. Emba. *Izv. AN Kaz. SSR. Ser. geol.* 1948. Iss. 9, pp. 69–96. (In Russian).
12. Prozorovskiy V. A. Dvustvorchatye. *Problema neftegazonosnosti Sredney Azii. Iss. 6: Neokom Zapadnoy Turkmenii.* Leningrad: Gosgeoltekhizdat. 1961. Pp. 107–152. (In Russian).
13. Pchelintsev V. F., Krymgol'ts G. Ya. Materialy po stratigrafii yury i nizhnego mela Turkmenii [Materials on stratigraphy of the Jurassic and Lower Cretaceous of Turkmenistan]. Leningrad; Moscow: Gos. nauch.-tekhn. gorno-geol.-neft. izd-vo. 1934. 216 p.
14. Yanin B. T. Two new species of Eriphyla from the Lower Cretaceous of Crimea. *New species of ancient plants and invertebrates of the USSR.* Moscow: Nauka. 1980. Iss. 5, pp. 28–30. (In Russian).
15. Bussan, G., Albanesi, C. 1967: Le Crétacé inférieur et le Jurassique terminal de l'extrême-sud tunisien. *Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia.* 73. 2. 591–634.
16. Casey, R. 1961: The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. *Palaeontology.* 3. 487–621.
17. Collignon, M. 1948: Faune néocomiennes des couches à criocères de Belohasifaka (Cercle de Sitampiky, Madagascar). *Annales géologiques du service des mines. Fasc. XIII.* Paris. 53–84.
18. Coquand, H. 1865: *Monographie de l'étage aptien de l'Espagne.* Marseille. 221.
19. Dhondt, A. V., Dieni, I. 1988: Early Cretaceous bivalves of Eastern Sardinia. *Memorie della Scienze geologiche.* 40. 1–97.
20. Eichwald, E. 1871: *Geognostisch-Palaeontologische Bemerkungen über die Halbinsel Mangischlak und Aleutischen Inseln.* St. Petersburg. 200.
21. Goldfuss, A., Münster, G. 1833–1840: Abbildungen und Beschreibungen des Petrefacten Deutschlands und der angrenzenden Länder. *Petrefacta Germaniae. Zweite Auflage.* 312. 72–162.
22. Hayami, I. 1965: Lower Cretaceous Marine Pelecypods of Japan. Pt. 1. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D. Geol.* 15. 2. 221–349.
23. Keeping, W. 1883: *The fossils and palaeontological affinities of the Neocomian deposits of Upware and Brickhill.* Cambridge. 167.
24. Leymerie, A. 1841–1842: Mémoire sur le terrain sur le Crétacé du département de l'Aube. Part 2 (Palaeont.). *Mém. Soc. géol. France.* 4. 1. 127.
25. Lorient, P. 1868: Monographie des Couches de l'étage Valangien des Carrières d'Arzier (Vaud). *Matér. Paléontol. Suisse, Ser. 4.* 110.
26. Mallada, L. 1887: Sinopsis de les especies fósiles que se han encontrado en España. Vol. 3. Terrono Mesozoico (Cretaceo inferior). *Bull. Com. Mapa geol. Espana.* 14. 80–142.
27. Nagao, T. 1934: Cretaceous Mollusca from the Miyako district, Honshu, Japan (Lamellibranchiata and Gastropoda). *Journal of the Faculty of Sciences, Hokkaido University. Ser. 4.* 2. 3. 177–277.
28. D'Orbigny, A. 1843–1847: *Paléontologie française. Terrain crétacés. Vol. 3: Lamellibranchia.* Paris. 870.
29. Phillips, J. 1829: *Illustration of the Yorkshire; or, a description of the strata and organic remain of the Yorkshire coast.* York. 122.
30. Pictet, F. J., Campiche, G. 1864–1867: Description des fossils du terrain crétacé des environs de Sainte-Croix. Pt. 3. *Matér. Paléont. Suisse.* 4. 558.
31. Pictet, F. J., Renevier, E. 1855–1858: Description des Fossiles du terrain aptien de la Perte du Rhône et des environs de Sainte-Croix. *Matér. Paléontol. Suisse, Ser. 1.* 389–558.
32. Reboulet, St., Szives, O., Aguirre-Ureta, B. et al. 2018: Report on the 6th International Meeting of the IUCS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Vienna, Austria, 20th August 2017). *Cretaceous Research.* 91. 100–110.
33. Roemer, F. 1842: *De Astartarum genere et speciebus, quae e Saxi Jurassici atque Cretacici proveniunt.* Berolini. 26.
34. Sowerby, J. 1823: *The Mineral conchology of Great Britain.* London. 4. 307–407.

35. Weaver, Ch. E. 1931: Paleontologie of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. *Mem. Univ. Washington*. 1. 1. 594.

36. Wollemaun, A. 1900: Die Bivalven und Gastropoden des deutschen und holländischen Neocomes. *Abhandlungen der königlich Preussischen geologischen Landesanstalt*. 31. 180.

37. Woods, H. A. 1906: A Monograph of the Cretaceous Lamellibranchia of England. Vol. 2. Pt. 3. *Palaeontogr. Soc.* 60. 97–132.

38. Yabe, H., Nagao, T., Shimizu, S. 1926: Cretaceous Mollusca from the Sanchu graben in the Kwantu Mountainland, Japan. *Report of Tohoku Imperial University*. 9. 3–76.

Богданова Тамара Николаевна — канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <tnbogdanova@list.ru>

Bogdanova Tamara Nikolaevna — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Senior Researcher, A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia. <tnbogdanova@list.ru>

УДК 550.42:552.321.1:551.71(470.22)

В. П. ЧЕКУЛАЕВ, Н. А. АРЕСТОВА,
Ю. С. ЕГОРОВА (ИГГД РАН)

Неоархейские граниты Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, происхождение

Проведено исследование геологии и химического состава неоархейских гранитов Карельской провинции Балтийского щита. Показано, что граниты представлены на всей территории провинции и формировались в течение короткого интервала времени 2,68–2,72 млрд лет назад. Вариации химического состава обусловлены в основном содержаниями редких и редкоземельных элементов, определяющихся минеральным составом рести́та, который зависит от давления и температуры плавления источника. Изотопный состав Nd в гранитах в пределах Водлозерского домена указывает на древний коровый источник, подобный древним ТТГ породам. В большинстве гранитов других доменов он свидетельствует об отделении источника от протолита незадолго до образования исходного расплава. Разнообразие форм проявления и химического состава гранитов не связаны с вариациями геодинамической обстановки.

Ключевые слова: Балтийский щит, Карельская провинция, неоархей, граниты, геология, геохимия, происхождение.

V. P. CHEKULAEV, N. A. ARESTOVA,
JU. S. EGOROVA (IPGG RAS)

Neoarchaean granite of the Karelian Province: geological setting, geochemistry, origin

Geology and chemical composition of the Neoarchaean granites from the Karelian Province, the Baltic Shield, have been studied. It is shown that the granites is widespread over the area of the province and formed during a short time interval of 2.68–2.72 Ga. Variations in chemical composition are mainly caused by variations in rare and RE element grades controlled by the restite mineral composition, which depends on the pressure and melting temperature in the source. The Nd isotope composition in the granites within the Vodlozero domain indicate on an old crust source, such as old rocks of the TTG association. In the most granites of other domains, it indicates on the separation of the source from the protolyte shortly before the initial melt formation. Variety of geological forms and chemical composition of the granites are not caused by variations in the geodynamic setting.

Keywords: Baltic Shield, Karelia, Neoarchaean, granites, geology, geochemistry, origin.

Для цитирования: Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Егорова Ю. С. Неоархейские граниты Карельской провинции: геологическое положение, геохимия, происхождение // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 81. — С. 27–44.

Введение. Исследования последних лет позволили создать модель формирования архейской коры Карельской провинции Балтийского щита [1; 12–14]. Согласно этой модели, кора была сформирована в интервале времени 3240–2680 млн лет в результате нескольких этапов образования прежде всего магматических комплексов пород. Завершает архейскую историю рассматриваемой части Балтийского щита гранитоидный магматизм этапа $2,70 \pm 0,05$ млрд лет [12; 13]. По составу пород и форме проявления гранитоиды этого этапа существенно отличаются от гранитоидов предыдущих этапов, когда формировались преимущественно породы ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) ассоциации. Граниты этого этапа являются двуполевошпатовыми и развиты на всей площади Карельской провинции, однако

остаются наименее изученной группой архейских пород провинции, вероятно, в силу их малой металлогенической перспективности. Задача данного исследования — попытка на базе имеющегося, прежде всего оригинального, фактического материала охарактеризовать геологическое положение, особенности химического состава и вероятные условия образования неоархейских гранитов Карельской провинции. Необходимость исследования обусловлена не только широким распространением этих пород, но и геодинамической спецификой данного этапа в эволюции архейской коры Балтийского щита в целом. В связи с неоднородностью изученности гранитов в разных частях провинции, весьма ограниченным количеством аналитических, главным образом изотопных, данных настоящая работа

в основном базируется на фактических сведениях по отдельным районам или конкретным интрузиям. Из анализа геохимии гранитов для объективности сравнения исключены породы, в которых содержание K_2O меньше 3 %, а также граниты самой западной части Карельской провинции (территория Финляндии) из-за недостатка геологических и аналитических данных. Для сравнительного анализа использованы также результаты изучения неогранитов Юковского массива в южной части Беломорской провинции.

Геология Карельской провинции и основные этапы формирования магматических комплексов. Карельская провинция (гранит-зеленокаменная область) является наиболее крупной архейской провинцией Балтийского щита [12]. Как и все подобные архейские структуры, она состоит из

гнейсо-гранитных полей (ареалов), сложенных в разной степени переработанными породами ТТГ ассоциации, и разделяющих их зеленокаменных поясов, сформированных преимущественно супракrustальными породами.

Главная особенность провинции – гетерогенность ее строения, выраженная в присутствии крупных фрагментов коры (доменов или субпровинций), различающихся прежде всего временем формирования слагающих их комплексов: Водлозерского, Центрально-Карельского и Западно-Карельского [8; 9; 12] (рис. 1).

Кора Водлозерского домена сложена преимущественно палео- и мезоархейскими породами с возрастом 3,24–2,85 млрд лет, образованными в течение нескольких этапов с широким развитием пород ТТГ ассоциации, обладающих возрастом цирконов более 3,0 млрд лет и неодимовым

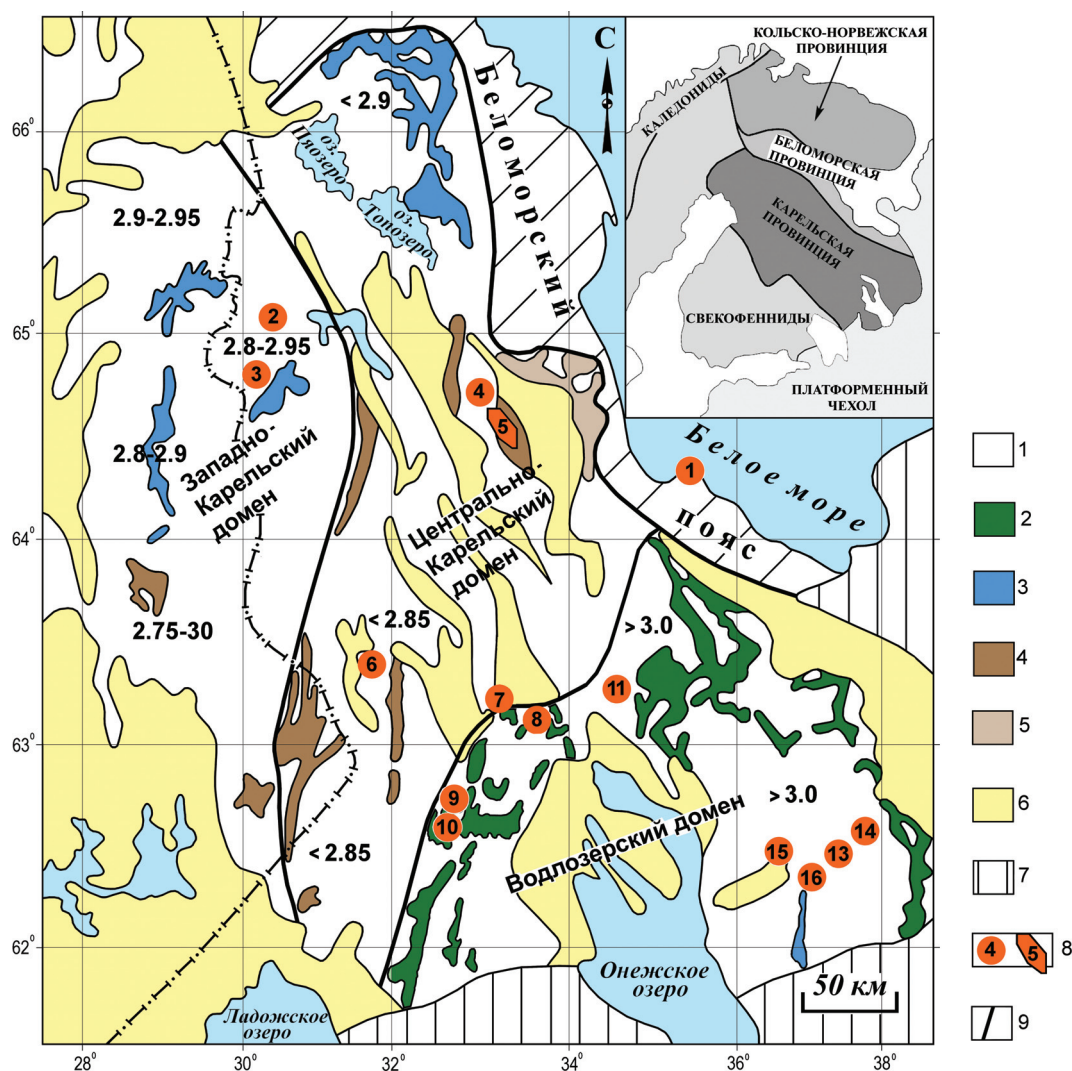


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Карельской провинции. Составлена на основе карты [14] с упрощениями и дополнениями

1 – гранитоиды; 2–5 – зеленокаменные пояса с возрастом 2,9–3,0 млрд лет (2), 2,8–2,85 млрд лет (3), около 2,75 млрд лет (4), неопределенного возраста (5); 6 – протерозой; 7 – платформенный чехол; 8 – расположение гранитных массивов (цифры в кружках и врезке): 1 – Юково, 2 – Шурловара, 3 – Ниемиярви, 4 – Лобаш, 5 – группа массивов, приуроченных к Парандовско-Пибозерскому зеленокаменному поясу (см. рис. 2), 6 – Сойминский, 7 – Кармасельгский, 8 – Остерский, 9 – Карташовский, 10 – Суна, 11 – Хижозерский, 12 – Лайручей, 13 – Черева, 14 – Винела, 15 – Охтозеро, 16 – Кубово; 9 – границы доменов

модельным возрастом $t_{Nd}(DM)$ в интервале 3,3–3,4 млрд лет. Вулканиды разного состава, слагающие зеленокаменные пояса обрамления Водлозерского домена (рис. 1), преимущественно образованы в интервале времени 2,9–3,0 млрд лет назад и имеют модельный возраст $t_{Nd}(DM)$ более 3,0 млрд лет [12; 13].

Западно-Карельский домен представлен мезоархейскими ТТГ породами и вулканитами зеленокаменных поясов Центральной и Восточной Финляндии (пояса Кухмо, Суомуссалми и Типасъярви) и Западной Карелии (Костомукшский пояс). В отличие от Водлозерского домена, возраст ТТГ пород и вулканитов Западно-Карельского домена в основном около 2,8 млрд лет [12; 24], а модельный возраст $t_{Nd}(DM)$ пород не превышает 2,9–3,0 млрд лет [25]. При этом мезоархейские среднекислые вулканиды отличаются по составу от аналогичных пород платформенных обстановок и, скорее, как и базит-ультрабазитовые вулканиды, отвечают условиям развития плюмов [16].

Центрально-Карельский домен занимает западную часть Республики Карелия, а также район Иломанси в Восточной Финляндии (рис. 1). На основе сейсмических и магнитных данных было предположено [9], что южная часть Беломорского пояса может являться северным продолжением Центрально-Карельского домена, что позволило включить в рассмотрение расположенный здесь Юковский массив гранитов. Имеющиеся данные по геологии, возрасту и составу пород Центрально-Карельского домена показали их заметное отличие от пород, развитых в прилегающих частях соседних Водлозерского и Западно-Карельского доменов [14]. Домен сложен гранитоидами и подчиненными супракrustальными породами, возраст которых по циркону не превышает 2,78 млрд лет (рис. 2), а значения $t_{Nd}(DM)$ составляют 2,8–2,85 млрд лет. Неоархейские вулканиды Карельской провинции отличаются от современных островодужных, приближаясь по составу к вулканитам континентальных дуг [14].

В результате анализа имеющихся геологических, геохимических и геохронологических данных об образовании магматических комплексов, сформировавших архейскую кору Карельской провинции, установлены основные этапы архейского корообразования в интервале 3,24–2,60 млрд лет [1] и изучен химический состав пород ТТГ ассоциации и вулканитов зеленокаменных поясов [14]. На этом основании выявлены различия в составе этих пород в пределах разных доменов до начала неоархея, т. е. до временного уровня 2,75–2,78 млрд лет [14]. С этого времени кора Карельской провинции развивалась практически одинаково. В интервале времени 2,72–2,74 млрд лет на всей территории провинции формировался комплекс интрузивных субщелочных пород, санукитоидов и сиенитов, достаточно хорошо изученных [12, с. 188–343; 13; 26]. Было установлено также, что на всей

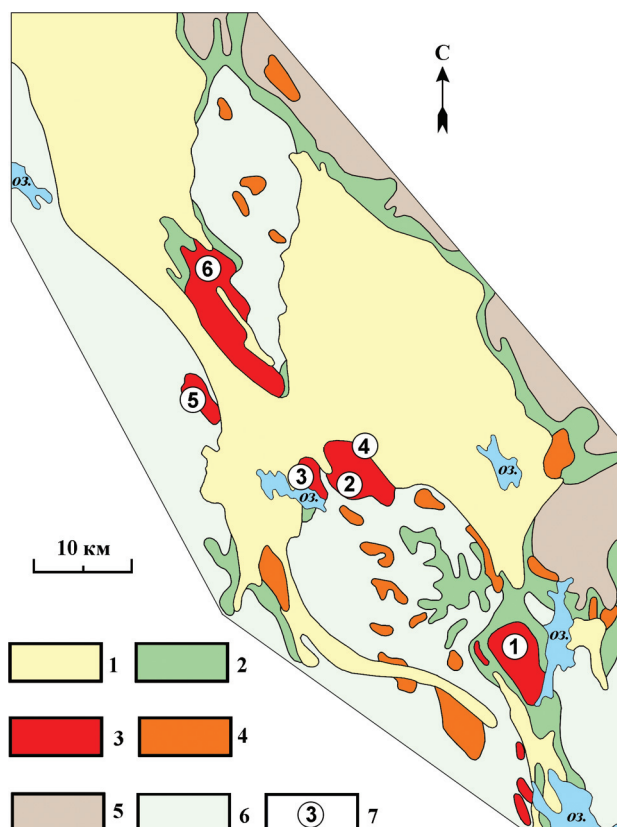


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Парандовско-Пибозерского зеленокаменного пояса по [5] с упрощениями

1 – супракrustальные породы протерозоя (сумий, сариоллий, ятулий); 2 – архейские супракrustальные породы лопия; 3 – интрузии тоналитов, гранодиоритов, гранитов; 4 – анатектит-граниты; 5 – гнейсо-граниты Ондозерского ареала; 6 – гнейсо-граниты и амфиболиты Южного Беломорья; 7 – гранитные массивы (цифры в кружках): 1 – Кочкомский, 2 – Косьюсозерский, 3 – Нигалмский, 4 – Ватулминский, 5 – Каменноозерский, 6 – Шобинский

территории провинции неоархейский этап формирования коры фактически завершился образованием обширного комплекса плагиомикроклиновых гранитоидов в течение довольно узкого интервала времени 2,68–2,75 млрд лет.

Геологическое положение гранитов. В пределах Карельской провинции плагиомикроклиновые гранитоиды по форме геологического проявления представлены двумя типами комплексов – ультраметаморфическими и интрузивными.

Ультраметаморфические плагиомикроклиновые гранитоиды чрезвычайно широко распространены на уровне современного эрозионного среза и развиты во всех изученных нами районах, слагая большую часть гнейсо-гранитных ареалов [12]. В подавляющем большинстве эти породы образовались в результате К-метасоматоза и связанных с ним процессов перекристаллизации и селективного плавления более древних пород ТТГ ассоциации, обычно сохраняя их особенности текстурно-структурные и вещественного состава [3].

Ультраметаморфическая природа гранитоидов обусловила разнообразие их состава и форм

проявления в зависимости от интенсивности процессов ультраметаморфизма и метасоматоза в частности. Соответственно наблюдаются все переходы от пород, не содержащих калиевый полевой шпат (преимущественно микроклина) до субщелочных существенно калиевых пород. Такое же разнообразие наблюдается и в геологических формах проявления: от порфировидных до лейкократовых, жильных и пегматоидных. Детально эти породы и процессы, приводящие к их образованию, описаны на примере Юго-Западной Карелии [3; 12, с. 395–417]. Состав этих пород изучен на примере районов озер Ондозеро и Суоярви в Центрально-Карельском домене, так как в его пределах такие гранитоиды имеют наиболее широкое проявление, и приведен в соответствующем разделе.

Интрузивные гранитоиды варьируют по составу от гранодиоритов до лейкократовых гранитов и во всех изученных районах имеют возраст в интервале 2,68–2,75 млрд лет. Имеющиеся датировки гранитов российской части Карельской провинции приведены в табл. 1. Возрастные значения этих гранитов на территории Финляндии находятся преимущественно в этом же временном интервале [24]. Рассмотрим две датировки, которые закрепились в геологической литературе и выходят за пределы данного интервала. Это касается возраста гранита района оз. Остер [6] и Карташовского массива [10]. В обоих случаях граниты хорошо изучены, представлены крупнозернистыми породами, прорывающими все остальные породы в этих районах и не имеющими признаков наложенных деформаций [2; 12]. Таким образом, отсутствуют геологические подтверждения таких

значений возраста. Прежде всего они могли быть результатом издержек при определении возраста классическим U-Pb методом по цирконам, что допускали и сами авторы этих датировок. Кроме того, геологическим подтверждением более молодого возраста гранитов Остерского массива является их отсутствие среди галек неогарейских полимиктовых конгломератов [14].

Геологическая форма проявления интрузивных гранитоидов разнообразна, но преобладают разного размера массивы. Хорошо устанавливаются и картируются относительно крупные (до нескольких сотен квадратных километров) массивы, например изученные нами Хижозерский, Карташовский, Остерский, Тубозерский, Охтомозерский, Черевский и Кубовский в пределах Водлозерского домена, Сойминский в Центральной Карелии. Меньшими размерами обладают массивы Юковский (вблизи пос. Колежда в Южном Беломорье), Ниемиярвинский, Шурловарский, Таловейс в Западной Карелии и серия приуроченных к Парандовско-Пебозерскому поясу на северо-востоке провинции. При этом большинство массивов располагаются внутри гнейсо-гранитных полей и поэтому не имеют четких контактов с вмещающими гнейсо-тоналитами, обычно микроклинизированными.

Наряду с массивами в ряде районов граниты образуют характерные небольшой мощности (до первых метров) тела, располагающиеся параллельно субгоризонтальным системам трещин или сланцеватости. Классическими примерами такого типа являются граниты на северном берегу р. Суна в северной части Койкарской глыбы и на востоке Водлозерского домена в районе

Таблица 1

Результаты определения возраста гранитов Карельской провинции

Возраст, млн лет	Метод	Порода, массив, район
2673 ± 10	U-Pb, циркон	Шурловарский массив, Костомукша
2674 ± 35	SHRIMP II	Жильный материал мигматита, Палай Ламба
2680 ± 40	U-Pb, циркон	Кубовский массив, бывшая деревня Кубово
2689 ± 30	U-Pb, циркон	Гранит, р. Суна
2695	U-Pb, циркон	Юковский массив, Южное Беломорье
2700	U-Pb, циркон	Массив Таловейс, Костомукша
2702 ± 84	U-Pb, циркон	Гранит, Панаярви
2703 ⁺³² ₋₂₆	U-Pb, циркон	Охтомозерский массив, Водлозерский домен
2705 ± 9	SHRIMP II	Телекинский массив, дер. Телекино
2705 ± 8	U-Pb, циркон	Шобинский массив, Парандовско-Пебозерский пояс
2712 ± 8	U-Pb, циркон	Гранит кетанойского комплекса
2715 ± 13	U-Pb, циркон	Лейкогранит Лобашского массива
2720 ± 20	U-Pb, циркон	Ниемиярвинский массив, Костомукша
2740 ± 70	U-Pb, циркон	Пологое тело гранита, р. Суна
2810 ± 70	U-Pb, циркон	Карташовский массив, бывшая деревня Карташи
2880 ± 1	U-Pb, циркон	Остерский массив

Примечание: Все определения возраста выполнены в разные годы в процессе научных исследований ИГГД РАН и опубликованы в [11; 12].

р. Винела. Следовательно для части гранитов этой группы четко устанавливается связь с пологими структурами.

В одном случае рассматриваемые породы представлены риолитом в форме дайкового тела мощностью более 30 м в районе Лайручъя в центральной части Водлозерского домена. Риолит сечет гнейсо-тоналиты и трондьемиты с возрастом около 3,24 млрд лет практически без признаков К-метасоматоза.

В пределах *Западно-Карельского домена* интрузивные граниты образуют небольшие массивы, приуроченные к супракрустальным породам Костомукшской зеленокаменной структуры [12]. Здесь выделяется серия интрузий, которые прорывают метабазалты (массивы Таловейс и Ниемиярвинский) и сланцы гимольской серии — стратотипа верхнего лопия (Шурловарский массив), что указывает на их неогархейский возраст. Это согласуется с геологическими и геохронологическими данными. Так, граниты Шурловарского массива содержат ксенолиты гнейсов гимольской серии и образуют жилы в папородах, а полученные значения возраста составляют для массивов Ниемиярвинский — 2720 млн лет и Таловейс — 2700 млн лет (табл. 1).

Неогархейские гранитоиды в пределах *Водлозерского домена* образуют довольно крупные массивы площадью до 50–150 км², а также многочисленные более мелкие тела. Они секут многократно метаморфизованные и деформированные породы зеленокаменных поясов и более древние породы ТТГ ассоциации. Все интрузии — поздние или постскладчатые и обладают близким возрастом.

Наиболее хорошо изучены восточное тело Хижозерского и Остерский массивы. Хижозерский массив, согласно исследованиям А. В. Коваленко [12, с. 188–343], имеет в плане удлиненную форму, прослеживаясь в меридиональном направлении на 20 км при средней ширине в несколько километров. Восточный контакт массива почти прямолинеен, а западный — более сложной конфигурации, что предполагает его приразломный характер. Граниты массива содержат в северной части мафические включения, рассматриваемые как фрагменты даек.

Остерский массив гранитов расположен в центральной части Остерской зеленокаменной структуры и вытянут в меридиональном направлении вдоль восточного берега оз. Остер на 7 км. Граниты секут вулканы с предполагаемым возрастом 2,9–3,0 млрд лет. Они представлены двумя разновидностями: крупнозернистой и более мелкозернистой, занимающими одинаковое геологическое положение.

В центральной части Водлозерского домена выделяются несколько гранитных массивов, площади которых варьируют от 20 до 500 км². Наиболее крупные — Тубозерский (~ 500 км²), Охтомозерский (~ 250 км²) и Кубовский (~ 60 км²). Анализ детальных магнитных карт позволил сделать вывод, что Охтомозерский и Кубовский массивы представляют фрагменты тонких

пластин. Крупнейший в этом районе Тубозерский гранитный массив представляет собой диапир-плутон [12, с. 188–343], а Охтомозерский массив — совмещение в пространстве двух резко различающихся по составу крупных гранитных тел, границы между которыми и с вмещающими гранит-мigmatитами не видны. Они для удобства в дальнейшем названы Охтомозерский и Западно-Охтомозерский. Возраст гранитов Кубовского и Охтомозерского массивов определен U-Pb методом по цирконам соответственно около 2680 и 2700 млн лет (см. табл. 1).

В строении Центрально-Карельского домена преобладают ультраметаморфические гранитоиды, образованные по более древним породам ТТГ ассоциации. В центральной части домена в поле развития данных гранитоидов к западу от Гимольско-Суккозерской зеленокаменной структуры в районе дер. Соймигора развиты однородные граниты, образующие тело площадью не менее 25 км², которое рассматривается нами как Сойминский массив. Границы массива и его соотношение с окружающими гранитоидами не ясны из-за плохой обнаженности и интенсивно проявленных процессов ультраметаморфизма.

Ряд гранитных массивов в северо-восточной части домена пространственно приурочен к Парандовско-Побозерскому зеленокаменному поясу — Шобинский, Кочкомский, Нигалма, Вотулма, Лобаш и др. — и объединяется В. В. Ивановым и др. [5] в рамках габбро-диорит-гранодиорит-гранитной серии. Массивы образуют магматический пояс северо-западного простирания протяженностью около 200 км, пространственно связанный с вулканидами тунгудско-надвоицкой серии, причем на уровне современного среза интрузивные породы преобладают над супракрустальными (рис. 2). Большинство массивов представляют собой многофазные трещинные интрузии, сформированные на небольших глубинах. Массивы обычно удлиненной формы, вытянуты в северо-западном направлении, являются как круто, так и полого залегающими и их размеры варьируют от нескольких до 140 км². С некоторыми из них связаны месторождения и перспективные проявления молибденовых с золотом руд [5].

Геохимия гранитов. Все интрузивные двуполовошпатовые граниты Карельской провинции при заметных вариациях SiO₂ в целом имеют много общего в содержаниях главных элементов. Они характеризуются близкой щелочностью при Na₂O + K₂O в основном 7,5–8,5 %, высокой железистостью (mg# обычно меньше 30) и являются преимущественно перглиноземистыми (ASI > 1).

В то же время интрузивные граниты при сравнительно узком временном интервале образования характеризуются значительными вариациями в содержаниях редких (РЭ) и редкоземельных элементов (РЗЭ), а это принципиально важно, если исходить из того, что некоторые характеристики химического состава гранитов могут отражать геодинамическую обстановку их

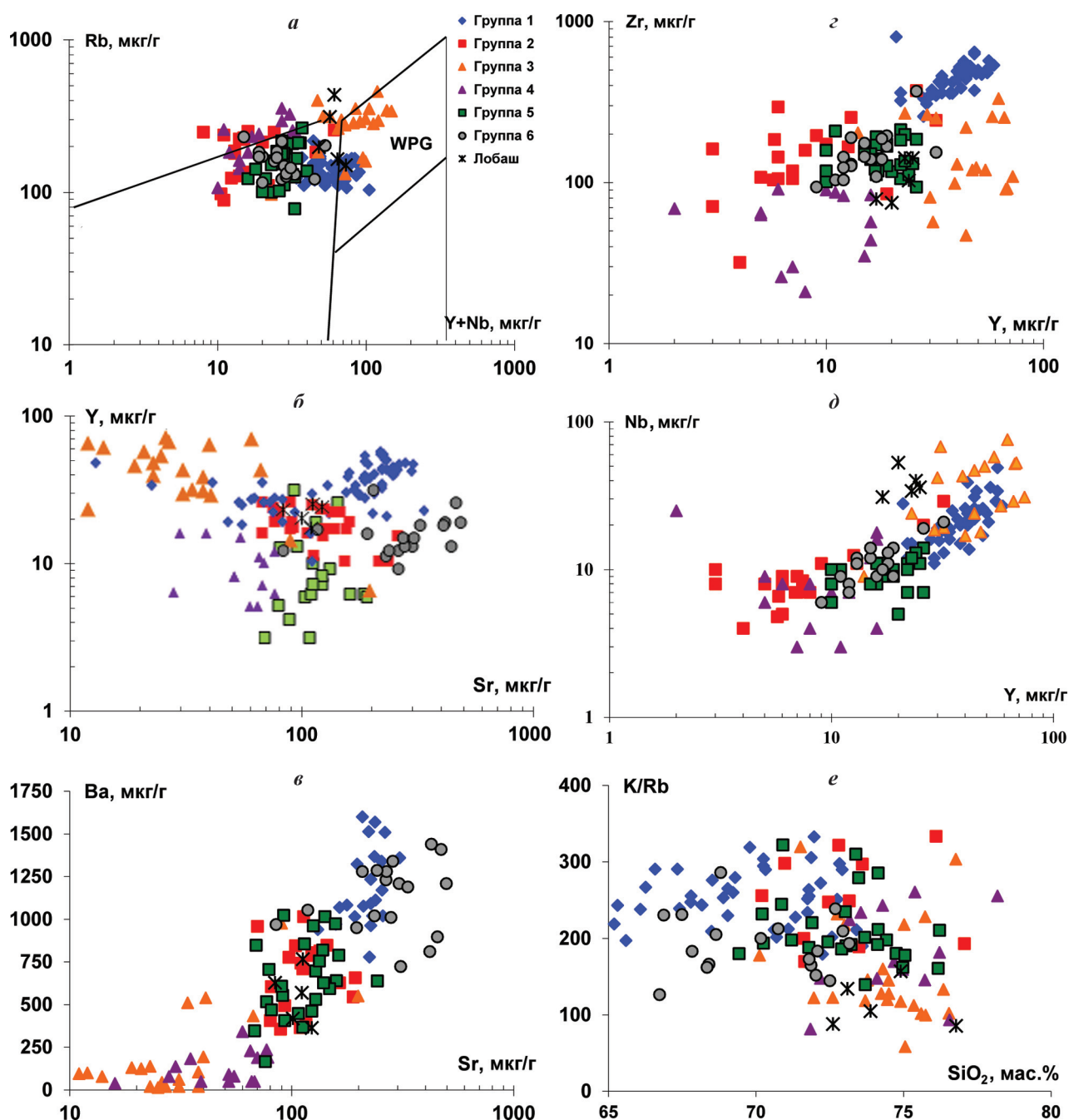


Рис. 3. Серия парных диаграмм для разных групп гранитов Карельской провинции (а по [27])

образования [27]. В то же время нами было доказано [1; 8; 14], что на данном этапе эволюции образование магматических пород Карельской провинции было связано с развитием плюма.

Для того, чтобы охарактеризовать особенности состава гранитов, мы попытались сгруппировать интрузии, характеризующиеся близкими содержаниями или отношениями отдельных РЭ и РЗЭ с использованием ряда парных диаграмм (рис. 3). Для удобства рассмотрения химического состава за основу была взята распространенная дискриминационная диаграмма Дж. Пирса с соавторами [27], основанная на содержаниях Rb, Y и Nb (рис. 3, а) и позволяющая, по

мнению авторов, разделить двуполевошпатовые граниты по условиям образования (прежде всего геотектоническим) на внутриплитные (WPG) синколлизонные (syn-COLG), островодужные (VAG) и гранитов океанических островов (ORG) мантийного происхождения [17; 18; 23]. При этом мы не вкладываем геодинамический смысл в различия между выделенными группами. Наряду с этой диаграммой использованы другие, подчеркивающие геохимическое разнообразие гранитов (рис. 3). Это разнообразие видно также при сравнении отдельных образцов (табл. 2) и средних составов пород конкретных массивов (табл. 3).

Таблица 2

Представительные анализы неогарейских гранитов Карельской провинции

Компонент	Группа 1						Группа 2			
	М а с с и в									
	Хижозеро		Охтомозеро		Юково		Кубово	Лайручей		
	Н о м е р о б р а з ц а									
	260	2515	201	203	128в	128	108	3388л	106	3388в
SiO ₂	64,64	71,97	72,25	71,34	65,59	69,04	73,49	73,6	74,00	72,8
TiO ₂	1,03	0,25	0,45	0,48	0,86	0,64	0,20	0,307	0,30	0,193
Al ₂ O ₃	14,94	12,25	14,11	14,29	14,91	13,06	13,78	13,7	13,7	14,3
FeO _{tot}	4,69	3,99	3,02	3,03	4,22	4,85	1,88	1,68	1,73	1,85
MnO	0,06	0,06	0,05	0,04	0,02	0,07	0,06	0,021	0,03	0,030
MgO	1,47	0,69	0,52	0,77	1,16	0,98	0,69	0,537	0,14	0,48
CaO	3,17	1,7	1,71	1,92	2,36	2,00	1,86	0,924	0,84	1,75
Na ₂ O	3,31	2,8	2,86	2,85	4,43	3,45	4,00	3,7	3,61	3,81
K ₂ O	5,03	4,8	3,58	3,70	4,08	4,09	4,25	4,43	4,48	3,79
P ₂ O ₅	0,28	0,12	0,02	0,02	0,32	0,33	0,04	0,142	0,57	0,07
mg#	0,36	0,24	0,24	0,31	0,33	0,26	0,40	0,36	0,13	0,32
Rb	143	120	143	124	172	148	184	124		98
Sr	236	172	158	164	237	227	81	104		193
Ba	1368	1230	972	1070	1570	963	605	846		657
Y	44	32	31	43	21	44	13	6	7	6
Zr	451	348	377	386	805	477	167	185		104
Ti	4370	1500	2470	2685	5900	4510	1164	1594	1746	1064
Nb	26	13	15,7	13,7	28	31	12,5	6,6	7,0	4,8
Pb	29	23	29	27	18	17		9		11,6
Th	24	27	36,8	30,1	6	7	28,7	25,8	25,3	13,8
La	147	148	111	113	97	86	45,6	21,80	14,80	25,4
Ce	304	293	203	208	166	161	85,6	64,10	51,8	42,9
Pr			22,8	23,9			9,1	5,78	4,3	4,57
Nd	120	132	71,3	78,9	50	82	28,6	20,70	15,80	14,5
Sm	20	17,1	9,89	14,2	8,91	11,2	4,52	4,10	3,99	2,40
Eu	2,03	1,62	1,2	1,19	2,1	3,06	0,47	0,71	0,66	0,53
Gd			8,89	12,3			3,98	2,60	2,69	1,78
Tb	1,8	1,41	1,26	1,93	0,69	1,36	0,58	0,30	0,32	0,26
Dy			6,21	9,8			2,86	1,34	1,50	1,34
Ho			1,12	1,79			0,46	0,21	0,26	0,24
Er			2,91	4,42			1,13	0,49	0,55	0,63
Tm			0,43	0,54			0,13	0,07	0,09	0,08
Yb	4,6	2,73	2,65	3,15	1,43	3,59	0,66	0,50	0,51	0,43
Lu	0,64	0,36	0,37	0,41			0,11	0,08	0,10	0,09
Rb/Sr	0,61	0,70	0,69	0,56	0,73	0,65	2,04	1,19		0,51
Sr/Y	5,4	5,4	5,16	3,84	11,3	5,16	6,43	18,0		33,8
(La/Yb) _n	22,9	38,9	30,0	25,7	48,7	17,2	49,6	31,3	20,8	42,4
(Tb/Yb) _n	1,78	2,35	2,16	2,78	2,19	1,72	3,99	2,73	2,85	2,75
(La/Sm) _n	4,74	5,59	7,25	5,14	7,03	4,96	6,51	3,43	2,39	6,83
Eu/Eu*	0,34	0,32	0,38	0,26	0,81	0,87	0,33	0,60	0,56	0,72
K ₂ O/Na ₂ O	1,52	1,71	1,25	1,30	0,92	1,19	1,06	1,20	1,24	0,99

П р и м е ч а н и е: Оксиды приведены в мас. %, редкие и редкоземельные элементы — в мкг/г. ASI = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O), мк. Анализы гранитов группы 6 и массива Лобаш предоставлены В. А. Богачевым. Остальные анализы из коллекции сотрудников Карельской группы ИГГД РАН.

Компонент	Группа 3			Группа 4			Группа 5				
	М а с										
	Карташи		Черева	Винела		Суна	Остер		Кармасельга		
	Н о м е р										
	378a	386	57	145	126	152/11	241	241-1	1888	1749	
SiO ₂	72,75	70,1	73,77	71,84	72,18	74,68	70,3	70,9	74,14	74,14	
TiO ₂	0,26	0,25	0,05	0,04	0,01	0,06	0,56	0,34	0,36	0,34	
Al ₂ O ₃	13,4	13,6	14,18	17,05	15,12	14,42	14,2	14,6	13,43	13,02	
FeO _{tot}	2,75	3,27	1,44	0,75	1,01	0,88	3,22	2,24	2,42	2,68	
MnO	0,02	0,02	0,06	0,02	0,04	0,03	0,05	0,02	0,04	0,03	
MgO	0,37	0,96	0,18	0,17	0,16	0,07	0,78	0,71	0,78	0,66	
CaO	0,64	0,54	0,98	0,24	0,98	1,10	2,03	1,7	0,08	0,05	
Na ₂ O	3,70	2,93	3,44	5,38	5,25	4,08	3,87	4,75	3,97	3,32	
K ₂ O	5,13	6,75	5,09	3,5	4,52	3,74	3,89	3,62	3,50	3,92	
P ₂ O ₅	0,06	0,06		0,01	0,01	0,00	0,13	0,08	0,06	0,04	
mg#	0,19	0,34	0,18	0,29	0,22	0,12	0,30	0,36	0,37	0,31	
Rb	184	315	291	326	246	183	167	123	102	154	
Sr	41	34	31	28	16	52	128	114	141	91	
Ba	540	511	20	79	39	92	698	856	1016	554	
Y	29	32	44	6	16	8	23	11	17	17	
Zr	265	252	47	26	44	21	199	209	192	171	
Ti	1534	1452	127	265	102	276	2777	1862	1941	1997	
Nb	18,6	19,3	47	24,4	17,8	8	11	10	9	9	
Pb				5	21	27	21	27	16	17	
Th	34,7	32,4	21	4,07	11,1	20	24	21	9	14	
La	62,7	97,1	10,8	3,7	15		21	22			
Ce	141	242	28,6	7,3	18,4		53	43			
Pr	14,1	23		0,93	2,66						
Nd	46	73,3	14,5	3,15	9,84		20	17			
Sm	7,77	11,5	5,8	0,97	2,7		3,7	3,3			
Eu	1,04	1,21	0,63	0,06	0,19		0,75	0,62			
Gd	6,08	10,1		0,85	3						
Tb	0,95	1,19	1,1	0,15	0,49		0,69	0,43			
Dy	5,24	5,9		0,96	2,85						
Ho	1,03	1,22		0,17	0,51						
Er	3,14	3,41		0,52	1,39						
Tm	0,45	0,52		0,1	0,2						
Yb	3,28	3,48	5,2	0,66	1,28		2,2	1,3			
Lu	0,45	0,52		0,11	0,17		0,31	0,19			
Rb/Sr	1,72	1,29	9,39	0,94	0,81	3,52	1,30	1,08	0,72	1,69	
Sr/Y	1,41	1,06	0,7	4,52	1,00	6,5	5,6	10,4	8,3	5,4	
(La/Yb) _n	13,7	20,0	1,5	4,0	8,4		6,8	12,1			
(Tb/Yb) _n	1,32	1,55	0,96	1,03	1,74		1,43	1,50			
(La/Sm) _n	5,21	5,45	1,20	2,48	3,59		3,66	4,30			
Eu/Eu*	0,42	0,34	0,31	0,19	0,20		0,58	0,59			
K ₂ O/Na ₂ O	1,39	2,30	1,48	0,65	0,86	0,92	1,01	0,76	0,88	1,18	

	Группа 5		Группа 6						
с и в									
	Западно-Охтомозерский		Нигалма	Ватулма	Каменно-озерский	Кочкома	Лобаш		
о б р а з ц а									
	24	26/2	ni54	va10	км1564	к518м	168/269	168/289	185/344
	73,70	74,12	66,87	72,08	66,73	67,83	72,61	73,1	73,88
	0,17	0,17	0,48	0,25	0,42	0,4	0,09	0,1	0,16
	13,00	13,89	15,16	16,01	15,15	15,65	13,73	13,43	13,18
	1,57	2,20	3,17	1,83	3,78	3,59	1,37	1,60	1,46
	0,05	0,03		0	0,07	0,06	0,02	0,02	
	0,44	0,39	1,26	0,34	1,67	1,1	0,73	0,52	0,32
	2,31	0,25	2,53	1,55	3,58	1,98	1,44	1,16	0,77
	3,50	3,29	4,5	3,54	3,44	3,75	5,42	3,98	3,32
	4,45	5,01	3,63	4,08	4,12	3,28	1,75	5,05	5,51
	0,04	0,02	0,26	0,07	0,14	0,2	0,06	0,05	0,02
	0,33	0,24	0,41	0,25	0,44	0,35	0,49	0,37	0,28
	265	181	131	185	115	149	165	313	436
	76	133	497	285	407	425	123	84	112
	167	756	1210	1340	1106	1440	364	628	767
	24	17	19	13	17	19	24	23	25
	112	121	168	127	151	195	103	142	142
	912	620	2794	1455	2444	2328	524	582	931
	13	11,1	14	12	7	9	40	34	36
	31	34	16	16	23	9	13	13	26
	41	34,3	11	6	15	10	24	34	40
	33,8	62,4	42	22		18	18	38	47
	71,4	115	79	41		41	38	83	91
		13							
	27,1	40,9	39	19		19	16	41	40
	6,83	6,55	5,1	2,4		2,8	1,8	4,5	4,9
	0,29	0,62	1,27	0,65		1,06	0,39	0,47	0,61
	4,79	4,55							
	0,49	0,6	0,59	0,34		0,67	0,5	0,89	1,0
		3,04							
		0,56							
		1,66							
		0,25							
	1,54	1,61	1,2	0,58		1,21	1,7	2,1	2,5
		0,25	0,17	0,09		0,14	0,27	0,3	0,39
	3,49	0,11	0,26	0,65	0,28	0,35	1,34	3,73	3,89
	3,2	7,92	26,2	21,9	23,9	22,4	5,1	3,7	4,5
	15,7	27,8	25,1	27,2		10,7	7,6	13,0	13,5
	1,45	1,69	2,23	2,66		2,52	1,34	1,93	1,82
	3,19	6,15	5,32	5,92		4,15	6,46	5,45	6,19
	0,15	0,32	0,80	0,83		1,01	0,55	0,29	0,35
	1,27	1,52	0,81	1,15	1,20	0,87	0,32	1,27	1,66

Средние составы неогарейских

Компонент	Ультраметаморф.		Группа 1				Группа 2			Группа 3		
	Р а й о н /											
	Ондозеро	Суоярви	Юово	Хижозеро	Охтомозеро	Шурловара	Лайручей	Кубово	Сойми	Карташи	Черева	
SiO ₂	70,85	67,49	67,23	70,15	71,43	68,5	73,36	72,74	73,96	74,28	74,54	
TiO ₂	0,23	0,5	0,75	0,48	0,45	0,83	0,23	0,23	0,17	0,17	0,05	
Al ₂ O ₃	14,86	15,53	14,06	13,10	14,42	14,66	14,03	13,72	13,75	13,07	14,12	
FeO _{tot}	2,18	3,47	5,05	3,95	2,54	3,81	1,59	2,00	1,98	2,30	1,07	
MgO	0,63	1,52	0,97	0,80	0,69	0,78	0,33	0,70	0,41	0,41	0,17	
CaO	2,01	2,63	2,41	1,95	1,87	1,66	1,22	1,41		0,66	0,81	
Na ₂ O	3,75	4,09	3,39	3,23	3,10	3,3	3,92	3,49	3,22	3,43	3,90	
K ₂ O	4,20	3,56	4,15	4,35	3,79	5,18	3,99	4,87	5,41	4,52	4,26	
P ₂ O ₅			0,27	0,16	0,06	0,17	0,18	0,06	0,03	0,03	0,04	
mg#	0,34	0,44	0,26	0,25	0,34	0,27	0,27	0,38	0,25	0,22	0,20	
Rb	103	89	146	141	147	135	124	190	237	274	283	
Sr	461	619	231	207	181	426	169	114	104	40	31	
Ba	1618	1295	1099	1105	1210	3335	715	603	734	328	45	
Y	10,0	14,0	44,9	36,4	33,7	28	8,7	12,4	6,9	45	52,8	
Zr	113	142	537	410	363	436	161	215	126	211	83	
Ti	813	2529	4926	2978	2493	4831	1399	1321	954	990	247	
Nb	3,4	7	35,3	20,1	15,9	17	6,1	13,3	7,9	22,6	49,3	
Pb	23	15	18,6	21,8	30,3	49	16	23,4	28,3	34,4	34,1	
Th	10,6	7	8	21,8	36,8	43	22,7	41,8	39,0	44,0	20,9	
La			76	143	112,0		27,6	45,6		57,7	10,8	
Ce			141,7	291,7	260,3		63,7	85,6		135,8	28,6	
Nd			65,0	95,5	90,1		21,6	30,2	63,3	42,7	14,5	
Sm			10,34	14,04	13,36		3,98	5,03	9,06	6,90	5,8	
Eu			2,47	1,91	1,16		0,66	0,47		0,91	0,63	
Tb			1,16	1,56	1,43		0,32	0,58		0,77	1,1	
Yb			3,2	3,63	2,27		0,51	0,66		2,60	5,2	
Lu				0,51	0,39		0,09	0,11		0,38		
Rb/Sr	0,26	0,15	0,63	0,78	0,74	0,32	0,79	1,77	2,38	10,87	11,95	
Sr/Y	46,1	42,5	5,6	6,0	5,7	15,2	21,0	15,9	17,2	0,94	0,7	
(La/Yb) _n			24,3	29,6	27,9		38,4	49,6		14,4	1,5	
(Tb/Yb) _n			1,78	2,00	3,32		2,85	3,99		1,21	0,96	
Sm/Nd			0,16	0,16	0,15		0,19	0,16	0,14	0,16	0,40	
(La/Sm) _n			4,89	5,32	6,19		4,61	6,51		5,56	1,20	
Eu/Eu*			0,77	0,37	0,29		0,59	0,33		0,60	0,31	
K/Na	1,12	0,87	1,26	1,36	1,23	1,57	1,03	1,42	1,72	1,38	1,12	
Ba/Sr	3,53	2,12	4,75	5,41	6,64	7,83	4,56	5,21	7,39	7,45	2,03	
Rb/Ba	0,06	0,07	0,13	0,14	0,12	0,04	0,18	0,28	0,35	1,37	10,08	
Zr/Y	11,3	8,8	13,9	11,6	11,1	15,6	19,9	26,4	18,2	5,7	1,7	
K/Rb	340	333	236	257	201	319	267	213	190	129	125	
ASI	1,03	1,01	0,97	0,96	1,14	1,04	1,08	1,01	1,23	1,14	1,13	
Na ₂ O+K ₂ O	7,95	7,65	7,54	7,58	6,90	8,48	7,91	8,36	8,63	7,95	8,16	
n (гл./ред.)	25/27	12/9	8/8	32/51	3/5	2/10	10/12	8/10	7/7	18/23	10/10	

Примечание: Оксиды приведены в мас. %, редкие и редкоземельные элементы – в мкг/г. ASI = Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O), мк.
n – количество анализов (главных/редких элементов).

Таблица 3

гранитов Карельской провинции

	Группа 4			Группа 5			Группа 6					
м а с с и в												
	Ниemi-ярви	Суна	Винела	Остер	Карма-сельга	Западно-Охтомо-зерский	Шобин-ский	Ватулма	Камен-ноозер-ский	Кочкома	Нигалма	Лобаш
	72,26	75,57	72,69	71,84	73,97	73,59	70,41	71,25	65,83	70,36	67,67	74,41
	0,17	0,06	0,02	0,37	0,35	0,18	0,32	0,27	0,42	0,34	0,54	0,09
	13,25	13,64	15,12	14,63	14,63	13,79	14,63	15,42	15,36	15,06	14,82	13,26
	2,01	0,90	1,28	2,32	2,08	1,83	3,18	2,14	4,01	2,86	3,36	1,41
	0,47	0,22	0,22	0,74	0,81	0,49	1,03	0,46	1,70	0,83	1,22	0,47
	1,02	1,01	0,89	1,67	0,12	1,73	1,88	1,47	3,30	1,66	2,44	0,88
	3,78	3,81	4,77	4,01	3,73	3,41	3,28	3,72	3,66	4,21	3,81	4,58
	5,15	4,21	3,98	3,61	3,70	4,72	3,70	4,11	4,04	3,29	3,34	3,65
	0,05	0,02	0,01	0,08	0,05	0,04	0,06	0,07	0,13	0,15	0,26	0,05
	0,29	0,31	0,23	0,36	0,39	0,33	0,37	0,26	0,43	0,33	0,39	0,37
	324	204	245	144	131	207,2	184	176	125	147,6	125	243
	104	61	41	136	103	125,3	197	272	388	360	416	124
	49	109	170	520	735	526,2	1156	1216	1105	965	1210	515
	21	10,2	7,3	19,8	18,7	20,4	18,2	11,6	16,5	16,2	20	20,3
	151	54	63	153	162	126,3	126	120	133	171	238	119
	989	331	279	1767	1933	819	1862	1560	2444	1979	3162	563
	14	6	16,7	10,0	8,9	10,8	11,6	9,4	7,5	10,8	15	36,5
	37	30,1	26,8	24,4	18,3	31,4	12,8	14	22,8	15,8	20,3	16,3
	49	15,3	8,9	13,9	12,3	40,5	22	6,2	17,3	12,8	16	25,2
	80,8		9,4	23,7		46,7	32	22		22	42	34,0
	146,0		12,8	50,7		90,1	61	41		50	79	69,3
	47,5	12,8	6,5	18,9	20,9	33,6	27,5	19		22,8	39	32,0
	10,8	2,69	1,84	3,4	3,42	5,97	4,75	2,4		3,68	5,1	4
	0,62		0,13	0,59		0,46	0,94	0,65		1,22	1,27	0,46
	0,77		0,32	0,60		0,53	0,80	0,34		0,73	0,59	0,80
	1,65		0,97	1,83		1,63	1,95	0,58		1,09	1,2	2,13
			0,14	0,26		0,27	0,28	0,09		0,14	0,17	0,32
	3,11	3,48	8,32	1,28	1,44	1,64	1,22	0,65	0,33	0,46	0,32	1,96
	4,95	6,8	8,3	8,2	5,7	6,6	11,8	23,7	23,9	22,7	21,0	6,13
	35,1		6,2	9,7		20,5	11,87	27,2		14,8	25,1	11,1
	2,12		1,39	1,48		1,49	1,87	2,66		3,11	2,23	1,69
	0,23	0,21	0,29	0,18	0,16	0,18	0,17	0,13		0,163	0,13	0,14
	4,83		3,03	4,43		5,13	4,44	5,92		3,88	5,32	5,29
	0,20		0,19	0,50		0,26	0,60	0,83		0,92	0,80	0,33
	1,36	1,14	0,85	0,92	1,03	1,39	1,19	1,11	1,11	0,79	0,89	0,80
	7,2	1,74	3,98	4,19	7,55	4,09	7,08	4,49	2,70	2,90	3,02	4,15
	0,43	2,43	2,54	0,48	0,21	0,50	0,16	0,15	0,11	0,16	0,11	0,47
	7,19	5,8	12,5	8,9	8,9	6,6	7,6	10,3	8,1	10,7	11,59	5,1
	132	172	147	209	235	183	168	194	268	185	223	125
	0,97	1,07	1,10	1,08	1,41	0,99	1,14	1,16	0,94	1,11	1,03	1,01
	8,93	8,02	8,74	7,62	7,42	8,13	6,98	7,84	7,70	7,49	7,15	8,22
	4/4	9/9	4/6	10/30	9/9	8/10	5/5	5/5	4/4	5/5	3/3	20/20

В результате граниты сгруппированы в шесть групп: группа 1 представлена массивами Хижозерским, Юковским, Охтомозерским, Шурловара; группа 2 — Кубовским и Сойминским массивами и дайковым телом Лайручья; группа 3 — массивами Карташовским, Черевским и Ниемиярви; группа 4 — пологими телами гранитов районов рек Суны и Винелы; группа 5 — массивами Кармасельским, Остерским, Западно-Охтомозерским; группа 6 — массивами северо-востока провинции Ватулма, Нигалма, Кочкомский, Шобинский. Отдельно показан массив Лобаш, с которым связано проявление золота.

По содержаниям РЭ наиболее четко выделяются граниты группы 1 (табл. 3), составы которых на диаграмме $Y + Nb - Rb$ (рис. 3, а) располагаются в поле внутриплитных гранитов (гранитов А-типа) или вблизи него в поле островодужных. Граниты этой группы представлены массивами Хижозерским, Юковским и Охтомозерским (его восточной частью). Они характеризуются высокими содержаниями высокозарядных (HFS) элементов (Zr, Y, Nb). Однако при этом они содержат много литофильных Ba и Sr, что не свойственно гранитам А-типа, а отношение K/Rb близко к среднекоровому. Благодаря этому на большинстве парных диаграмм (рис. 3) составы этих гранитов образуют четкие обособленные поля. Граниты группы 1 отличаются также высокие содержания РЗЭ (рис. 4, а), сумма которых достигает 500–600 г/т, а также значительная отрицательная Eu-аномалия с $Eu/Eu^* < 0,40$. Исключением являются граниты Юковского массива, содержащие меньше РЗЭ (до 320 г/т) и не имеющие Eu-аномалии. По содержаниям некоторых элементов (Ba, Zr, Sr) в эту группу попадают граниты массива Шурловара района Костомукши (табл. 2) [12], но, возможно, это связано с их повышенной щелочностью.

Граниты группы 2 отличаются (рис. 3, табл. 3) низкие содержания Y и Nb при средних содержаниях Ba, Sr и Rb. Соответственно на диаграмме Дж. Пирса и др. они попадают в поле островодужных гранитов с отношением K/Rb , близким к среднекоровому. При суммарном содержании РЗЭ 100–200 г/т они обеднены тяжелыми РЗЭ, имеют высокое отношение $(La/Yb)_n$ и слабо выраженную отрицательную Eu-аномалию (рис. 4, б).

Составы гранитов группы 3 на диаграмме Дж. Пирса образуют поле на границе синколлизионных и внутриплитных гранитов (рис. 3, а) благодаря одновременно высоким содержаниям Rb, Y и Nb. Из-за высоких концентраций Rb отношение K/Rb (менее 150) значительно ниже среднекорового. Их отличают также низкие значения Sr и Ba. Содержания РЗЭ в них невысокие и варьируют, что отражает диаграмма на рис. 4, в. Она показывает также отсутствие Eu-аномалии в одном из образцов гранита Карташовского массива, что не имеет объяснения.

Граниты группы 4, изученные в двух районах и присутствующие в виде субгоризонтальных жильных тел, отличаются от других гранитоидов

высокими содержаниями Rb и отвечают составам синколлизионных гранитов по Дж. Пирсу (рис. 3). Другая отличительная особенность гранитов этой группы — низкие содержания всех HFS элементов Zr, Y, Nb, Ti и литофильных Sr и Ba. Они обеднены легкими РЗЭ, характеризуются низкими величинами отношений $(La/Yb)_n$ и значительной отрицательной Eu-аномалией (рис. 4, г).

Группа 5 включает целый ряд массивов, составы которых отвечают островодужным гранитам по Дж. Пирсу. На всех парных диаграммах они занимают центральное место, т. е. в целом имеют средние содержания большинства РЭ, обладают более фракционированным распределением РЗЭ в легкой части с $(La/Sm)_n$ до 6, чем в тяжелой части с $(Tb/Yb)_n$ не более 1,5, а также значительную отрицательную Eu-аномалию (рис. 4, д). Как и в двух предыдущих группах, граниты группы 5 характеризуются отношением K/Rb ниже среднекорового.

В группу 6 объединены гранитные интрузии северо-восточной части домена. Здесь супракрустальные породы Парандовско-Пебозерского пояса прорваны серией массивов — Шобинского, Кочкомского, Нигалма, Ватулма, Лобаш и др. Граниты всех массивов, кроме Лобаш, обладают сходным химическим составом (табл. 3, рис. 3). Их отличают высокие концентрации Ba и особенно Sr. Отношение K/Rb заметно ниже среднекорового, благодаря невысокому содержанию K_2O . Несколько отличаются эти граниты и распределением РЗЭ. При средних значениях отношения $(La/Yb)_n$ (табл. 3) у них более фракционированы тяжелые РЗЭ с $(Tb/Yb)_n$ больше 2. Кроме того, в этих породах практически отсутствует Eu-аномалия, что согласуется с высокими содержаниями Sr.

Граниты массива Лобаш по содержаниям большинства элементов сходны с гранитами группы 5 (табл. 2, рис. 3) и различаются лишь более высокими показателями Nb, благодаря чему их составы попадают на границу гранитов I- и А-типов. От расположенных рядом массивов гранитов группы 6 их отличают более низкие содержания Ba и Sr, а также значительная отрицательная Eu-аномалия при том же отношении $(La/Yb)_n$ (рис. 4, г).

Отличительная геохимическая особенность интрузивных пород группы 6 — ее специализация в отношении Mo, U, W, Bi, Ag, Au [5]. Концентрации этих элементов постепенно возрастают при переходе к лейкогранитам.

Как уже отмечалось, ультраметаморфические граниты заимствуют особенности состава пород ТТГ ассоциации, по которым они образуются. В большей степени это относится к содержаниям РЭ и хорошо просматривается на примере необычайно высоких концентраций Sr, которые объясняются высокими показателями этого элемента в ТТГ породах именно Центрально-Карельского домена, в отличие от других доменов [14]. Отличительной особенностью этих гранитов являются также высокие содержания Ba относительно Rb

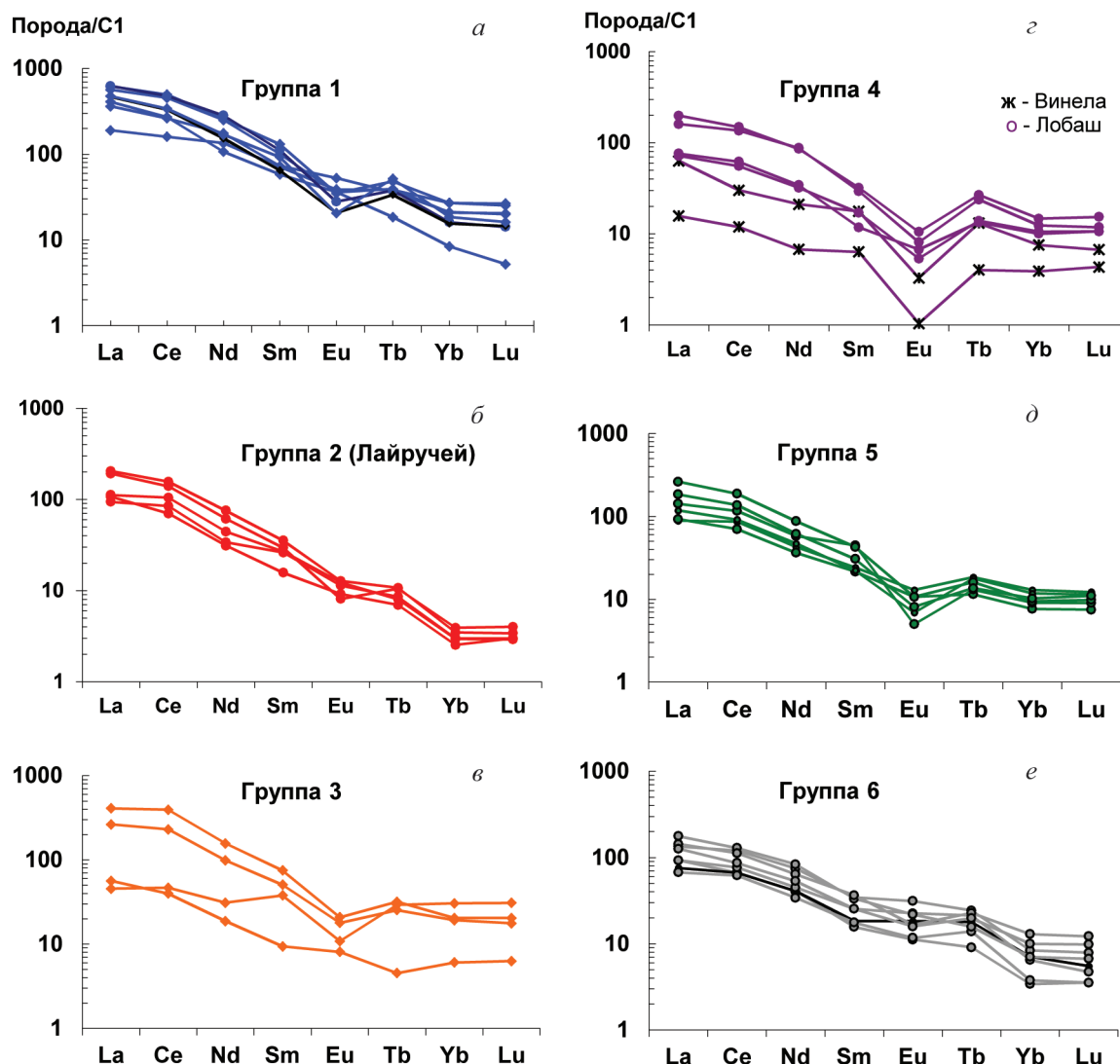


Рис. 4. Нормированные на хондрит C1 [30] содержания РЗЭ в гранитах разных групп Карельской провинции

(табл. 3), свидетельствующие о его вторичной природе, приведшей к аномально высоким отношениям K/Rb (более 350), т. е. заметно превышающим среднекоровое (250).

Таким образом, сравнительный анализ химического состава неогарейских гранитов Карельской провинции позволил сделать вывод, что при близком времени образования наблюдаются значительные вариации их состава, отраженные прежде всего в содержании РЭ и РЗЭ. При этом важно отметить, что породы близкого состава, т. е. отнесенные к одной группе, часто значительно разобщены в пространстве.

Обсуждение. Согласно имеющимся экспериментальным данным, источником образования гранитных расплавов служат преимущественно породы среднекислого состава. К неогарее была сформирована мощная кора Карельской провинции, в ее строении преобладали палео-, мезо- и неогарейские плутонические породы тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, которые наряду со среднекислыми метавулканидами

явились источником для образования двуполевошпатовых гранитов [8; 12].

Существуют разные представления об обстановках образования гранитоидов разного состава. Так, образование синколлизионных гранитов (гранитов S-типа) обычно связывают с моделью плавления метаосадочных пород [17], что отличает их от гранитов I-типа, которые рассматриваются как продукты плавления метаморфизованных изверженных пород [29]. Определенные ограничения для происхождения анорогенных гранитов высказаны К. Конди [19], который доказал, что большинство докембрийских гранулитов и ксенолитов не могут представлять источники либо рститы докембрийских анорогенных гранитов. Учитывая это, проведенное нами разделение гранитов на группы по составу в какой-то мере условное и осуществлено с целью оценки различий при их образовании.

Расплавы гранитов, отнесенных к группе 1 и имеющих состав, присущий внутриплитным гранитам А-типа, согласно экспериментальным данным П. Доуса [21], имели в качестве источника

известково-щелочные гранитоиды, а согласно петрогенетическому моделированию, выполненному А. В. Коваленко, граниты Хижозерского массива, например, образовались в результате плавления источника, обогащенного РЗЭ и Ва при высокой температуре (более 900 °С) и низком (менее 4 кбар) давлении [12, с. 188–343]. Высокие содержания в гранитах этой группы Y, Nb и Zr обусловлены составом рестита, в котором главную роль играли ортопироксен и плагиоклаз, имеющие низкие коэффициенты распределения этих элементов с расплавом. Это подтверждается наличием отрицательной Eu-аномалии, которой нет в гранитах Юковского массива, что указывает на отсутствие в рестите плагиоклаза, т. е. более глубокие условия плавления. Расчет модели

образования гранитов Хижозерского массива, выполненный А. В. Коваленко, показал также, что они кристаллизовались из гранодиоритового расплава, а вариации состава связаны с фракционной кристаллизацией.

Другая отличительная особенность большинства гранитов этой группы — изотопный состав Nd (табл. 4), свидетельствующий об отделении источника от протолита незадолго до образования исходного расплава. На это указывают положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ и модельный возраст $t_{Nd}(DM)$, близкий к возрасту гранитов. Исключение представляет Охтомозерский массив с отрицательным значением $\epsilon_{Nd}(t)$ и древним возрастом протолита, что вполне допустимо для пород центральной части Водлозерского

Таблица 4

Значения $\epsilon_{Nd}(t)$ в неорархейских гранитах Карельской провинции по [20]

Номер образца	Район/массив	Sm, ppm	Nd, ppm	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(t)$	T_{Zr}	T_{DM} [22]
260	Хижозеро *	16,50	104,6	0,16	0,0956	0,51093	16	–33,4	1,5	2680	2750
419	Хижозеро *	7,50	31,0	0,24	0,1461	0,51179	9	–16,6	0,8	2680	2850
295	Хижозеро *	10,19	77,5	0,13	0,0794	0,51061	2	–39,5	0,9	2680	2750
1286	Юково	12,79	62,8	0,20	0,1231	0,5115	8	–22,2	3,4	2695	2590
472-2	Юково	13,50	72,7	0,19	0,1122	0,51114	10	–29,2	0,1	2695	2865
42	Шурловара	13,1	107,6	0,12	0,0734	0,51045	12	–42,7	0,1	2700	2818
47	Шурловара	3,0	22,6	0,13	0,0803	0,51055	12	–40,7	–0,2	2700	2844
9	Шурловара *	16,32	134,1	0,12	0,0729	0,51043	9	–43,2	–0,1	2700	2832
9-1	Шурловара *	14,73	108,0	0,14	0,0817	0,51058	14	–40,1	–0,2	2700	2843
39	Охтомозеро	17,31	142,1	0,12	0,0737	0,51029	5	–45,9	–3,1	2703	3003
105	Лайручей *	5,51	37,8	0,15	0,0880	0,51065	3	–38,7	–1,0	2700	2901
3388-и	Лайручей *	2,80	16,7	0,17	0,1000	0,51069	6	–38,1	–4,5	2700	3176
107	Лайручей *	5,64	39,3	0,14	0,0868	0,51067	3	–38,4	–0,3	2700	2854
3388-к	Лайручей *	2,67	16,6	0,16	0,0972	0,51067	3	–38,5	–3,9	2700	3123
50	Кубово	3,62	23,9	0,15	0,0913	0,51071	13	–37,7	–1,3	2680	2912
19	Кубово	6,94	38,1	0,18	0,1102	0,51097	7	–32,6	–2,8	2680	3070
108	Кубово *	6,30	39,7	0,16	0,0963	0,51073	4	–37,2	–2,6	2680	3009
109	Кубово *	8,30	55,3	0,15	0,0907	0,51059	3	–40,0	–3,5	2680	3050
262	Соймигора	9,06	63,3	0,14	0,0866	0,51079	15	–36,1	2,2	2700	2701
131	Карташи *	7,37	44,8	0,16	0,0987	0,51085	12	–34,9	–0,8	2700	2912
2032	Карташи *	2,64	13,6	0,19	0,1160	0,51108	11	–30,5	–2,4	2700	3086
2035	Карташи *	0,89	3,1	0,29	0,1736	0,51214	4	–9,7	–1,7	2700	3583
144	Суна	2,69	12,8	0,21	0,1273	0,51135	11	–25,1	–1,1	2684	2999
112	Винела	2,49	18,0	0,14	0,0838	0,51047	16	–42,3	–3,1	2700	3025
221-1	Остер	2,29	11,4	0,20	0,1219	0,51122	16	–27,7	–1,7	2700	3044
241	Остер	3,78	18,3	0,21	0,1253	0,51113	9	–29,4	–2,9	2700	3426
239	Остер	4,31	24,1	0,18	0,1081	0,51095	11	–32,9	0,0	2700	3188
1116	Остер	3,75	20,5	0,18	0,1110	0,5111	13	–30,0	1,8	2700	3038
1749-а	Кармасельга *	3,42	20,9	0,16	0,0984	0,51084	9	–35,0	–0,9	2700	2913
24	Западно-Охтомозерский	5,30	27,9	0,19	0,1152	0,51103	7	–31,4	–3,1	2703	3141
23	Западно-Охтомозерский	5,81	37,7	0,15	0,0931	0,5107	8	–37,9	–1,8	2703	2970

Примечание: Все определения изотопного состава Nd и Sm, частично опубликованные [9; 17], частично новые (отмечены звездочкой), выполнены в лаборатории ИГГД РАН на приборе Finnigan MAT-261; методика измерений та же, что в работе [15].

домена, характеризующихся наиболее высокими (до 3240 млн лет) значениями возраста. Массивы гранитов группы 1, имеющие близкий возраст, установлены в разных доменах Карельской, а также в пределах Беломорской провинций. Это показывает, что локально создавались одинаковые, но специфические условия гранитообразования.

Граниты группы 2 характеризуются низкими содержаниями Nb и особенно Y, типичными для гранитов I-типа, что может указывать на более глубинные условия плавления источника с обязательным присутствием в рестите граната и, вероятно, рутила. Изотопный состав Nd в гранитах Водлозерского домена (табл. 4, районы Лайручья и Кубово), выраженный отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ и большим модельным возрастом $t_{Nd}(DM)$, указывает на древний возраст протолита, что характерно для большинства пород домена. Иным изотопным составом Nd обладает гранит Сойминского массива (табл. 4), что естественно, так как массив расположен в пределах Центрально-Карельского домена, имеющего более молодую кору [8]. Расположение массива в пределах этого домена, сложенного на 95 % породами ТТГ ассоциации, которые к тому же, согласно сейсмическим данным, прослеживаются на глубину практически до границы с мантией [4], предполагает в качестве источника гранитов неогарейские тоналит-грондьемины [14].

Составы гранитов группы 3 на рис. 3, а попадают на границу составов гранитов S- и A-типов, благодаря одновременно высоким содержаниям Rb, Y и Nb. Образование гранитов S-типа, характеризующихся высоким содержанием Rb, связывают с плавлением метаосадков в синколлизийной обстановке [17; 18]. Однако в пределах Карельской провинции архейские осадки, особенно глиноземистые породы, имеют ограниченное распространение и близкий, т. е. неогарейский, возраст [13]. В сочетании с большим (около 3 млрд лет) модельным возрастом $t_{Nd}(DM)$ (табл. 4) такой состав гранитов этой группы предполагает иное объяснение. Высокое содержание в расплаве Rb требует отсутствия в рестите биотита — единственного концентратора Rb. Другая особенность гранитов этой группы — низкие содержания Sr и Ba, требующие наличия в рестите плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Это подтверждается значительной отрицательной Eu-аномалией (рис. 4). Наличие полевошпатового рестита может свидетельствовать о сравнительно малых глубинах плавления источника. Граниты р. Черевы отличаются очень высокими (0,40) отношениями Sm-Nd (табл. 2), что указывает на фракционирование Sm относительно Nd. А. В. Коваленко [12, с. 188–343] было показано, что к обогащению расплава Sm по отношению к Nd может привести кристаллизация алланита, имеющего больший коэффициент распределения для Nd, чем Sm.

Граниты группы 4, присутствующие в виде субгоризонтальных жильных тел, отличаются от других гранитоидов высокими содержаниями Rb

и отвечают составам гранитов S-типа (рис. 3, а). Соответственно к ним подходит все, сказанное о гранитах группы 3, тем более что граниты группы 4 отличает их структурное положение в виде пологих тел, контролирующих субгоризонтальные деформации [12]. Однако наличие таких структур не является показателем коллизийной обстановки, так как отсутствуют все характерные для нее признаки, хотя такая обстановка в неогарее предполагается рядом исследователей [12] для соседней Беломорской провинции. Другая отличительная особенность гранитов этой группы — низкие содержания всех HFS элементов Zr, Y, Nb, Ti и литофильных Sr и Ba. Они обеднены легкими РЗЭ, как и расположенные вблизи граниты Черевы (гр. 3), что требует иного источника, чем ТТГ породы, которым могли быть среднекислые вулканы, и характеризуются низкими величинами отношений $(La/Yb)_n$ и значительной отрицательной Eu-аномалией (рис. 4, з). Такие особенности состава могут быть объяснены присутствием в рестите плагиоклаза и амфибола, но не биотита. В определенной мере это согласуется с низкими содержаниями Zr (табл. 2) при достаточно значимых количествах щелочей, что указывает на относительно низкотемпературные условия их образования [31]. По аналогии с гранитами группы 3 они характеризуются отрицательными значениями $\varepsilon_{Nd}(t)$ и большим (около 3 млрд лет) модельным возрастом $t_{Nd}(DM)$ (табл. 4), что указывает на значительный интервал времени между отделением источника от мантии и его плавлением.

Граниты группы 5, наиболее широко распространенные в Карельской провинции, по составу типичные граниты I-типа. Моделирование, выполненное А. В. Коваленко [12, с. 188–343] на примере гранитов Остерского массива, показало возможность их образования в «результате 60 % плавления пород гранодиоритового состава с присутствием в составе рестита ортопироксена, граната и титаномагнетита». Таковыми могли быть древние (с возрастом около 3140 млн лет) гранодиориты района р. Выг [7] или Палой Ламбы [1]. Внутренняя неоднородность Остерской и других подобных интрузий обусловлена фракционной кристаллизацией. Все представленные массивы этой группы расположены в пределах древнего Водлозерского домена и имеют модельный возраст $t_{Nd}(DM)$ не менее 3 млрд лет (табл. 4), что характерно для большинства пород, слагающих домен.

К группе 6 отнесены компактно расположенные и сходные по составу граниты в северо-восточной части Карельской провинции, приуроченные к Парандовско-Пебозерскому зеленокаменному поясу. Детально их изучавшие В. В. Иваников с коллегами [5] рассматривают эти граниты как конечные члены габбро-диорит-гранодиорит-гранитной серии. Однако экспериментальные исследования по плавлению [22; 28] и Nd изотопные данные для гранитов этого возраста в других частях провинции указывают

на коровый источник, т. е. граниты группы 6, как и другие двуполевошпатовые граниты, являются более поздними образованиями по отношению к габбро и диоритам. По составу они близки к гранитам группы 5, отличаясь лишь отсутствием Eu-аномалии, что может указывать на более глубинные или высокотемпературные условия образования расплава при отсутствии в рестите плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Это подтверждается высокими содержаниями в них Sr и особенно Ba. Высокая температура плавления источника могла быть обеспечена подъемом плюма, как это и предполагается для времени около 2,7 млрд лет назад [1; 16]. Главная особенность гранитов этой группы — ее специализация в отношении Mo, U, W, Bi, Ag, Au, наиболее ярко выраженная в гранитах и лейкогранитах массива Лобаш, которые отличаются от остальных гранитов группы лишь более высокими содержаниями Rb и Nb.

Таким образом, наблюдаемые вариации состава неоархейских гранитов Карельской провинции, сформированных в течение довольно короткого интервала времени, не могут быть объяснены разными геодинамическими обстановками, а являются отражением различий в условиях плавления источника.

Выводы. Анализ имеющихся данных по геологии и химическому составу неоархейских двуполевошпатовых гранитов Карельской провинции Балтийского щита позволил сделать следующие выводы.

Двуполевошпатовые граниты широко представлены на всей территории провинции и формировались в течение короткого интервала времени 2,68–2,72 млрд лет назад, практически завершив становление архейской коры.

Граниты характеризуются большим разнообразием форм проявления от ультраметаморфических, возникших в результате преобразования пород ТТГ ассоциации, до разного размера интрузий и даек.

Вариации химического состава определяются в основном содержаниями РЭ и РЗЭ и зависят прежде всего от минерального состава рестита, который обусловлен в первую очередь глубиной плавления источника, т. е. давлением, и во вторую — температурой. Состав источника, который был представлен преимущественно породами ТТГ ассоциации, играл второстепенную роль.

Изотопный состав Nd в гранитах в пределах Водлозерского домена указывает на древний коровый источник, подобно древним ТТГ породам. В большинстве гранитов других доменов провинции этот состав свидетельствует об отделении источника от протолита незадолго до образования исходного расплава. Это подтверждают положительные значения $\epsilon_{Nd}(t)$ и модельный возраст $t_{Nd}(DM)$, близкий к возрасту гранитов.

Разнообразие форм проявления и химического состава гранитов не связано с вариациями геодинамической обстановки, которая

характеризовалась развитием плюма на всей территории Карельской провинции и, вероятно, на всей архейской части Балтийского щита.

Работа выполнена в рамках Госзадания (тема НИР № 0153-2019-0001).

1. Арестова Н. А. Корреляция процессов формирования архейской коры древнего Водлозерского домена (Балтийский щит) / Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, С. Б. Лобач-Жученко, Г. А. Кучеровский // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2015. — Т. 23, № 2. — С. 1–13.

2. Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / под ред. К. О. Кратца. — Л.: Наука, 1978. — 262 с.

3. Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии / под ред. К. О. Кратца. — Л.: Наука, 1969. — 226 с.

4. Гончаров А. Г., Кальнин К. А., Лизинский М. Д. и др. Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. — Л.: Недра, 1991. — С. 53–84.

5. Иваников В. В., Григорьева Л. В., Шинкарёв Н. Ф. и др. Позднеархейская рудно-магматическая гранит-молибденовая система в северо-восточной Карелии // Вестник СПбГУ. Сер. 7: Геология, география. — 1995. — Вып. 4, № 28. — С. 35–44.

6. Коваленко А. В., Ризванова Н. Г. Остерский плутон (Центральная Карелия) — древнейший массив двуполевошпатовых гранитов на Балтийском щите // Докл. РАН. — 2000. — Т. 373, № 2. — С. 210–214.

7. Лобач-Жученко С. Б. Эволюция Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса Карелии / С. Б. Лобач-Жученко, Н. А. Арестова, В. П. Чекулаев, О. А. Левченков, И. Н. Крылов, Л. К. Левский, Е. С. Богомолов, А. В. Коваленко // Петрология. — 1999. — Т. 7, № 2. — С. 156–173.

8. Лобач-Жученко С. Б. Архейские террейны Карелии: их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование / С. Б. Лобач-Жученко, В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова, Л. К. Левский, А. В. Коваленко // Геотектоника. — 2000. — № 6. — С. 26–42.

9. Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Берковский А. Н. Гнейсо-гранитные ареалы Карелии // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. — Л.: Наука, 1986. — С. 153–163.

10. Макеев А. Ф. Радиационно-химические превращения цирконов и их применение в геохронологии. — Л.: Наука, 1981. — 64 с.

11. Матреничев В. А. Выделение второй генерации архейских зеленокаменных поясов Карелии: Геология и геохронология / В. А. Матреничев, Л. О. Пинькова, О. А. Левченков, А. Ф. Макеев, С. З. Яковлева // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докладов. — М., 2000. — С. 245–247.

12. Ранний докембрий Балтийского щита / ред. В. А. Глебовицкий. — СПб.: Наука, 2005. — 711 с.

13. Чекулаев В. П., Арестова Н. А. Гетерогенность строения Карельской провинции Фенноскандинавского щита как отражение условий корообразования от палео- до неоархея // Эволюция вещественного и изотопного состава докембрийской литосферы / под ред.: В. А. Глебовицкий, Ш. К. Балтыбаев. — СПб.: Издательско-полиграфическая ассоциация высших учебных заведений, 2018. — С. 35–61.

14. Чекулаев В. П. Изменение условий формирования коры Карельской провинции Балтийского щита при переходе от мезо- к неоархею: результаты геохимических исследований / В. П. Чекулаев, Н. А. Арестова, Ю. С. Егорова, Г. А. Кучеровский // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2018. — Т. 26, № 3. — С. 3–23.

15. Чекулаев В. П., Лобач-Жученко С. Б., Левский Л. К. Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // *Геохимия*. — 1997. — № 8. — С. 808–816.
16. Arestova N. A., Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P. Early Precambrian mafic rocks of the Fennoscandian Shield as reflection of plume magmatism: Geochemical types and formation stages // *Russian journal of Earth Sciences*. — 2003. — Vol. 5, No. 3. — Pp. 145–163.
17. Chappell B. W., White A. J. R. Two contrasting granite types // *Pacific Geology*. — 1974. — Vol. 8. — Pp. 173–174.
18. Collins W. J., Beams S. D., White A. J. R. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. — 1982. — Vol. 80. — Pp. 189–200.
19. Condie K. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales // *Chemical Geology*. — 1993. — Vol. 104. — Pp. 1–37.
20. DePaolo D. J. Neodimium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic // *Nature*. — 1981. — Vol. 291. — Pp. 684–687.
21. Douce P. A. E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids // *Geology*. — 1997. — Vol. 25, No. 8. — Pp. 743–746.
22. Douce P. A. E., Beard J. S. Degidration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar // *Journal of Petrology*. — 1995. — Vol. 36. — Pp. 707–738.
23. Eby G. N. The A-type granitoids. A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*. — 1990. — Vol. 26. — Pp. 115–134.
24. Huhma H., Manttari I., Peltonen P. et al. The age of the Archaean greenstone belts of Finland // *Geological Survey of Finland, Special Paper*. — 2012. — Vol. 12. — Pp. 73–174.
25. Huhma H., Kontinen A., Mikkola P. et al. Nd isotopic evidence for Archaean crustal growth in Finland // *Geological Survey of Finland, Special Paper*. — 2012. — Vol. 12. — Pp. 175–212.
26. Lobach-Zhuchenko S. B., Rollinson H. R., Chekulaev V. P. et al. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // *Lithos*. — 2005. — Vol. 79. — Pp. 107–128.
27. Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. — 1984. — Vol. 25. — Pp. 956–983.
28. Rapp R. P., Watson E. B., Miller C. F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities // *Precambrian Research*. 1991. — Vol. 51. — Pp. 1–25.
29. Roberts M. P., Clemens J. D. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids // *Geology*. — 1993. — Vol. 23. — Pp. 825–828.
30. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / eds.: A. D. Saunders, M. J. Norry // *Magmatism in the ocean basins*. — Geological Society, London, Special Publications, 1989. — Vol. 42. — Pp. 313–345. — URL: <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>.
31. Watson J. B., Harrison T. M. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety crustal magma types // *Earth and Planetary Science Letters*. — 1983. — Vol. 64. — Pp. 295–304.
- petrology of the Archaean granite-greenstone complex of the Central Karelia] Ed. by K. O. Krattsa. Leningrad: Nauka. 1978. 262 p.
3. *Geologiya i petrologiya granito-gneysovoy oblasti Yugo-Zapadnoy Karelii* [Geology and petrology of the granite-greenstone terrain of the South-Western Karelia]. Ed. by K. O. Krattsa. Leningrad: Nauka. 1969. 226 p.
4. Goncharov A. G., Kal'nin K. A., Lizinskiy M. D. et al. Seismo-geologic characteristics of the earth's crust of the Karelia. *The problems of the complex interpretation of geology-geophysics data*. Leningrad: Nedra. 1991. Pp. 53–84. (In Russian).
5. Ivanikov V. V., Grigor'eva L. V., Shinkarev N. Ph. et al. Late-Archaean ore-magmatic granite-molibdenium system in the North-Eastern Karelia. *Vestnik SPbGU. Ser. 7: geology-geography*. 1995. Vol. 4, No. 28, pp. 35–44. (In Russian).
6. Kovalenko A. V., Rizvanova N. G. Ostersky pluton (Central Karelia) — the oldest massif of two-feldspate granites on the Baltic Shield. *Doklady RAS*. 2000. Vol. 373. No. 2, pp. 210–214. (In Russian).
7. Lobach-Zhuchenko S. B., Arestova N. A., Chekulaev V. P. et al. Evolution of the South-Vygozero greenstone belt of the Karelia. *Petrologiya*. 1999. Vol. 7, No. 2, pp. 156–173. (In Russian).
8. Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Arestova N. A. et al. Archean terranes of Karelia: their geological and isotope-geochemical substantiation. *Geotektonika*. 2000. No. 6, pp. 26–42. (In Russian).
9. Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Berkovskiy A. N. Gneiss-granite areas of Karelia. *Problems of the evolution of the Precambrian lithosphere*. Leningrad: Nauka. 1986. Pp. 153–163. (In Russian).
10. Makeev A. F. Radiatsionno-khimicheskie prevrashcheniya tsirkonov i ikh primeneniye v geokhronologii [Radiation-chemical transformations of zircons and their application in geochronology]. Leningrad: Nauka. 1981. 64 p.
11. Matrenichev V. A., Pin'kova L. O., Levchenkov O. A. et al. Isolation of the second generation of Archean greenstone belts of Karelia: Geology and geochronology. *Isotopic dating of geological processes: new methods and results: Abstract. Reports*. Moscow. 2000. Pp. 245–247. (In Russian).
12. Ranniy dokembriy Baltiyskogo shchita [Early Precambrian of the Baltic Shield]. Ed. by V. A. Glebovitskiy. St. Petersburg: Nauka. 2005. 711 p.
13. Chekulaev V. P., Arestova N. A. Heterogeneity of the structure of the Karelian Province of the Fennoscandian Shield as a reflection of crustal conditions from Paleo- to Neoproterozoic. *Evolution of the material and isotopic composition of the Precambrian lithosphere*. St. Petersburg. 2018. Pp. 35–61. (In Russian).
14. Chekulaev V. P., Arestova N. A., Egorova Ju. S., Kuchеровskiy G. A. Change in the conditions for the formation of the crust of the Karelian province of the Baltic Shield during the transition from Meso-Neoproterozoic: results of geochemical studies. *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*. 2018. No. 3, pp. 3–23. (In Russian).
15. Chekulaev V. P., Lobach-Zhuchenko S. B., Levskiy L. K. Archaean granites of Karelia as the indicators of composition and age of continental crust. *Geokhimiya*. 1997. No. 8, pp. 808–816. (In Russian).
16. Arestova, N. A., Lobach-Zhuchenko, S. B., Chekulaev, V. P. 2003: Early Precambrian mafic rocks of the Fennoscandian Shield as reflection of plume magmatism: Geochemical types and formation stages. *Russian journal of Earth Sciences*. 5. 3. 145–163.
17. Chappell, B. W., White, A. J. R. 1974: Two contrasting granite types. *Pacific Geology*. 8. 173–174.
18. Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. 1982: Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 80. 189–200.
19. Condie, K. 1993: Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*. 104. 1–37.

1. Arestova N. A., Chekulaev V. P., Lobach-Zhuchenko S. B. et al. Correlation of the formation of the Archean crust of the ancient Vodlozersky domain (Baltic Shield). *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*. 2015. Vol. 23, No. 2, pp. 1–13. (In Russian).

2. Geologiya i petrologiya arkheyskogo granitno-zele-nokamennogo kompleksa Tsentral'noy Karelii [Geology and

20. DePaolo, D. J. 1981: Neodimium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*. 291. 684–687.
21. Douce, P. A. E. 1997: Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*. 25. 8. 743–746.
22. Douce, P. A. E., Beard, J. S. 1995: Degidration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*. 36. 707–738.
23. Eby, G. N. 1990: The A-type granitoids. A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*. 26. 115–134.
24. Huhma, H., Manttari, I., Peltonen, P. et al. 2012: The age of the Archaean greenstone belts of Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*. 12. 73–174.
25. Huhma, H., Kontinen, A., Mikkola, P. et al. 2012: Nd isotopic evidence for Archaean crustal growth in Finland. *Geological Survey of Finland, Special Paper*. 12. 175–212.
26. Lobach-Zhuchenko, S. B., Rollinson, H. R., Chekulaev, V. P. et al. 2005: The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos*. 79. 107–128.
27. Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*. 25. 956–983.
28. Rapp, R. P., Watson, E. B., Miller, C. F. 1991: Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities. *Precambrian Research*. 51. 1–25.
29. Roberts, M. P., Clemens, J. D. 1993: Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*. 23. 825–828.
30. Sun, S. S., McDonough, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the ocean basins*. — Geological Society, London, Special Publications. 42. 313–345. <http://dx.doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>.
31. Watson, J. B., Harrison, T. M. 1983: Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*. 64. 295–304.

Чекулаев Валерий Петрович — доктор геол.-минерал. наук, гл. науч. сотрудник, ИГГД РАН¹. <vpchekulaev@mail.ru>
 Арестова Наталья Александровна — доктор геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ИГГД РАН¹.
 <narestova2009@rambler.ru>

Егорова Юлия Сергеевна — канд. геол.-минерал. наук, науч. сотрудник ИГГД РАН¹. <ax-ox-yx@mail.ru>

Chekulaev Valeriy Petrovich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, IPGG RAS¹.
 <vpchekulaev@mail.ru>

Arestova Natalia Aleksandrovna — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, IPGG RAS¹.
 <narestova2009@rambler.ru>

Egorova Yulia Sergeevna — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Researcher, IPGG RAS¹. <ax-ox-yx@mail.ru>

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия.
 Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences (IGGP RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia.

А. Н. СИРОТКИН (АО «ПМГРЭ»),
А. Н. ЕВДОКИМОВ (СПГУ)

Новые данные по U-Pb датированию метаморфизованных интрузий основного и ультраосновного составов северной части полуострова Нью-Фрисланд (остров Западный Шпицберген)

На материалах геологосъемочных работ масштаба 1 : 100 000 рассмотрены особенности геологического строения северной части полуострова Нью-Фрисланд (архипелаг Шпицберген). Предложены новые данные по двум комплексам метаматитов: ультрабазитов и габброидов, многочисленные тела которых прорывают раннепротерозойские гнейсы, кварциты и амфиболиты серии Атомфьелла. Впервые определены U-Pb методом по циркону возрасты этих метаматитов (1471 ± 13 и 1349 ± 11 млн лет соответственно), указывающие на эндогенные процессы более поздних этапов термальной активизации древнего кратона.

Ключевые слова: Шпицберген, кристаллический фундамент, ультрабазиты, габброиды, метаморфизм, циркон, U-Pb метод.

A. N. SIROTKIN (STOCK VENTURE «PMGE»),
A. N. EVDOKIMOV (SPMU)

New data on U-Pb dating of basic and ultrabasic metamorphosed intrusions in the north Ny-Friesland Peninsula (West Spitsbergen)

Geology of the north Ny-Friesland Peninsula (Spitsbergen Archipelago) are discussed based on data of geological surveys at a scale of 1:100,000. In the paper presented are new data on two metamagmatite complexes: ultrabasic and gabbroid, whose numerous bodies intrude the Early Proterozoic gneiss, quartzite, and amphibolite of the Atomfjella series. The ages of these metamagmatites (1471 ± 13 and 1349 ± 11 Ma, respectively) were first determined by the U-Pb zircon method that indicates endogenous processes of later stages of the old craton thermal activation.

Keywords: Spitsbergen, crystalline basement, ultrabasic rock, gabbro, metamorphism, zircon, U-Pb method.

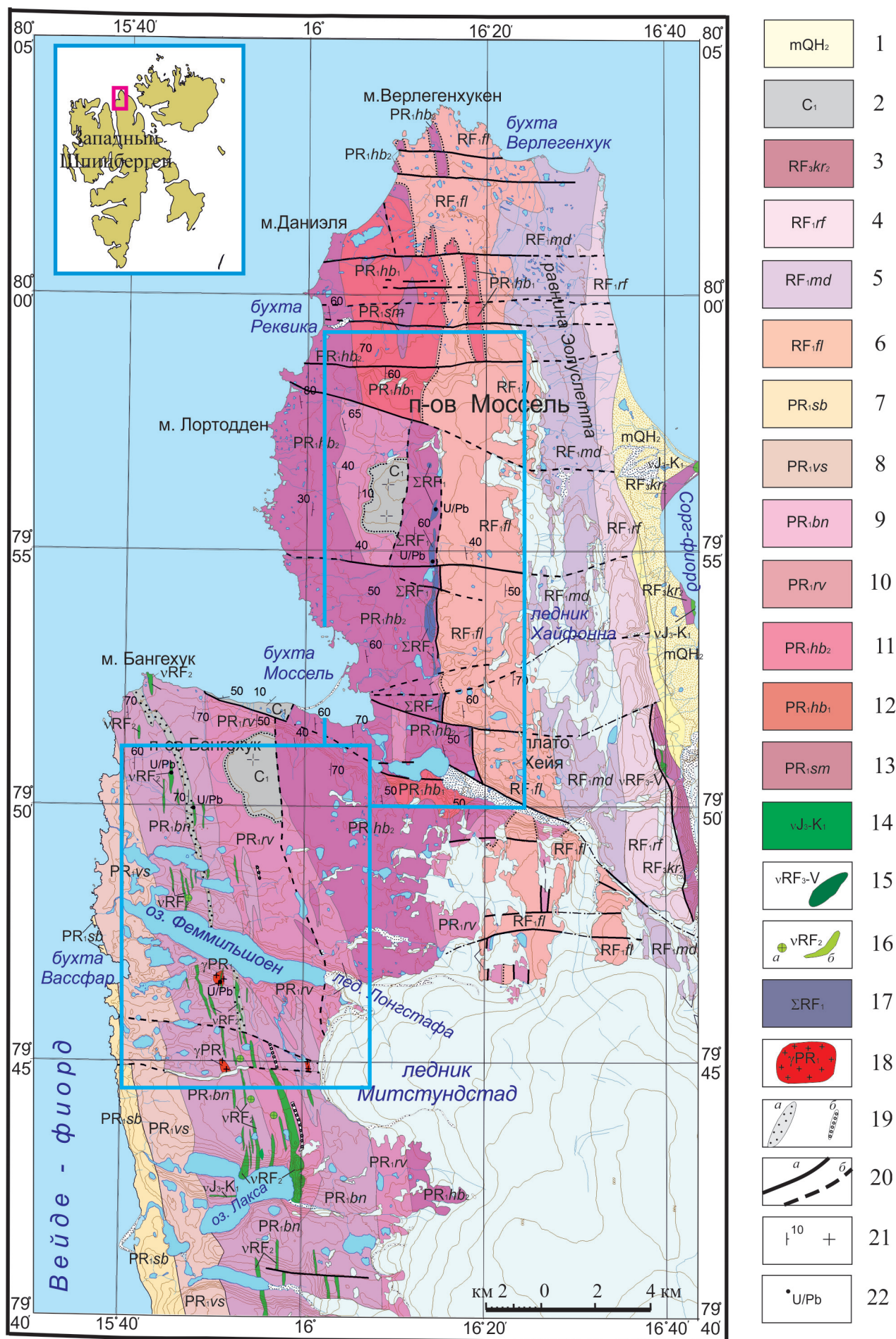
Для цитирования: Сироткин А. Н., Евдокимов А. Н. Новые данные по U-Pb датированию метаморфизованных интрузий основного и ультраосновного составов северной части полуострова Нью-Фрисланд (остров Западный Шпицберген) // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 81. — С. 45–59.

Введение. Полуостров Нью-Фрисланд — ключевой эталонный район докембрия Шпицбергена, являющийся признанным тектонотипом раннепротерозойского фундамента в этом районе Арктики [2; 4; 10]. Его изучение дает информацию для региональной корреляции разновозрастных комплексов и реконструкции тектонических событий как в пределах архипелага, так и в масштабах Западно-Арктического региона. Полуостров находится на северо-востоке о-ва Западный Шпицберген и сложен породами складчатого основания раннепротерозойского — раннепалеозойского и осадочными образованиями чехла позднепалеозойского возрастов. В современном эрозионном срезе складчатого основания выделяются две структуры первого порядка [2]: антиклинорий Западного Нью-Фрисланда и Хинлопенский синклиний.

Хинлопенский синклиний образован верхнерифейскими — нижнепалеозойскими породами,

своей осевой частью приурочен к проливу Хинлопен, а его западное крыло располагается в пределах Нью-Фрисланда. Ось синклиория совпадает с длительно развивающимся разломом глубокого заложения. Для западного крыла синклиория характерно северо-северо-западное простирание на севере и меридиональное с небольшими отклонениями к востоку — на юге. Крыло осложнено серией складок второго порядка, размах крыльев которых достигает 7–8 км. Шарниры складок полого погружаются в северных румбах, углы падений на крыльях меняются в пределах 30° – 70° .

Антиклинорий Западного Нью-Фрисланда сложен в большей части породами нижнепротерозойской серии Атомфьелла и представляет выступ карельского кристаллического основания, что надежно подтверждено целой серией изотопных датировок. Его восточная граница совпадает с тектоническим контактом между породами верхнерифейского комплекса Лумфьорд



и нижнерифейской серии Моссель. Западная граница структуры проходит по Билле-фьордской зоне разломов. В пределах северной части полуострова (рис. 1) ядро антиклинория обнажается в районе долины Моссель и на крайнем севере, в районе оз. Флотан. Это антиклинали Флотан и Инструментбергет, которые осложнены более мелкими структурами.

Между первично осадочно-вулканогенной серией Атомфьелла (нижний протерозой) и первично осадочной песчано-глинистой серией Моссель (нижний рифей) наблюдается структурное несогласие. Также оно предполагается между серией Моссель и осадочными толщами верхнерифейской серии Лумфьорд [4]. Интрузивные комплексы представлены докембрийскими анатектическими гранитоидами и метаморфизованными ультрабазитами, метагабброидами, метабазами. Раннепалеозойские граносиениты обнажаются на юге Нью-Фрисланда [4; 14].

Выполненные ранее геохронологические исследования позволили установить возрастной спектр термальных событий, запечатленных в породах Нью-Фрисланда. Изотопные датировки (U-Pb, Pb-Pb, Rb-Sr, Ar-Ar, K-Ar, Sm-Nd) отражают основные этапы магматизма и метаморфизма [3; 4; 7; 9; 11; 14]. Самые древние возрасты по цирконам (U-Pb и Pb-Pb) отвечают интервалам 2700–2400 и 1770–1730 млн лет: первые указывают возможные возрасты архейского протолита (детритовые цирконы), вторые маркируют региональный метаморфизм позднекарельского возраста и связанные с ним анатектические граниты. Молодые возрасты, полученные в основном по слодам (K-Ar и Rb-Sr), соответствуют интервалу 470–380 млн лет и указывают на каледонский этап перестройки фундамента. Промежуточные цифры (Pb-Pb метод по обломочным цирконам либо внешним каймам метаморфогенных цирконов) могут отражать рифейский этап становления комплексов фундамента. При этом надо отметить, что отсутствуют надежные датировки по главным магматическим объектам полуострова – метаультрабазитам района Моссельдален и метагабброидам района оз. Феммильшое. Тем не менее на основе имеющихся данных можно выделить позднеархейский, раннепротерозойский, среднерифейский и раннепалеозойский этапы тектонического развития фундамента Нью-Фрисланда [6]. На сегодняшний день остаются неясными события среднего рифея (гренильские) на Нью-Фрисланде, хорошо

проявленные в других районах архипелага (Северо-Западный Шпицберген, Северо-Восточная Земля), а также позднерифейско-вендские, хотя в осевой части полуострова присутствуют тела метабазитов, условно отнесенные к этому возрасту.

Для более объективной реконструкции каждого этапа и корректного сопоставления со сходными по возрасту тектоно-термальными событиями в фундаменте других районов Шпицбергена рассмотрим новые данные по изотопным характеристикам метаморфизованных интрузивных образований северной части полуострова.

Методы исследования. Возраст цирконов определялся локальным U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по стандартной методике [15]. Для выбора точек датирования в зернах циркона использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные (КЛ) изображения циркона. Выделение монофракции циркона проводилось в ЦАЛ ВСЕГЕИ. Тяжелые немагнитные фракции, в которых находился циркон, получены с помощью электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей. Составы изученных пород (породообразующие и малые элементы) получены в ЦАЛ ВСЕГЕИ. При построении спектров распределения РЗЭ состав пород нормировался на состав хондрита CI [12]. В работе использованы символы породообразующих минералов по [17].

Характеристика изученных объектов. В ходе геологосъемочных работ масштаба 1 : 100 000 в 2014–2015 гг. геологами ПМГРЭ были детально закартированы два участка в северной части полуострова (рис. 1), где выходят на поверхность тела метаморфизованных интрузий. Участок Моссельдален расположен в западной части п-ова Моссель к северу от бухты Моссель и занимает окрестности оз. Моссель, нижнее течение долины Моссельдален, большую часть равнины Полхем и горный массив к востоку от нее. Второй участок – Феммильшое – расположен южнее бухты Моссель в пределах окрестностей крупного оз. Феммильшое (по-русски – оз. Пятимильное) от истока вытекающей из озера речки на западе и до ледника Лонгстафа на востоке. В структурном плане оба участка приурочены к антиклинорию Западного Нью-Фрисланда, но их геологические характеристики заметно различаются.

Рис. 1. Геологическая карта северной части полуострова Нью-Фрисланд (синим контуром показаны участки работ)

1 – четвертичные морские отложения; 2 – нижний карбон (конгломераты, песчаники); 3 – верхний рифей, серия Лумфьорд (подсвита верхняя Кортбреен); 4–6 – нижний рифей, серия Моссель (свиты: 4 – Ризефьеллет, 5 – Моссельдален, 6 – Флоен); 7–13 – нижний протерозой, серия Атомфьелла (свиты: 7 – Сёрбреен, 8 – Вассфарет, 9 – Бангенхук, 10 – Риттерватнет, 11 и 12 – подсвиты верхняя и нижняя Харкербреен соответственно, 13 – Смутсбреен); 14–18 – магматические комплексы (14 – мезозойских долеритов, 15 – позднерифейско-вендских метабазитов, 16 – среднерифейских метагабброидов (а – штоки, б – силлы), 17 – раннерифейских ультрабазитов, 18 – раннепротерозойских анатектических гранитоидов); 19 – прослои некоторых типов метаосадочных пород в разрезах серии Атомфьелла (а – микрогнейсы, кварциты, сланцы, б – метаконгломераты); 20 – разрывные нарушения (а – достоверные, б – предполагаемые); 21 – элементы залегания (наклонные, горизонтальные); 22 – точки отбора проб на абсолютный возраст

Участок Моссельдален сложен в основном породами свиты Харкербреен (серия Атомфьелла) и свиты Флоен (серия Моссель). Свита Харкербреен образована кварцитами, гнейсами и амфиболитами. В составе свиты Флоен присутствуют слюдистые гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы и кварциты. В пределах участка хорошо фиксируется тектонический контакт между этими сериями, а в центре участка выведен на поверхность тектонический клин, внутри которого в обнажениях наблюдаются нормальные геологические взаимоотношения пород обеих серий. На северо-западе участка Моссельдален и в центре присутствуют выходы пород свиты Риттерватнет (кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиры, амфиболиты, кварциты, гнейсы и микрогнейсы, метаконгломераты); кроме того, в пределах участка установлен крупный останец нижнекарбонных конгломератов. Участок располагается в периклинальной зоне антиклинория Западного Нью-Фрисланда. Здесь ядро антиклинория осложнено большим количеством разрывных нарушений разного простирания и складками II порядка. Поэтому ядро антиклинория на разных участках представлено породами разных свит (подсвит) серии Атомфьелла. Разрывные нарушения субширотные и субмеридиональные; самое крупное разделяет выходы толщ серий Атомфьелла и Моссель. Такие же нарушения ограничивают локальные блоки пород нижнего карбона. Полевые наблюдения свидетельствуют о том, что эти разломы самые древние в этом районе, но их омоложение произошло в послекарбонное время.

Важной чертой геологического строения участка Моссельдален является наличие здесь группы тел докембрийских метаморфизованных ультрабазитов, которые вытягиваются в субмеридиональном направлении через осевую часть этой площади вдоль тектонического контакта между двумя упомянутыми сериями, образуя горный массив Полхемхёгда. Это субвертикально залегающие линзовидные тела мощностью от 20–50 до 200–400 м и протяженностью до 4–5 км [13]. Их детальное описание и структурно-геологическая характеристика до сих пор не были сделаны. Возраст ультрабазитов определялся ранее как раннепротерозойский из общегеологических соображений, а также на основании датировки, полученной K-Ar методом [1].

Участок Феммильшоеен сложен породами нескольких свит серии Атомфьелла: уже упомянутых свит Харкербреен и Риттерватнет, свиты Бангенхук, представленной гнейсами, амфиболитами, реже микрогнейсами и кварцитами. Последние формируют выдержанный горизонт в средней части свиты. На участке также присутствуют породы свиты Вассфарет, в составе которой микрогнейсы, сланцы, амфиболиты и кварциты. Толща метаморфитов отличается интенсивной складчатостью; на юго-востоке участка зафиксированы проявления послонной мигматизации. Участок Феммильшоеен располагается на западном крыле

антиклинория Западного Нью-Фрисланда. Это крыло осложнено разрывными нарушениями разного простирания и складками II порядка.

Антиклиналь Инструментбергет, ядро которой сложено породами нижней подсвиты свиты Харкербреен, располагается к северо-востоку от участка Феммильшоеен. Фактически участок Феммильшоеен расположен на западном крыле антиклиналя, где породы имеют генеральное падение на запад с углами до 80°. Крыло осложнено более мелкими складками, которые хорошо видны на схеме в районе оз. Феммильшоеен (рис. 1). Это сопряженные антиклинали и синклинали обычно изоклинальные, часто запрокинутые, шириной до 2 км. В ядрах синклиналей чаще всего выходят породы свиты Бангенхук, а антиклиналей — породы свит Риттерватнет и Харкербреен. Углы падения на крыльях этих складок меняются от 20°–30° до 60°–70°. В свою очередь крылья этих складок осложнены пликативными структурами более высоких порядков. Разрывные структуры на изученной площади представлены двумя крупными нарушениями — субмеридиональным и субширотным, но их выделение затруднено из-за слабой обнаженности территории.

В пределах участка закартированы выходы магматических тел двух комплексов: раннепротерозойских анатектических гранитоидов и среднерифейских метагабброидов. Комплекс анатектических гранитоидов п-ова Нью-Фрисланд включает мелкие тела гранитов и гранодиоритов, приуроченных в основном к образованиям свиты Бангенхук. Самое известное и наиболее крупное тело расположено на участке горы Бреннколлен, на южном берегу оз. Феммильшоеен. Мощности тел достигают 100 м; они прослеживаются по простиранию до 400–700 м. Гранитоиды имеют с вмещающими гнейсами как постепенные переходы, так и резко секущие контакты. Возраст гранитоидов (U-Pb) определен как раннепротерозойский — 1754 ± 6 млн лет [4], т. е. соответствует периоду пика позднекарельского ультраметаморфизма.

Комплекс метагабброидов п-ова Нью-Фрисланд [8; 13] представлен телами метаморфизованных габброидов, встречающихся чаще всего в полосе выходов гнейсов свиты Бангенхук, реже свиты Риттерватнет. Полоса выходов тел метагабброидов протягивается от северо-западного угла участка до самого юга. По наблюдениям Р. Гайера [8], согласные тела метагабброидов в западной части Нью-Фрисланда представлены метадолеритами и метамикроноритами; наряду с гиперстеном в породах может присутствовать и оливин. Автор указывает на существование двух фаз внедрения габброидов, описывает рвущий контакт между породами обеих фаз, но не дает их раздельной характеристики. Для пород характерны широкие метаморфические изменения; для крупных тел описана метаморфическая зональность. В целом автор выделяет пять таких зон: первая центральная (только в наиболее мощных телах) представлена неизменным габброидом с офитовой или субофитовой структурой; пятая

краевая зона — рассланцованными амфиболитами мощностью до 3–5 м. По мнению Р. Гайера [8], внедрение основной магмы происходило в холодные вмещающие гнейсы (подтверждено наличием ксенолитов) без воздействия высоких давлений. Более поздние деформации и метаморфизм накладывались на уже остывшие раскристаллизованные породы.

Единственная датировка, сделанная по цирконам из амфиболитов (возможно, из тела метагабброидов) U-Pb методом, дала результат 1302 ± 25 млн лет [16], что отвечает среднему рифею. Известно также, что в районе горы Бреннколлен (к югу от оз. Феммильшое) тело метагабброидов прорывает анатектические гранитоиды раннего протерозоя [4], что указывает на их более молодой возраст по сравнению с карельскими образованиями.

Комплекс докембрийских ультрабазитов в районе долины Моссельдален. Гипербазитовый комплекс п-ова Моссель представлен серией вытянутых в одну линию субвертикально залегающих линзовидных тел протяженностью до 1000 м и более. Все тела приурочены к тектоническому контакту между сериями Атомфьелла и Моссель, всегда оставаясь в поле развития пород первой. От пород серии Моссель их всегда отделяет полоса шириной 100–150 м рассланцованных кварцитов и амфиболитов свиты Харкербреен. Гипербазиты серпентинизированы, первичные минералы отмечаются очень редко в центральных частях тел. Возраст гипербазитов был определен ранее K-Ar методом по породе (вал) и отдельным минералам и составил 1870 ± 52 млн лет [1], что противоречит геологической ситуации, так как в этом случае метаматиты являются более древними, чем вмещающие их породы (при этом уровень их метаморфизма намного ниже метаморфизма вмещающих кварцитов, амфиболитов и кристаллосланцев).

В ходе геолого-геофизических работ было проведено изучение формы тел ультрабазитов, характер их контактов, петрографо-петрохимические и петрофизические (магнитная характеристика) особенности этих пород. В общей сложности в ходе картирования участка Моссельдален нами было выделено семь самостоятельных, изолированных друг от друга тел, обычно представляющих скальные выходы иногда до 100–150 м высотой. Все тела вытянуты в субмеридиональную цепочку, за исключением самого южного, смещенного по субширотному разлому на восток почти на один километр. Отметим, что два южных тела, имеющих почти равную мощность (примерно 50–80 м) и другие схожие параметры, являются фрагментами одного более крупного и разбитого серией субширотных разломов. На дневной поверхности эти фрагменты (рис. 1) обладают протяженностью 600 и 1000 м; самый южный выклинивается к югу, а второй ограничен с юга и севера тектоническими нарушениями. В целом мощность линзовидных тел меняется от

20–50 до 200–400 м при максимальной протяженности до 4–5 км. Исключение — самое северное тело, впервые выявленное в ходе наших работ: оно имеет форму субвертикального штока диаметром до 15 м.

Макроскопически ультрабазиты представлены бурыми и темно-бурыми с ячеистой текстурой поверхности породами; в свежем сколе это темно-серые мелкозернистые породы с хорошо видной магматической структурой. В шлифах первичные минералы (Ol, Орх, Срх) встречаются в виде небольших неправильной формы фрагментов (до 5–10 % объема шлифа) среди измененной массы породы. В результате выяснилось, что первоначально породы имели крупнозернистую структуру и были сложены Орх и Ol; Срх встречается очень редко. Еще одним минералом I генерации является хроммагнетит, который хорошо сохранился в породах, где формирует правильные изометричные зерна размером до одного миллиметра. Основную массу шлифов составляют вторичные (метаморфогенные) минералы (иногда до 90–95 %): Act, Chl, Srp, Carb, Tlc. Рудные минералы, кроме уже описанного хроммагнетита, представлены магнетитом (тончайшие выделения неправильной формы), ильменитом, пирротинном, пентландитом.

Текстурно-структурные характеристики пород не предполагают сильного воздействия на них процессов регионального метаморфизма. На это же указывает и минеральный состав пород: ассоциация вторичных минералов — низкотемпературная, что резко контрастирует с ассоциациями породообразующих минералов вмещающих метаморфических пород серии Атомфьелла. В то же время высокие вариации в содержаниях новообразованных минералов могут указывать на присутствие в массиве ультрабазитов магматических пород разного типа.

Химические составы ультрабазитов представлены в табл. 1. Для этих пород характерны высокие потери при прокаливании (п.п.п.), а также высокие содержания MgO и низкие — SiO₂, Al₂O₃, CaO и щелочей. Вынесение фигуративных точек проанализированных пород (совместно с материалами предшественников [4]) на диаграмму SiO₂ — Na₂O + K₂O показало, что в выборке могут присутствовать породы, соответствующие по своему составу дунитам, перидотитам и пироксенитам, при этом аналоги пироксенитов заметно преобладают (рис. 2).

Содержания микроэлементов и РЗЭ в ультрабазитах (табл. 1) близки к кларкам для ультраосновных пород. Исключение составляют хром, а также галлий, ниобий, торий, цирконий, концентрация которых в 1,5–4 раза выше кларка, и никель, медь, барий, присутствующие в породах в пониженных количествах. Сумма содержаний РЗЭ (TR) находится в пределах 10,69–26,13 г/т, что характерно для ультраосновных пород лерцолитового состава. Европиевая аномалия имеет в целом слабовыраженный положительный характер. Распределение РЗЭ, нормированных

Представительные химические составы метаультрабазитов полуострова Моссель

Компо- ненты	3892-1	3924-1	3929-1	3930-1	3965-2	3969-1	3971-3	3995-1	3997-1
SiO ₂	40,30	43,70	43,00	39,00	40,60	44,20	42,00	42,70	38,80
TiO ₂	0,37	0,50	0,28	0,30	0,29	0,50	0,29	0,37	0,30
Al ₂ O ₃	3,90	4,48	3,42	3,19	4,04	6,73	3,40	3,94	3,61
Fe ₂ O ₃	6,39	6,29	6,85	8,88	6,37	3,95	7,53	8,24	9,25
FeO	7,31	7,98	7,07	5,82	5,32	9,97	5,40	5,65	5,65
MnO	0,20	0,20	0,28	0,24	0,19	0,19	0,22	0,24	0,21
MgO	29,50	27,00	27,70	29,30	30,10	21,00	28,00	25,60	30,00
CaO	1,47	2,40	2,21	2,99	2,41	7,99	4,10	4,18	1,65
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,23	0,05
K ₂ O	0,019	0,051	0,13	0,01	0,058	0,048	0,058	0,08	0,025
P ₂ O ₅	0,015	0,04	0,04	0,053	0,04	0,053	0,04	0,04	0,04
п.п.п.	8,57	5,88	7,72	8,86	9,23	4,22	7,84	7,13	8,94
Сумма	98,13	98,57	98,75	98,69	98,70	98,90	98,93	98,40	98,53
Ba	17,2	11,9	20,1	4,43	5,51	4,5	6,92	11,1	6,42
Sr	22,2	11,9	48,5	46,9	20,1	24,1	37,8	53,1	18,3
Rb	1	2,44	5,7	1	1	1	1	1	1
Nb	1,8	3,29	2,8	1,41	2,28	5,35	2,19	1,61	1,29
Zr	30,8	44,2	36,1	33,3	29,8	36,7	33	30,8	27,4
Hf	0,84	1,34	1,02	0,71	0,84	1,02	0,61	0,74	0,66
Th	0,47	0,67	0,79	0,49	0,26	0,32	0,25	0,43	0,28
Ga	4,96	5,94	4,92	4,36	4,99	7,19	4,38	4,7	4,26
La	3,77	4,28	3,57	4,98	1,29	3,78	1,97	3,97	2,51
Ce	6,86	8,91	7,21	10,1	3,08	8,58	5,08	8,1	4,99
Pr	0,88	1,11	0,94	1,24	0,45	1,17	0,59	0,92	0,61
Nd	3,26	4,64	3,64	4,95	2,17	5,16	2,85	4,76	2,87
Sm	0,71	0,9	0,82	1,01	0,56	1,14	0,8	0,97	0,59
Eu	0,27	0,33	0,25	0,39	0,28	0,48	0,35	0,38	0,2
Gd	0,72	0,94	0,93	1,02	0,64	1,13	0,87	1,06	0,66
Tb	0,11	0,17	0,14	0,15	0,11	0,16	0,14	0,17	0,092
Dy	0,72	1,1	0,8	0,89	0,73	1,16	1,02	1,14	0,65
Ho	0,16	0,23	0,17	0,18	0,18	0,24	0,21	0,23	0,16
Er	0,46	0,6	0,52	0,49	0,48	0,62	0,6	0,68	0,41
Tm	0,062	0,12	0,1	0,076	0,093	0,097	0,095	0,093	0,085
Yb	0,41	0,69	0,55	0,59	0,55	0,52	0,56	0,6	0,41
Lu	0,059	0,089	0,087	0,065	0,073	0,096	0,082	0,092	0,061
Y	5,03	7,43	6,04	6,03	5,99	7,27	6,8	6,59	4,99
V	87,7	144	89,2	88,4	92,2	124	97,9	119	85
Cr	3740	3210	3150	3320	3860	1580	3170	3710	3360
Co	90,3	93,5	88,4	105	94,6	90,3	89,3	115	108
Ni	868	905	888	977	1070	470	922	785	993
Cu	27	40,7	36,4	53,5	55,4	15,1	43,5	36,8	26,4
Sc	13,4	15,6	12,8	11,8	14,8	22,9	13,3	14,2	13
TR	18,45	24,11	19,73	26,13	10,69	24,33	15,22	23,17	14,30
Eu/Eu*	1,15	1,1	0,88	1,18	1,43	1,29	1,28	1,14	0,98

Примечание. Пробы А. Н. Сироткина (лаборатория ВСЕГЕИ), макрокомпоненты в масс. %, микроэлементы в г/т.

к хондриту, указывает на геохимическую неоднородность этих пород, что может быть связано либо с их дифференциацией, либо неравномерностью метаморфогенных изменений. В целом же, наряду с заметным накоплением РЗЭ в породах, необходимо указать на значительное обогащение пород легкими лантаноидами по сравнению с тяжелыми. По этим показателям породы можно соотнести с лерцолитами, формировавшимися в зонах обогащенной мантии под континентами. Колебания Eu/Eu^* показывают, что данные породы, не являясь результатом значительной кристаллизационной дифференциации ультраосновной магмы, не могут быть просто мантийным реститом, на что указывает обогащение пород одновременно суммой РЗЭ и легкими РЗЭ. Следовательно, эти породы (лерцолиты) — результат мантийного анатексиса под континентом и средних (но добазальтовых) этапов фракционирования образовавшейся ультраосновной магмы.

Работа с дискриминационными диаграммами показала, что породы по своему химизму могут соответствовать коматиитам, т. е. ультрабазитам, образовавшимся при анатексисе примитивной мантии или близкой к ней по составу, и по обстановкам формирования близки внутриплитным образованиям [4].

Зерна циркона, отобранные из ультрабазитов, изучены в ЦИИ ВСЕГЕИ. Среди них были выделены индивиды двух резко различающихся типов (рис. 3).

К первому типу, генезис которого мы определяем как магматический, относятся прозрачные и полупрозрачные с темной окраской субидiomорфные кристаллы и их обломки призматического и короткопризматического обликов, размеры которых в пределах 40–150 мкм при коэффициенте удлинения 1,5–4. Огранка кристаллов определяется гранями призмы; реже — сочетанием граней призмы и дипирамиды. Все кристаллы и их обломки неоднородны в КЛ изображении: здесь всегда четко выделяются центральные и периферийные части, которые различаются степенью просветления (центры в целом светлее). Осцилляционная зональность в кристаллах проявлена нечетко: она более широкая в центральных частях зерен и более тонкая — в периферийных. В отдельных кристаллах можно наблюдать несогласные (дискордантные) соотношения между зональностью центральных и периферийных частей кристаллов. Ко второму типу (генезис наложенный, метаморфогенно-метасоматический) относятся обломки светлых прозрачных зерен неправильной формы с размерами в пределах 50–100 мкм, которые характеризуются отсутствием более или менее выраженного удлинения. Их неправильная форма характеризуется остроугольными краями, часто с входящими углами; первоначальный облик кристаллов не поддается реконструкции. Видимо, это обломки крупных кристаллов, разрушенных при дроблении пробы. В КЛ изображении они однородны, какой-либо зональности не наблюдается. От

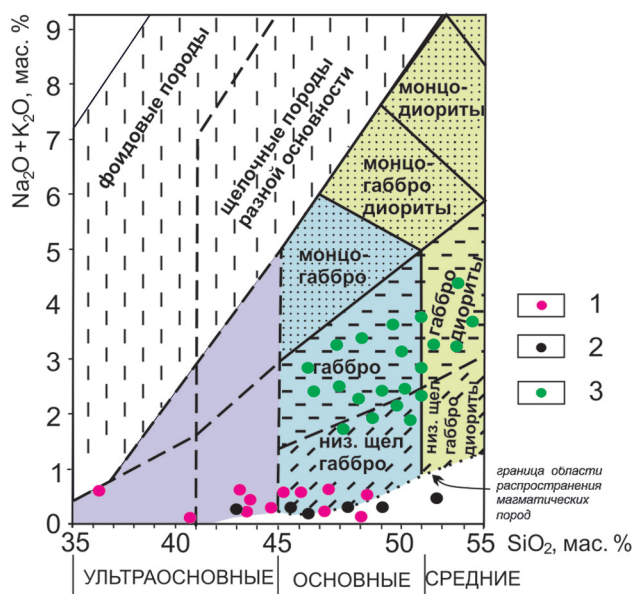


Рис. 2. Диаграмма $SiO_2 - Na_2O + K_2O$ для ультрабазитов и габброидов полуострова Нью-Фрисланд

1, 2 — пробы ультрабазитов (1 — сборов 2014 г.; 2 — из [4]); 3 — пробы габброидов (сборы 2014–2015 гг.). Все анализы пересчитаны на сухой остаток

цирконов первой группы они резко отличаются по степени прозрачности.

Цирконы, изученные в лаборатории и представленные на рис. 3, показали большой разброс индивидуальных значений возраста ($^{206}Pb/^{238}U$) от 427 до 1698 млн лет. Эти значения, вынесенные на диаграмму с конкордией (рис. 4, табл. 2), продемонстрировали, что четыре точки легли очень компактно на дискордию в районе отметки 1500 млн лет; три так же плотно сели на конкордию у отметки 400 млн лет; два значения возраста с небольшими отклонениями от конкордии попали в возрастной интервал 1700–1600 млн лет; еще два с небольшими отклонениями от конкордии — в интервале 1000–900 млн лет. Обзор этих возрастов по группам выделенных нами цирконов позволил прийти к следующим результатам:

— цирконы первого типа показали заметный разброс значений возрастов, при этом надо отметить, что цифры по разным частям изученных кристаллов дали отличающиеся результаты. Так, возрасты по центральным зонам кристаллов (точки 1.1; 7.1; 8.1) продемонстрировали значения в узком интервале 1581–1458 млн лет; цифры по периферийным участкам (2.1; 3.1; 4.1) — большой разброс в интервале 1487–859 млн лет; промежуточные зоны (5.1 и 6.1) — также большой разброс в интервале 1698–1017 млн лет. Четыре возрастных значения, чьи фигуративные точки попадают на конкордию (рис. 4), были вынесены на диаграмму, где они образуют компактный кластер, соответствующий возрасту 1471 ± 13 млн лет;

— цирконы второго типа (точки 9.1; 10.1; 11.1) дают значения возраста в узком интервале 427–434 млн лет. На диаграмме они соответствуют конкордантному возрасту $430,6 \pm 7,3$ млн лет.

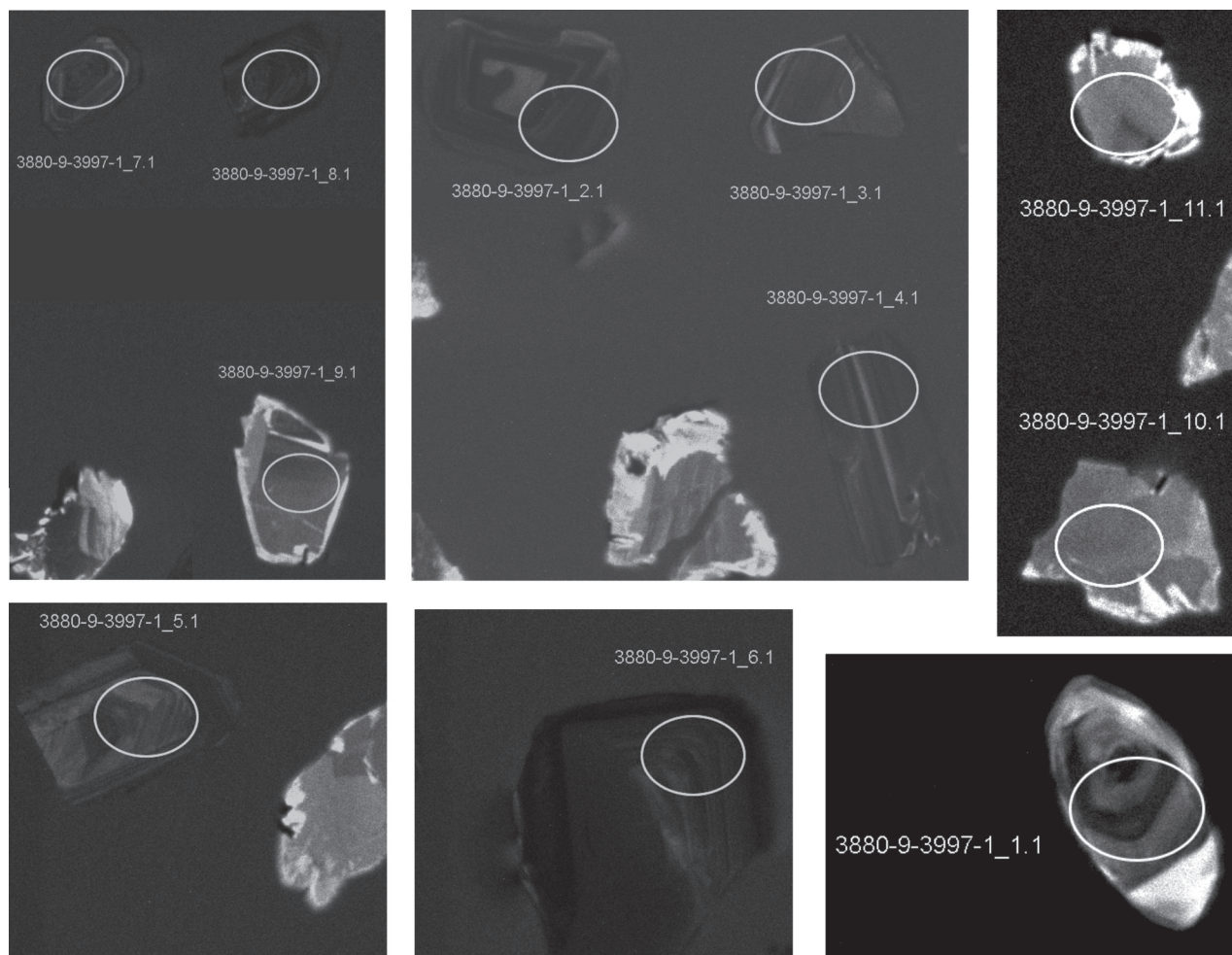


Рис. 3. Цирконы (катодолуминесцентное изображение) из пробы ультрабазитов с указанием точек измерения состава изотопов

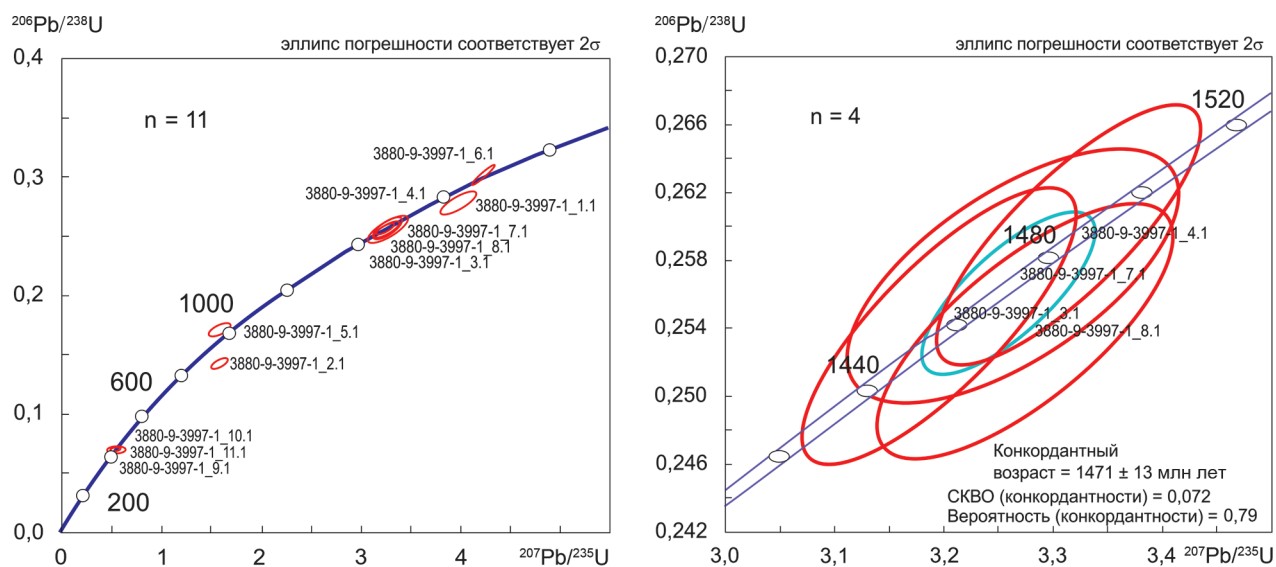


Рис. 4. Диаграммы с конкордией для цирконов из метаультрабазитов полуострова Моссель (проба 3880-9/3997-1)

Таблица 2

**Результаты U-Pb локального анализа цирконов (проба 3880-9/3997-1, массивный метаультрабазит)
из ультрабазитов участка Моссельдален (полуостров Моссель, архипелаг Шпицберген)**

Точка анализа	²⁰⁶ Pb, %	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	Возраст ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U, млн лет	Возраст ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb, млн лет	D, %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±, %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±, %	Rho
9.1	0,00	170	202	1,23	9,99	427 ± 5,9	424 ± 60	–1	0,522	3	0,06848	1,4	0,467
10.1	0,19	137	75	0,56	8,16	431,9 ± 6,6	408 ± 78	–5	0,525	3,8	0,0693	1,6	0,414
11.1	0,68	110	93	0,87	6,63	434,2 ± 6,8	471 ± 150	8	0,542	6,9	0,0697	1,6	0,234
2.1	0,59	826	268	0,33	102	859,1 ± 9,9	1210 ± 31	41	1,583	2	0,1426	1,2	0,612
5.1	0,50	204	70	0,35	30,1	1017 ± 12	840 ± 48	–17	1,581	2,7	0,1709	1,3	0,490
8.1	0,28	368	167	0,47	80,4	1458 ± 16	1499 ± 21	3	3,273	1,7	0,2538	1,2	0,744
3.1	0,19	336	122	0,37	73,5	1460 ± 17	1450 ± 18	–1	3,195	1,6	0,2542	1,3	0,799
7.1	0,27	297	115	0,40	65,9	1475 ± 16	1469 ± 28	0	3,263	1,9	0,2571	1,2	0,646
4.1	0,14	284	207	0,75	63,4	1487 ± 17	1480 ± 17	0	3,314	1,5	0,2595	1,2	0,805
1.1	0,00	182	214	1,22	43,5	1581 ± 19	1692 ± 21	7	3,975	1,8	0,2779	1,4	0,765
6.1	0,27	2006	74	0,04	521	1698 ± 18	1651,6 ± 7,1	–3	4,217	1,2	0,3013	1,2	0,950

Примечание. Номер аналитической точки соответствует номеру зерна и кратера в пределах этого зерна. Ошибки для интервала 1σ; Pb_c и Pb* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец. Ошибка калибровки стандарта для первой и второй проб – по 0,44 % (1σ). Изотопные отношения скорректированы по измеренному ²⁰⁴Pb. D, % – дискордантность.

Комплекс среднерифейских метагabbроидов в районе озера Феммильшое. При геологическом картировании п-ова Нью-Фрисланд авторами были описаны многие десятки тел: от мыса Бангенхук на севере до окрестностей оз. Лакса на юге. Наиболее насыщенным этими телами является участок между озерами Феммильшое и Лакса, где они встречаются в полосе шириной до трех километров. Севернее оз. Феммильшое, в полосе шириной до 1–1,5 км, тела встречаются значительно реже. К югу от оз. Лакса встречаются единичные тела небольшой мощности.

Интрузии метагabbроидов имеют форму субсогласных линз (силлов) с локальными рвуши-ми контактами, которые обычно располагаются группами в виде кулис, реже этажами; мощности тел колеблются от 3–5 до 300 м при протяженности от первых десятков метров до 3–5 км. Группы всегда включают одно и реже два крупных тела и серию мелких. Крупные тела могут иметь асимметричную форму: максимальный раздув приурочен не к центру тела, а к одному из флангов. Самое крупное тело описано в восточной части оз. Лакса, его мощность достигает 300 м. Тела с мощностью более 100 м описаны на северном берегу оз. Лакса, а также к северу и югу от оз. Феммильшое. Как правило, вмещающими породами являются гнейсы свиты Бангенхук, а на участке оз. Лакса метагabbроиды встречаются и среди микрогнейсов свиты Риттерватнет. В соответствии с общей структурой района тела имеют субмеридиональное простирание (340°–360°, редко до 10°) и погружаются к западу под углами 50°–70°. Контакты тел ровные резкие; редко встречаются контакты волнистые или даже с глубокими заливами и карманами. Вмещающие гнейсы в зоне экзоконтакта часто меняют цветовую окраску и становятся грубозернистыми, что можно расценивать как результат термального

воздействия интрузивного тела. В зоне эндоконтакта наблюдаются ксенолиты вмещающих гнейсов, во вмещающих породах – тонкие инъекции (послойные либо кососекущие) гabbроидного материала. Наряду с согласными телами (силлами) авторы впервые описали тела, имеющие форму штоков (вертикальные столбчатые тела с субизометричным сечением). Один из описанных штоков соединяется с силлом гabbроидов дайкой мощностью в первые метры и протяженностью 100–150 м. Его диаметр до 60 м, остальные из описанных нами столбчатых тел этого типа обладают размером в сечении порядка 10–20 м. Можно расценивать эти тела как корневые части силлов и пути транспортировки базальтовой магмы.

Среди метагabbроидов нами выделены две основные разности пород: гabbродолериты и гabbронориты; микронориты обнаружены не были. Все изученные тела гabbроидов в той или иной степени метаморфизованы, однако наличие в телах пяти зон, описанных Р. Гайером, нами не подтверждено. Общую для всех тел метаморфическую зональность надо представлять как трехчленную: гabbроиды – амфиболизированные гabbроиды – амфиболиты.

В гabbроидах нередко присутствует Grt в виде мелких изометричных зерен (до 0,1–0,2 мм, редко больше), одиночных либо формирующих агрегаты разного размера и формы. Иногда мы можем наблюдать фрагменты коронарных (друзитовых) структур, когда цепочки мелких зерен Grt располагаются вдоль границ Pl I и Srx, обволакивая отдельные зерна этих минералов наподобие короны. Такие явления были описаны нами ранее в юго-западной части Нью-Фрисланда [4]; процессы, с которыми связано появление подобных структур, обусловлены прогрессивным метаморфизмом. Состав Grt отвечает

Представительные химические составы метагабброидов участка озера Феммилышоев

Компо- ненты	3876-2	3908-1	3910-1	4050-1	4071-2	4115-3	4115-10	4115-17	4139-2
SiO ₂	50,1	49,3	51,4	49,6	47,9	48,9	48,7	48,4	49,0
TiO ₂	1,6	2,53	1,39	1,91	1,77	0,77	0,88	0,77	1,38
Al ₂ O ₃	14,1	13,4	14,5	13,5	14,5	15,9	15,1	15,9	17,4
Fe ₂ O ₃	2,26	2,79	2,05	6,83	8,67	5,51	5,37	5,79	5,57
FeO	9,97	12,9	9,81	7,2	6,39	6,57	6,64	5,51	5,26
MnO	0,22	0,26	0,25	0,25	0,19	0,2	0,2	0,21	0,18
MgO	6,83	5,31	5,67	6,47	7,2	8,2	8,04	8,13	6,54
CaO	10,8	9,74	9,61	10,2	9,47	9,18	11,2	11,6	11,0
Na ₂ O	1,89	1,94	2,49	1,83	2,49	1,9	1,68	1,79	2,1
K ₂ O	0,66	0,7	1,12	0,82	0,61	0,99	0,38	0,64	0,34
P ₂ O ₅	0,1	0,23	0,19	0,17	0,21	0,05	0,05	0,05	0,086
п.п.п.	0,5	0,1	0,67	0,45	0,1	1,21	1,08	0,64	0,61
Сумма	99,03	99,2	99,15	99,23	99,5	99,38	99,32	99,43	99,47
Ba	165	211	250	196	232	390	73,8	108	157
Sr	173	149	210	195	266	137	155	184	298
Rb	13,8	17,4	42	51,2	11,3	22,4	12,2	9,56	5,11
Nb	6,52	18,7	13,7	16,2	6,69	2,3	1,1	1,35	6,09
Zr	69,9	179	144	118	72,7	28,7	33,2	29	46,8
Hf	1,86	4,58	3,99	3,86	2,37	1,03	1,14	0,82	1,05
Th	0,59	2,21	2,43	1,8	1,79	0,28	0,23	0,24	0,51
Ga	14,9	17,6	16,9	18,2	21,7	16,3	15,5	17	18
La	7	19,5	18	14,8	13,2	2,58	2,5	1,95	9,19
Ce	14,8	41,8	37,3	36,3	30,2	6,13	6,39	5,77	16,4
Pr	2,15	5,5	4,93	4,89	3,85	0,94	1,07	0,84	2,55
Nd	8,68	21,5	19,5	20,4	18,9	4,78	5,4	4,28	10,7
Sm	2,47	5,61	4,5	4,58	4,28	1,57	1,75	1,96	2,39
Eu	0,94	1,71	1,59	1,53	1,53	0,75	0,69	0,63	1,02
Gd	2,21	5,73	4,46	4,98	4,6	1,95	2,21	2,05	2,69
Tb	0,4	0,91	0,71	0,86	0,76	0,38	0,41	0,41	0,38
Dy	2,51	5,7	4,51	5,89	4,63	2,68	3,07	2,96	2,77
Ho	0,48	1,2	0,83	1,13	0,88	0,57	0,6	0,62	0,55
Er	1,42	3,58	2,66	3,23	2,57	1,63	1,81	1,64	1,51
Tm	0,22	0,54	0,38	0,46	0,33	0,25	0,25	0,27	0,21
Yb	1,52	3,25	2,41	3,38	2,26	1,72	1,57	1,77	1,6
Lu	0,21	0,5	0,36	0,53	0,37	0,26	0,24	0,26	0,22
Y	15,6	35,1	26	31,9	24,2	15,7	17,1	17,1	15,7
V	352	305	247	344	377	271	298	284	445
Cr	114	87,6	122	279	1070	322	291	309	256
Co	40,6	39,6	35,1	53,8	60,6	52,5	55	52,1	48,2
Ni	78,5	53,5	65	97,1	152	126	139	160	128
Cu	112	172	64,4	87	66,1	24,2	39	24	55,1
Sc	37,4	35,5	28,7	29	17,8	21,2	22,2	21,9	17
TR	45,01	117,03	102,14	102,96	88,36	26,19	27,96	25,41	52,18
Eu/Eu*	1,23	0,92	1,09	0,98	1,05	1,31	1,07	0,96	1,23

Примечание. Пробы А. Н. Сироткина (лаборатория ВСЕГЕИ), макрокомпоненты в масс. %, микроэлементы в г/т.

гроссуляро-альмандинам (количество гроссулярового минала — 25–35 %) при значительной доли пироповой составляющей (до 10–15 %).

Среди породообразующих минералов габброидов выделяются разновременные парагенезисы, появление которых вызвано разными условиями кристаллизации минералов. Их последовательность (от ранних к поздним) следующая: а — Pl I (57–73), Crx, Орх, Ol (магматический парагенезис); б — Grt (метаморфический прогрессивный парагенезис); в — Hbl, Pl II (42–53), Qz, Bt, Mag (метаморфический регрессивный парагенезис); г — Act, Srp, Ms (метаморфический диафорический парагенезис). В качестве акцессорных минералов в габброидах присутствуют нерудные (апатит, циркон, барит) и рудные (ильменит, магнетит и титаномагнетит, пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит). Рудные минералы могут присутствовать и в значимых количествах (до 10–20 %).

Отдельно следует описать амфиболиты, формирующие внешние зоны тел метагабброидов и по структурным и минерально-вещественным характеристикам резко отличающиеся от собственно метагабброидов. По минеральному составу — это плагиоклазовые, биотитовые, эпидотовые либо гранатовые амфиболиты. В них не встречаются реликты офитовой структуры; новообразованная структура мелко- и среднезернистая лепидонематобластовая либо гранонематобластовая. Ее характерная особенность — слабовыраженная ориентировка минеральных зерен. Этой особенностью своей структуры данные амфиболиты отличаются от амфиболитов вмещающей толщи серии Атомфьелла, для которых характерна крупнозернистая структура с упорядоченной ориентировкой удлиненных минеральных зерен. Минеральный состав описываемых амфиболитов — Hbl (40–75 %), Pl 23–28 (до 20 %), Qz (5–15 %), Bt (до 10–15 %), Ep (до 20 %), Grt (до 10 %), апатит, сфен; рудный минерал чаще отсутствует.

Химический состав габброидов представлен в табл. 3; также при работе использовались материалы [4]. По содержанию макроэлементов изученные породы относятся к классу основных, характеризуются в основном следующими вариациями петрогенных окислов (%): SiO_2 45,3–52,27; TiO_2 0,5–3,41; Al_2O_3 11,09–18,63; MgO 4,64–8,2; CaO 6,16–12,6; Na_2O 1,66–3,61; K_2O 0,25–3,04 — и редко выходят за эти границы. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ фигуративные точки этих составов попадают в поле основных пород (габброидов) низкощелочного ряда (рис. 2). По отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (от 0,97 до 9,45) породы можно отнести к натриевой и калиево-натриевой сериям в примерно равной пропорции; по содержанию калия габброиды — умеренно- и высококалиевые; по характеру магнезиальности — в основном низко- и умеренно магнезиальные; по содержанию титана — за редким исключением умеренно- и высокотитанистые. На диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ точки составов этих пород попадают исключительно в поле толеитовой серии [4].

Таким образом, по своему химизму метагабброиды представляют компактную группу без резкой дифференциации составов; заметные различия можно установить только по содержанию Al_2O_3 (от низко- до высокоглиноземистых), TiO_2 (0,5–3,41 %) и типу щелочности (натриевая и калиево-натриевая серии). Петрохимические особенности интрузивного комплекса указывают на его связь с исходной толеит-базальтовой магмой.

В отличие от макроэлементов, содержание в метагабброидах микроэлементов обладает значительными вариациями, иногда на порядок и больше. Максимальным разбросом значений характеризуется концентрация хрома — от 86 до 2520 г/т, большими вариациями содержания — медь (24–280 г/т), никель (4,27–210 г/т) и ниобий (1,1–26,7 г/т). В то же время элементы V, Co, Ba, Rb, Sr, Zr, Sc и др. характеризуются большим или меньшим постоянством значений и по своим содержаниям отвечают кларкам основных пород.

Остановимся на характеристике РЗЭ. На рис. 5 показаны распределения этих элементов в метагабброидах, а в табл. 3 приведены их абсолютные значения [4]. По сумме РЗЭ породы четко распадаются на две группы: с минимальной концентрацией РЗЭ (19,96–57,48 г/т) и с повышенной концентрацией РЗЭ (73,69–177,37 г/т). При этом надо отметить, что первая группа характеризуется низкими концентрациями легких РЗЭ (и одновременно повышенными содержаниями Al_2O_3 и пониженными K_2O), а вторая группа — повышенными концентрациями легких РЗЭ, что сочетается здесь с пониженными содержаниями Al_2O_3 и повышенными K_2O . Эти две группы хорошо видны на графиках распределения

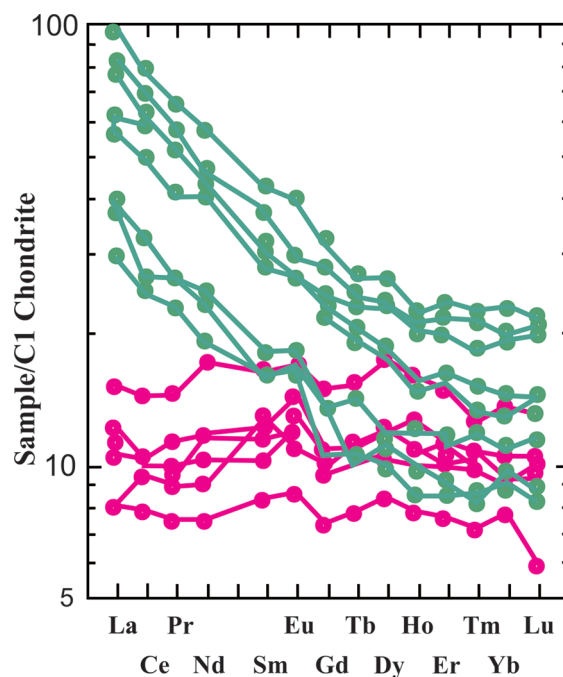


Рис. 5. Распределение РЗЭ в метагабброидах первой (красные) и второй (зеленые) группы

РЗЭ (рис. 5). Анализ графиков демонстрирует, что первая группа габброидов характеризуется слабой дифференциацией РЗЭ в целом; можно лишь говорить о чуть повышенной концентрации средних РЗЭ. Вторая группа габброидов отмечается резким обогащением легкими РЗЭ. Распределение европия в обеих группах одинаковое ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,92-1,31$), что указывает на отсутствие процессов значительной кристаллизационной дифференциации и близость материнской магмы первичному мантийному анатектическому расплаву. Характер графиков распределения РЗЭ в габброидах первой группы соответствует таким же графикам РЗЭ для толеитовых базальтов СОХ, источником магмы для которых были мантийные породы зоны плагиоклазовых ассоциаций. Ранее было показано [4], что составы метагабброидов соответствуют условиям образования этих пород во внутриплитных обстановках.

Для определения возраста тел метагабброидов была отобрана серия специальных крупнообъемных проб на цирконы, из которых мономинеральная фракция этого минерала была выделена только в трех пробах.

Проба 3908-1 отобрана из центральной части тела метагабброидов (мощность до 100 м), располагающегося в 4 км к югу от мыса Бангенхук. Здесь породы представлены габбродолеритами с габбро-офитовой структурой и слабой степенью метаморфогенных изменений. Из пробы было извлечено два зерна циркона размером 60–70 и 150–170 мкм. Зерна имеют неправильную форму, судя по которой они являются обломками или реликтами захваченных магмой зерен циркона из протолита. Исследования этих цирконов в ЦИИ ВСЕГЕИ позволили получить пять значений возраста; результирующий возраст для этой пробы соответствует 2725 ± 15 млн лет. Таким образом, возраст полученных цирконов можно оценивать

как позднеархейский, а их природу — как фрагменты нижнекорового (или верхнемантийного) вещества, захваченные материнской магмой габброидов при ее перемещении в верхние части коры.

Проба 4050-1 отобрана в районе горы Бренн-коллен из тела, которое прорывает раннепротерозойские граниты с ранее определенным возрастом 1754 ± 6 млн лет [4]. Из этой пробы была получена многочисленная навеска однотипных цирконов, 10 точек по которым дали дискордантный возраст 1752 ± 25 млн лет. С большой уверенностью можно утверждать, что это захваченные цирконы, принадлежащие прорванному телу гранитоидов и попавшие в габброиды в результате ассимиляции гранитных ксенолитов.

Проба 775-2 отобрана на участке к северу от оз. Феммильшое; из пробы была выделена представительная выборка цирконов. Зерна циркона представлены обломками прозрачных кристаллов желтого цвета и призматического габитуса. Размер изученных зерен находится в пределах от 96 до 280 мкм; коэффициент удлинения — 1,5–4,0, иногда доходя до 6–7. Из кристаллографических граней отмечаются только грани призмы (до длиннопризматического облика). В КЛ изображении зерна обычно однородные светлые; в редких случаях отмечается осцилляционная зональность разной ширины, обычно параллельная граням призмы. Различий между центрами обломков и их периферийными частями не отмечается.

Изученные зерна представлены на рис. 6, а результаты анализа — в табл. 4. Значения возрастов по U-Pb и Pb-Pb возрасту близки и укладываются в узкий интервал. Конкордантные значения возраста (рис. 7) составили 1349 ± 11 и 1350 ± 11 млн лет, что вполне соответствует нашим представлениям и коррелируется с ранее полученными возрастными по этому объекту.

Таблица 4

Результаты U-Pb локального анализа цирконов из метагабброидов (проба 775-2) участка Феммильшое (полуостров Нью-Фрисланд, архипелаг Шпицберген)

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	Возраст $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, млн лет	Возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, млн лет	D, %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm$, %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$, %	Rho
1.1	0,24	265	233	0,91	54,4	1376 ± 22	1327 ± 26	–4	2,805	2,2	0,2379	1,7	0,791
2.1	0,14	239	233	1,01	47,2	1334 ± 21	1375 ± 24	3	2,779	2,1	0,2299	1,8	0,816
3.1	0,03	620	670	1,12	127	1380 ± 21	1348 ± 26	–2	2,845	2,1	0,2387	1,7	0,779
4.1	0,10	324	340	1,08	65,3	1357 ± 21	1364 ± 23	1	2,815	2,1	0,2342	1,7	0,811
5.1	0,15	272	205	0,78	52,4	1305 ± 20	1327 ± 27	2	2,646	2,2	0,2244	1,7	0,780
6.1	0,22	196	143	0,76	39,6	1363 ± 22	1378 ± 34	1	2,851	2,5	0,2355	1,8	0,714
7.1	0,20	171	120	0,73	33,2	1311 ± 21	1327 ± 36	1	2,659	2,6	0,2256	1,8	0,685
8.1	0,21	414	331	0,83	83,3	1354 ± 20	1329 ± 22	–2	2,758	2,0	0,2338	1,7	0,825
9.1	0,32	150	104	0,72	30,2	1353 ± 22	1388 ± 39	3	2,841	2,7	0,2335	1,8	0,659
10.1	0,11	309	280	0,94	61,9	1349 ± 21	1373 ± 24	2	2,809	2,1	0,2327	1,7	0,805

Примечание. Номер аналитической точки соответствует номеру зерна и кратера в пределах этого зерна. Ошибки для интервала 1 σ ; Pb_c и Pb* — нерадиоогенный и радиоогенный свинец. Ошибка калибровки стандарта для первой и второй проб — по 0,63 % (1 σ). Изотопные отношения скорректированы по измеренному ^{204}Pb . D, % — дискордантность.

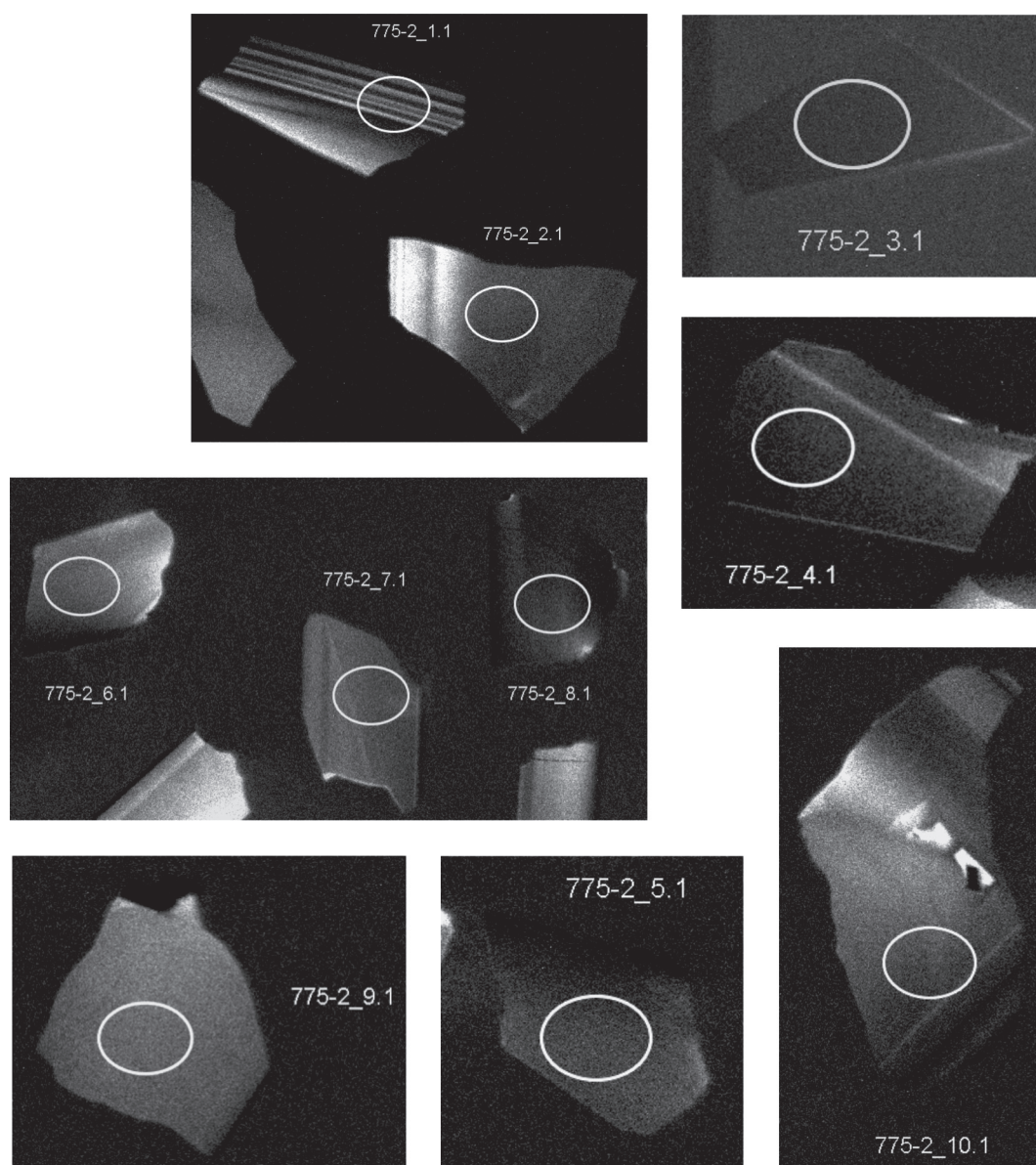


Рис. 6. Фото зерен циркона (кадотолуминесцентное изображение) из метагабброида пробы 775-2 с участками измерения состава изотопов

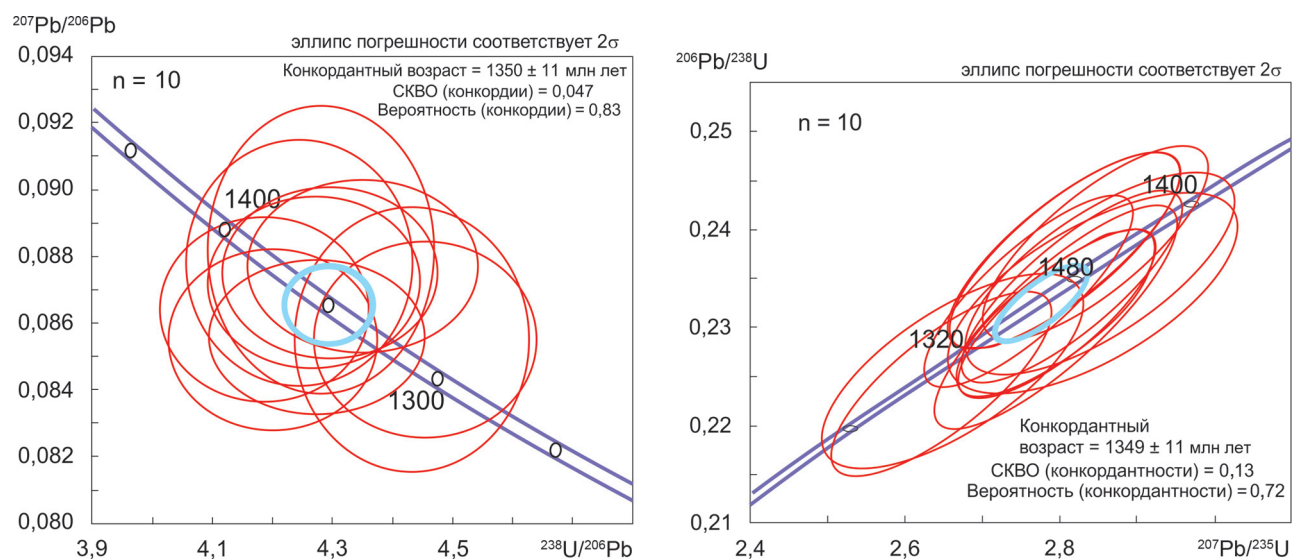


Рис. 7. Диаграммы с конкордией для цирконов из метагабброидов (проба 775-2)

Обсуждение результатов и выводы. По своим характеристикам и геологическому положению комплекс метаультрабазитов наиболее близок к пироксенит-перидотитовой формации, магматические проявления которой характерны для геоантиклинальных поднятий и окраин срединных массивов. Важное значение имеет хромовая специализация этого объекта. Подводя итог этому исследованию, мы должны отметить факт выявления в фундаменте Нью-Фрисланда магматического события с возрастом 1471 ± 13 млн лет, что соответствует раннему рифею. Такой возраст впервые отмечен как на Нью-Фрисланде, так и Шпицбергене в целом. Учитывая петрохимическую характеристику ультрабазитов как внутривулканических образований, а ранний рифей для формирования коры Шпицбергена как прото-платформенный этап [4], можно говорить о внутривулканических магматических процессах в этом регионе в раннем рифее.

Возраст $430,6 \pm 7,3$ млн лет для архипелага — период тектонической и магматической активизации. В частности, комплекс субщелочных гранитоидов Ньютонтоппен, чьи породы выведены на поверхность в южной части Нью-Фрисланда, имеет близкий к этому значению возраст [14]. Возраст 1698 млн лет может коррелироваться с возрастом регионального метаморфизма вмещающих ультрабазиты толщ серии Атомфьелла и также принадлежать захваченному циркону. Значения возраста 859 и 1017 млн лет могут отражать события среднерифейского тектогенеза, широко проявленные во всех регионах архипелага. Таким образом, наши исследования подтверждают раннерифейский возраст комплекса ультрабазитов п-ова Нью-Фрисланд — 1471 ± 13 млн лет.

Полученные датировки возраста пород габбро-диоритовой формации (1349 ± 11 и 1350 ± 11 млн лет) позволяют отнести время формирования этих пород к среднему рифею, а становление всего комплекса — к этапам формирования среднего структурно-формационного комплекса фундамента архипелага: моменту заложения на посткарельской протоплатформе зон долгоживущих глубинных разломов, сформировавших среднерифейскую рифтогенную структуру архипелага [5].

Региональный высоко- и среднетемпературный метаморфизм пород связан с перестройкой этой структуры на рубеже среднего и позднего рифея. Характер наложенных минеральных парагенезисов и метаморфогенных структур (гранат, Са амфибол повышенной натриевости, биотит, коронарные структуры) указывает на то, что эти процессы шли в условиях повышенных давлений (с последующей декомпрессией) на фоне спада температур и с привнесом глубинного вещества.

1. Гавриленко Б. В., Каменский И. Л. Изохронный К-Аг возраст и изотопы гелия в гипербазитовой дайке на полуострове Моссель, Нью Фрисланд (Шпицберген) // Геохимия. — 1993. — № 4. — С. 584—589.

2. Красильщиков А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия — раннего палеозоя Шпицбергена. — Л.: Недра, 1973. — 120 с.

3. Сироткин А. Н. Раннепротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс полуострова Нью Фрисланд (арх. Шпицберген) // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия. — Петрозаводск, 2001. — С. 87—88.

4. Сироткин А. Н., Евдокимов А. Н. Эндогенные режимы и эволюция метаморфизма складчатых комплексов фундамента архипелага Шпицберген (на примере полуострова Нью Фрисланд). — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2011. — 270 с.

5. Сироткин А. Н., Никитин Д. В. Особенности геодинамического развития девонского грабена Шпицбергена // Записки Горного института. — 2011. — Т. 194. — С. 104—111.

6. Тебенков А. М. История тектонического развития фундамента Шпицбергена (по геохронологическим данным) / А. М. Тебенков, Д. Г. Джи, У. Йоханссен, А. Н. Ларионов // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4 — Апатиты: КНЦ РАН, 2004. — С. 90—100.

7. Balashov Ju. A. An Early Proterozoic U-Pb zircon age from an Eskolabreen Formation gneiss in southern Ny Friesland, Spitsbergen / Ju. A. Balashov, A. N. Larionov, L. F. Gan-nibal, A. N. Sirotkin, A. M. Tebenkov, G. I. Ryungenen, Y. Ohta // Polar Research. — 1993. — Vol. 12, No. 2. — Pp. 147—152.

8. Gayer R. A. The geology of the Femmilsjoen region of the north-west of Ny Friesland, Spitsbergen. — Norsk Polarinstitutt Skrifter, 1969. — Vol. 145. — 45 p.

9. Gee D. G. New evidence of basement in the Svalbard Caledonides: Early Proterozoic zircon ages from Ny Friesland granites / D. G. Gee, B. Schouenborg, J. J. Peucat, S. A. Abakumov, A. A. Krasil'shchikov, A. M. Tebenkov // Norsk Geologisk Tidsskrift. — 1992. — Vol. 72. — Pp. 181—190.

10. Harland W. B. The geology of Svalbard // Geological Society, London, Memoirs. — 1997. — No. 17. — 521 p.

11. Larionov A. N., Johansson A., Tebenkov A. M. & Sirotkin A. N. U-Pb ages from the Eskolabreen Formation, southern Ny Friesland, Svalbard // Norsk Geologisk Tidsskrift. — Vol. 75. — 1995. — Pp. 247—257.

12. McDonough W. F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chemical Geology. — 1995. — Vol. 120. — Pp. 223—253.

13. Soviet geological research in Svalbard 1962—1992 // Extended abstracts of unpublished reports. Meddelelser NR 139. — Oslo, 1996. — 103 p.

14. Tebenkov A. M., Ohta Y., Balashov Ju. A., Sirotkin A. N. Newtontoppen granitoid rocks, their geology, chemistry and Rb-Sr age // Polar Research. — 1996. — Vol. 15 (1). — Pp. 67—80.

15. Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe / Eds. M. A. McKibbe, W. C. Shanks, W. I. Ridley // Reviews in Economic Geology. — 1998. — Vol. 7. — Pp. 1—35.

16. Witt-Nilsson P. The West Ny Friesland Terrane: an exhumed mid-crustal obliquely convergent orogen. — Doctoral Thesis, Uppsala University, 1998. — 28 p.

17. Whitney D. L., Evans B. W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // American Mineralogist. — 2010. — Vol. 95. — Pp. 185—187.

1. Gavrilenco B. V., Kamenskiy I. L. Isochronous K-Ar age and Helium isotopes in a hyperbasite dike on the Mos-sel Peninsula, Ny Friesland (Spitsbergen). *Geokhimiya*. 1993. No. 4, pp. 584—589 (In Russian).

2. Krasil'shchikov A. A. Stratigrafiya i paleotektonika dokembriya — rannego paleozoya Shpitsbergena [Stratigraphy and paleotectonics of the Precambrian — Early Paleozoic of Spitsbergen]. Leningrad: Nedra. 1973. 120 p.

3. Sirotkin A. N. Early Proterozoic sedimentary and volcanogenic complexes of Ny Friesland Peninsula (Spitsbergen Archipelago). *Paleovulkanologiya, volcanogenic and*

sedimentary lithogenesis, hydrothermal metamorphism and ore formation of the Precambrian. Petrozavodsk. 2001. Pp. 87–88. (In Russian).

4. Sirotkin A. N., Evdokimov A. N. Endogennyye rezhimy i evolyutsiya metamorfizma skladchatykh kompleksov fundamenta arhipelaga Shpitsbergen (na primere poluostrova Nyu Frisland) [Endogenous regimes and evolution of metamorphism of folded complexes of the Spitsbergen Archipelago basement (on the example of the Ny Friesland Peninsula)]. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2011. 270 p.

5. Sirotkin A. N., Nikitin D. V. Features of geodynamic development of the Devonian graben of Spitsbergen. *Zapiski Gornogo instituta*. 2011. Vol. 194. Pp. 104–111. (In Russian).

6. Teben'kov A. M., Dzhi D. G., Yokhanssen U. et al. A History of tectonic development of the base of Spitsbergen (according to geochronological data). *Complex researches of the nature of Spitsbergen*. Apatity. 2004. Iss. 4. Pp. 90–100. (In Russian).

7. Balashov, Ju. A. 1993: An Early Proterozoic U-Pb zircon age from an Eskolabreen Formation gneiss in southern Ny Friesland, Spitsbergen. In Balashov, Ju. A., Larionov, A. N., Gannibal, L. F., Sirotkin, A. N., Tebenkov, A. M., Ryungenen, G. I., Ohta, Y. (eds.): *Polar Research*. 12. 2. 147–152.

8. Gayer, R. A. 1969: The geology of the Femmilsjoen region of the north-west of Ny Friesland, Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*. 145. 45.

9. Gee, D. G. 1992: New evidence of basement in the Svalbard Caledonides: Early Proterozoic zircon ages from Ny Friesland granites. In Gee, D. G., Schouenborg, B., Peucat, J. J., Abakumov, S. A., Krasil'shchikov, A. A., Tebenkov, A. M. (eds.): *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 72. 81–190.

10. Harland, W. B. 1997: The geology of Svalbard. *Geological Society, London, Memoirs*. 17. 521.

11. Larionov, A. N., Johansson, A., Tebenkov, A. M. & Sirotkin, A. N. 1995: U-Pb ages from the Eskolabreen Formation, southern Ny Friesland, Svalbard. *Norsk Geologisk Tidsskrift*. 75. 247–257.

12. McDonough, W. F., Sun, S.-S. 1995: The composition of the Earth. *Chemical Geology*. 120. 223–253.

13. Soviet geological research in Svalbard 1962–1992. 1996: *Extended abstracts of unpublished reports*. Meddelelser NR 139. Oslo. 103.

14. Tebenkov, A. M., Ohta, Y., Balashov, Ju. A., Sirotkin, A. N. 1996: Newtontoppen granitoid rocks, their geology, chemistry and Rb-Sr age. *Polar Research*. 15. 1. 67–80.

15. Williams, I. S. 1998: U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In McKibbe, M. A., Shanks, W. C., Ridley, W. I. (eds.): *Reviews in Economic Geology*. 7. 1–35.

16. Witt-Nilsson, P. 1998: *The West Ny Friesland Terrane: an exhumed mid-crustal obliquely convergent orogen*. Doctoral Thesis, Uppsala Universit. 28.

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

Сироткин Александр Николаевич — доктор геол.-минерал. наук, гл. геолог, Шпицбергенская поисково-съёмочная партия АО «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» (АО «ПМГРЭ»). Ул. Победы, 24, г. Ломоносов, Санкт-Петербург, 198412, Россия. <pechenga-67@yandex.ru>.

Евдокимов Александр Николаевич — доктор геол.-минерал. наук, профессор, Санкт-Петербургский горный университет (СПГУ). 21-я линия, Васильевский остров, д. 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия. <evdokimov48@list.ru>.

Sirotkin Alexander Nikolaevich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Geologist, Spitsbergen exploration party Stock Venture «Polar Marine Geosurvey Expedition» (Stock Venture «PMGE»). 24 Pobedy str., St. Petersburg — Lomonosov, 198412, Russia. <pechenga-67@yandex.ru>.

Evdokimov Alexander Nikolaevich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, St.-Petersburg Mining University (SPMU). 2 21st Line, St. Petersburg, 199106, Russia. <evdokimov48@list.ru>.

Неотектонический этап развития Арктического бассейна. Начало, основные события, связь тектоники и осадконакопления

В результате интерпретации обширного массива сейсмических данных по Центрально-Арктическому региону и смежным шельфовым областям, анализа региональной геологической информации, подтвержденной буровыми данными, высказано предположение об олигоцене времени начала неотектонического этапа развития региона. Полученные данные позволяют соотнести время начала этапа глубоководного осадконакопления с границей эоцена и олигоцена, а не с нижним миоценом, как предполагалось ранее. Вертикальные дифференцированные движения привели к опусканию современных глубоководных впадин до абиссальных, а разделяющих их хребтов и поднятий — до батимальных глубин. Дифференцированное проседание Центрального бассейна Северного Ледовитого океана, очевидно, было парагенетично формированию региональной правосдвиговой зоны вдоль Северо-Американской границы океана от района Северной Гренландии до дельты реки Маккензи.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, сейсмические исследования, эвриканская орогения, синокеанические отложения, неотектонический этап, палеоцен-эоценовый температурный максимум.

P. V. REKANT, D. I. LEONTIEV, E. O. PETROV (VSEGEI)

Neotectonic stage of the Arctic Basin evolution: New ideas, timing and regional correlation

The modern structure and morphology of the Central Arctic domain has been formed as a result of the Oligocene — Quaternary evolution stage. The neotectonic stage was triggered by the final episode of the Eureka orogeny resulted in the formation of several complex deformation zones onshore of Canadian Arctic Archipelago, north and NE Greenland, and Svalbard, as well as offshore of the Beaufort Sea. Prior to this stage, the prototypic terrain of the Arctic Basin already comprised most of the modern morphological structures, however, it was characterized by fairly smooth local topographic relief. Ridges and plateaus were located within the distal neritic or upper bathyal zone, but the surrounding depressions occurred in the middle part of the bathyal zone. The blocky differential subsidence of the entire Arctic Basin occurred during the neotectonic stage.

Keywords: Arctic Basin, seismic reflection data, Eureka orogeny, synoceanic deposits, neotectonic stage, Paleocene-Eocene Thermal Maximum.

Для цитирования: Рекант П. В., Леонтьев Д. И., Петров Е. О. Неотектонический этап развития Арктического бассейна. Начало, основные события, связь тектоники и осадконакопления // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 81. — С. 60–72.

Введение. Несмотря на свои сравнительно небольшие размеры, Северный Ледовитый океан (СЛО) продолжает оставаться наименее изученной глубоководной областью Земли. Одной из нерешенных до настоящего времени геологических загадок является время начала формирования современной морфоструктуры СЛО и механизм этого процесса. На современном уровне знаний мы с известной долей определенности можем лишь предположить, что современная морфоструктура СЛО оформилась в кайнозой на заключительном этапе длительной тектонической эволюции региона. Непосредственно этому этапу предшествовал мезозойский период существования обширных изолированных и сравнительно мелководных морских бассейнов, занимавших большую часть современной площади Арктического бассейна. Очевидно, что морфоструктура этого периода принципиально отличалась от современной: иными были области сноса,

транзита и аккумуляции осадков. В настоящее время ни механизм формирования бассейна, ни тектонические триггеры, приведшие к серьезным морфоструктурным перестройкам, ни стиль этих преобразований до конца не ясны и требуют пристального изучения. Надежным маркером начала неотектонического этапа развития СЛО может служить смена в геологических разрезах мелководной биоты глубоководной. Теоретически в условиях современного Арктического бассейна подобные данные могут быть получены по результатам геологического опробования. Однако в реальности подавляющее большинство (до 99 %) геологических проб, отобранных в глубоководном бассейне СЛО, не вышли за пределы последнего миллиона лет [15], заведомо оставшись внутри толщи синокеанического слоя отложений — гемипелагических осадков, сформированных с момента начала возникновения океанической структуры СЛО.

В настоящее время единственным геологическим репером, фиксирующим начало этапа глубоководного осадконакопления, является керн глубоководной скв. АСЕХ-302, пробуренной в северной части Центрального сегмента хребта Ломоносова (ХЛ). Поскольку другие прямые сведения смены морских обстановок глубоководными в Центральной Арктике отсутствуют, эту работу мы посвятили анализу большого количества косвенных данных по смежным областям, а также оценке обширного массива сейсмических материалов. По нашему мнению, комплексная интерпретация сейсмогеологических данных способна с некоторой долей условности заменить прямые геологические наблюдения.

Методы и материалы. В основу настоящего исследования легли сейсмические профили, полученные в регионе в течение последних 40 лет (рис. 1). В распоряжении автора находятся материалы (опубликованные, фондовые, из открытых источников), сведенные в единый сейсмический проект интерпретационного пакета The Kingdom Suite. Его основу составляют данные более 800 сейсмических профилей, суммарной протяженностью, превышающей 200 000 пог. км и 200 пунктов пересчета пластовых скоростей МОВ ОГТ. Непосредственно для работы по данной тематике нами были использованы профили, полученные ОАО «Дальморнефтегеофизика»

и ОАО «МАГЭ» в конце прошлого и начале этого веков по шельфу Восточно-Сибирского и Чукотского морей [6; 12], и российских экспедиций «Арктика-2011, -2012, -2014» [1; 10]. В интерпретации использованы сейсмические профили: BGR (Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Ганновер, Германия), выполненные в регионе за 1993, 1994 и 1997 гг. [19], из рейсов немецкого НИЛ «Поларштерн» в 1991, 1998 и 2008 гг. [23–25], шведского ледокола «Oden» в 1996 г. [26] и американского – «Nealy» в 2005 г. [32]; а также сейсмические данные канадских экспедиций 2007–2011 гг. [17; 28] и американских – по Чукотскому поднятию и Канадской котловине [21]. На материалах государственной геологической съемки масштаба 1 : 1 000 000 [2; 11] основана верификация построений и датировки основных этапов перестройки региона.

В первую очередь при региональных корреляциях прослеживались структурные стили и региональные несогласия, и лишь во-вторую – совпадение волновой картины. Авторы исходили из того, что прослеживание сейсмических подразделений лишь на сходстве волновой картины [4] является методически уязвимым методом. При региональных корреляциях, использующих широкий спектр сейсмических профилей и различающихся методикой проведения, характеристиками аппаратуры, пневмоисточников и сейсмоприемников, а также графами обработки,

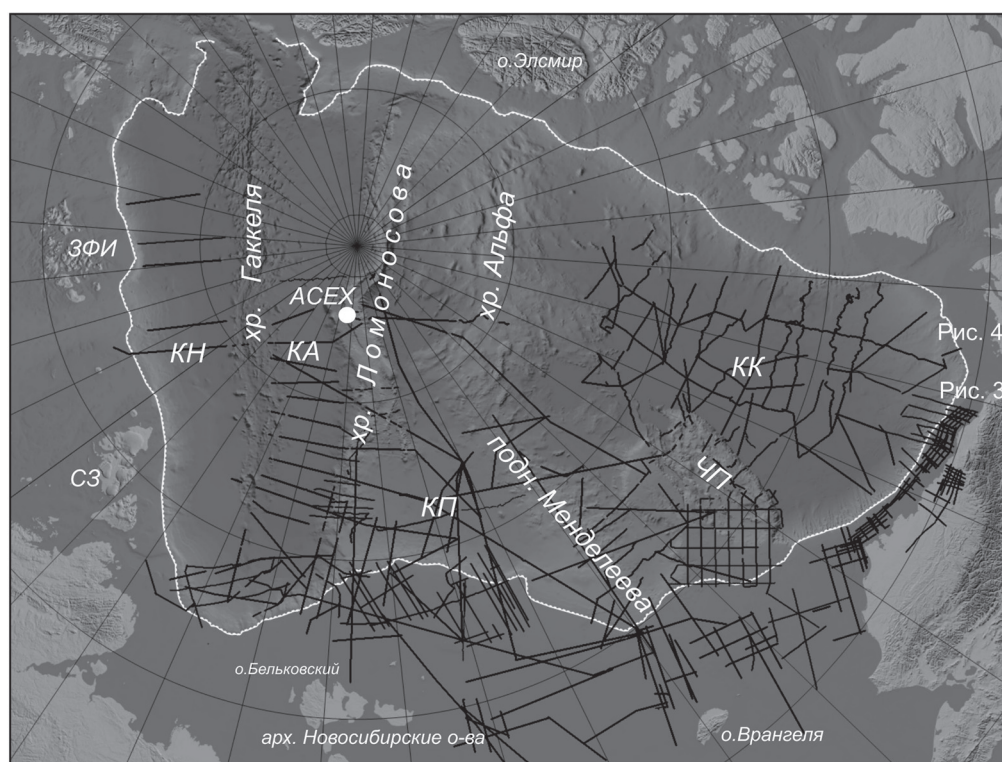


Рис. 1. Схема расположения сейсмических профилей (показаны черными линиями), использованных в работе (см. пояснения в тексте)

СЗ – Северная Земля; котловины: КН – Нансена, КА – Амундсена, КП – Подводников, КК – Канадская; ЧП – Чукотское поднятие; АСЕХ – скважина глубоководного бурения АСЕХ-302

трудно рассчитывать на совпадение волновой картины даже по заведомо коррелируемым сейсмокомплексам. Сопоставление же волновых картин на удаленных профилях при отсутствии прямой передачи сейсмогоризонтов нам кажется крайне ненадежным. В настоящем исследовании большое количество используемых сейсмопрофилей дало возможность выполнять прослеживание региональных несогласий сразу по нескольким корреляционным ходам в обход зон потери корреляции.

Понятие «синокеанический слой», или «синокеанические отложения», было введено в обиход в пионерских работах, посвященных началу геолого-геофизического изучения глубоководного бассейна СЛО [5]. Под этими терминами подразумевается толща глубоководных осадочных образований, синхронных неотектоническому этапу эволюции региона, сформировавшему современную морфоструктуру глубоководного бассейна. Необходимым маркером этого периода является существование глубоководного седиментогенеза с характерными литологическими особенностями и наличием глубоководной биоты в геологических разрезах. Согласно сейсмической модели Ю. Г. Киселева [8], подошве синокеанического слоя соответствует отражающая граница D_1 (ОГ D_1).

Впервые фаунистически обоснованное время начала этапа глубоководного осадконакопления было получено по результатам бурения единственной арктической глубоководной скв. АСЕХ-302 на ХЛ. По данным Бэкмана и соавторов [16], начало неотектонического этапа определяется на 198-м метре разреза скважины по смене мелководно-морских и лагунных обстановок тепло-го эпиконтинентального бассейна на обстановки глубоководного полярного осадконакопления, близкого к современным условиям СЛО. Сопоставление временных сейсмических разрезов по профилям АW1-90090 и АW190091 и буровых данных демонстрирует, что этот интервал разреза достаточно четко позиционируется как граница сейсмокомплексов LR-4 и LR-5 [16; 22] (рис. 2). Согласно нашей модели, именно к этому интервалу приурочено положение ОГ D_1 , следовательно толща синокеанических осадков залегает над этим рефлектором.

Прослеживание ОГ D_1 по сети региональных сейсмических профилей позволяет установить характерный для этой границы структурный стиль [13; 14] (рис. 2 и 3), сохраняющийся на обширных пространствах глубоководного Арктического бассейна. Сейсмические характеристики разреза синокеанических образований (LR-5 и LR-6) стабильны на больших пространствах Центральной Арктики. Толща облекает неровности подстилающего рельефа, имеет параллельно-слоистую волновую картину. Мощность толщи, скоростные ($V_{пл}$ от 1,6 до 1,8 км/с) и динамические характеристики разреза также слабо варьируют по латерали.

Фаунистические данные АСЕХ, показывая кардинальную смену палеообстановок, требуют

наличия несогласия в этом буровом интервале. Как хорошо видно из сопоставления сейсмических и буровых данных, в пределах плосковершинной поверхности Центрального сегмента ХЛ рефлектор ОГ D_1 располагается внутри согласной параллельно-слоистой толщи и несогласие здесь носит скрытый стратиграфический характер (рис. 2). Рефлектор ОГ D_1 не выделяется ни выразительностью, ни динамическими характеристиками. В некоторых частях ряда профилей он, действительно, совпадает с кровлей серии интенсивных отражений. Однако существенно чаще этот рефлектор располагается внутри цуга идентичных рефлекторов, и поэтому его выделение в разрезе невозможно без корреляционных процедур. Ключевыми участками для идентификации ОГ D_1 в разрезе стали фланговые участки ХЛ. На подавляющем большинстве профилей, проходящих через все перегибы склонов хребта в сторону глубоководных котловин, фиксируются отчетливые следы размыва до 150–200 м подстилающих отложений (рис. 2 и 3). При этом толща синокеанических осадков облекает зону размыва, а ее мощность на перегибе варьирует незначительно.

Несогласную отражающую границу с аналогичным стилем удается проследить на юг вдоль всего гребня ХЛ, по всем сейсмическим профилям вплоть до 81° с. ш. Далее по системе корреляционных ходов эта граница была протрассирована через котловину Подводников до поднятия Альфа-Менделеева, на Чукотское плато, а также через Канадскую котловину, вплоть до поднятия Север (рис. 3) и шельфа моря Бофорта. Таким образом, на огромных площадях (> 2 млн км²) Центральной Арктики сейсмические характеристики синокеанической толщи — геометрия, мощность и волновая картина — изменяются плавно и незначительно, а структурный стиль несогласия в ее подошве постоянен.

Принимая во внимание региональную выдержанность структурного стиля и четкий морфологический контроль рефлектора D_1 , можно сделать вывод, что несогласие имеет региональный характер и обусловлено определенным тектоническим событием. Однако перед началом поиска подобного события следует рассмотреть детали его стратиграфической привязки.

Согласно фаунистическим определениям Бэкмана и соавторов [16], формирование плаща синокеанических отложений в гребневой части ХЛ начинается в раннем миоцене после длительного эоцен-олигоценного перерыва, охватившего интервал от 44,4 до 18,2 млн л. н. (на рис. 2 «молодая» модель). С этим же эпизодом геологической истории авторы связывают смену весьма теплых условий палеоцен-эоценового климатического оптимума на холодные бореальные синокеанического этапа. Таким образом, согласно официальной «молодой» модели АСЕХ-302 [16], из разреза выпадают отложения верхней половины эоцена, всего олигоцен и самые низы миоцена, а время морфоструктурной перестройки региона

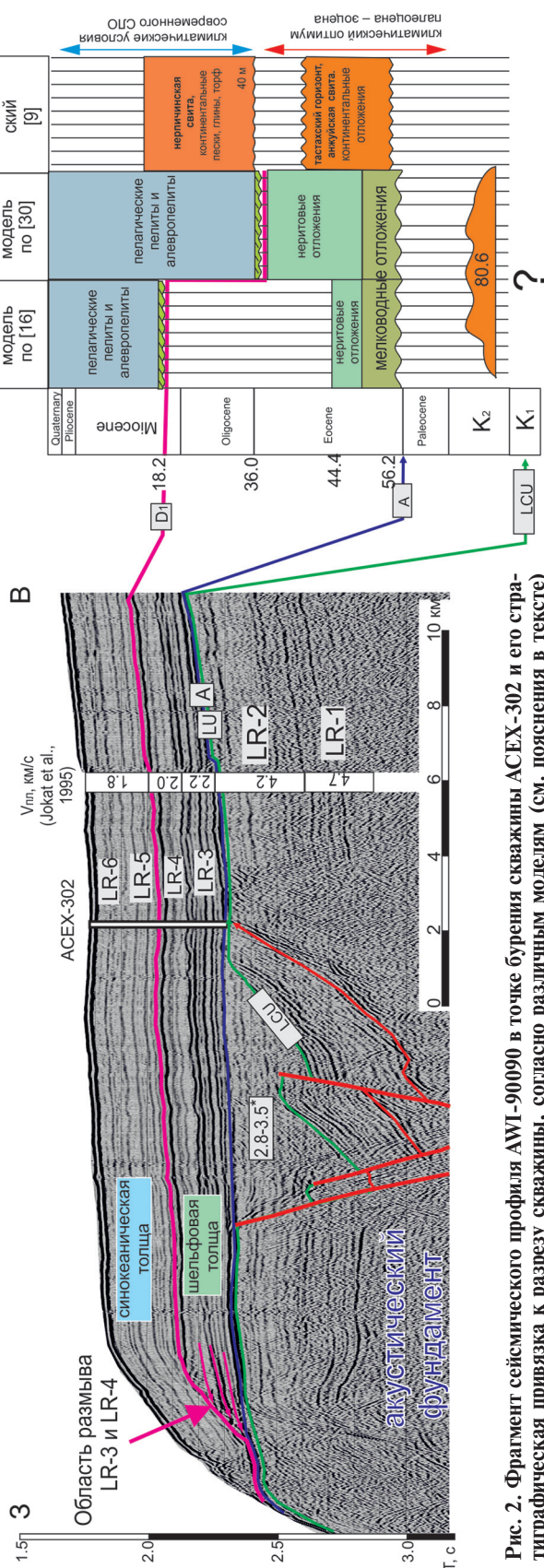


Рис. 2. Фрагмент сейсмического профиля AWI-90090 в точке бурения скважины ACEX-302 и его стратиграфическая привязка к разрезу скважины, согласно различным моделям (см. пояснения в тексте)

сопоставляется с ранним миоценом в интервале около 18 млн л. н.

Чуть позже были опубликованы альтернативные «древние» модели стратиграфической привязки керна скважины, две из них опирались на ревизию палеонтологических данных [7; 15], а другая — на результаты изотопного анализа Re-Os системы [30]. Несколько различаясь в деталях, эти модели сходятся в главном — в отсутствии олигоценового перерыва и значительно более раннем времени наступления этапа глубоководного осадконакопления. Согласно им, смена шельфовых обстановок глубоководными происходит на границе эоцена и олигоцена (примерно 34–36 млн л. н.), а соответствующий стратиграфический перерыв не превышает нескольких тысяч лет (на рис. 2 «древняя» модель). В настоящее время «древняя» модель уже рассматривается немецкими учеными в числе возможных альтернатив традиционной «молодой» модели [31].

По нашему же мнению, «молодая» модель Бакмана и др. [16] с ее длительным эоцен-раннемиоценовым перерывом вступает в противоречие как с региональными геологическими данными по периферии Арктического бассейна, так и с косвенными — по бурению скв. ACEX. Во-первых, присутствие длительного перерыва на контакте сейсмокомплексов LR-4 и LR-5 противоречит литологическим, каротажным и сейсмическим данным. На 198-м метре разреза скважины не отмечается ни значительных изменений волновой картины, ни скачков плотности отложений, ни значимого изменения пластовых скоростей, неизбежных при существовании длительного перерыва и последовавшей кардинальной смены типа осадконакопления. Во-вторых, сам факт существования подобного перерыва в центральной части океанического бассейна весьма необычен и требует, как минимум, обоснованного объяснения. В «молодой» модели данный парадокс объясняется существованием эпизода ненакопления осадков что, по-нашему мнению, не выглядит убедительно для временного интервала длительностью более 20 млн лет.

В-третьих, проанализировав большой объем региональной геологической информации, мы пришли к выводу, что региональная перестройка морфоструктурного плана гораздо более вероятна на границе эоцена и олигоцена (около 34 млн л. н.), нежели в раннем миоцене (около 18 млн л. н.).

В своем исследовании мы основывались на следующей логике рассуждений. С началом неотектонического этапа Арктическая седиментационная система приобретает современные очертания и отчетливую циркумокеаническую зональность. В центре региона находится глубоководный конечный бассейн стока, окруженный областью транзита терригенных осадков на континентальном склоне и шельфе. На периферии располагается ряд областей сноса, поставляющих терригенный материал в океан. Если из разреза глубоководного бассейна выпадает весь олигоцен,

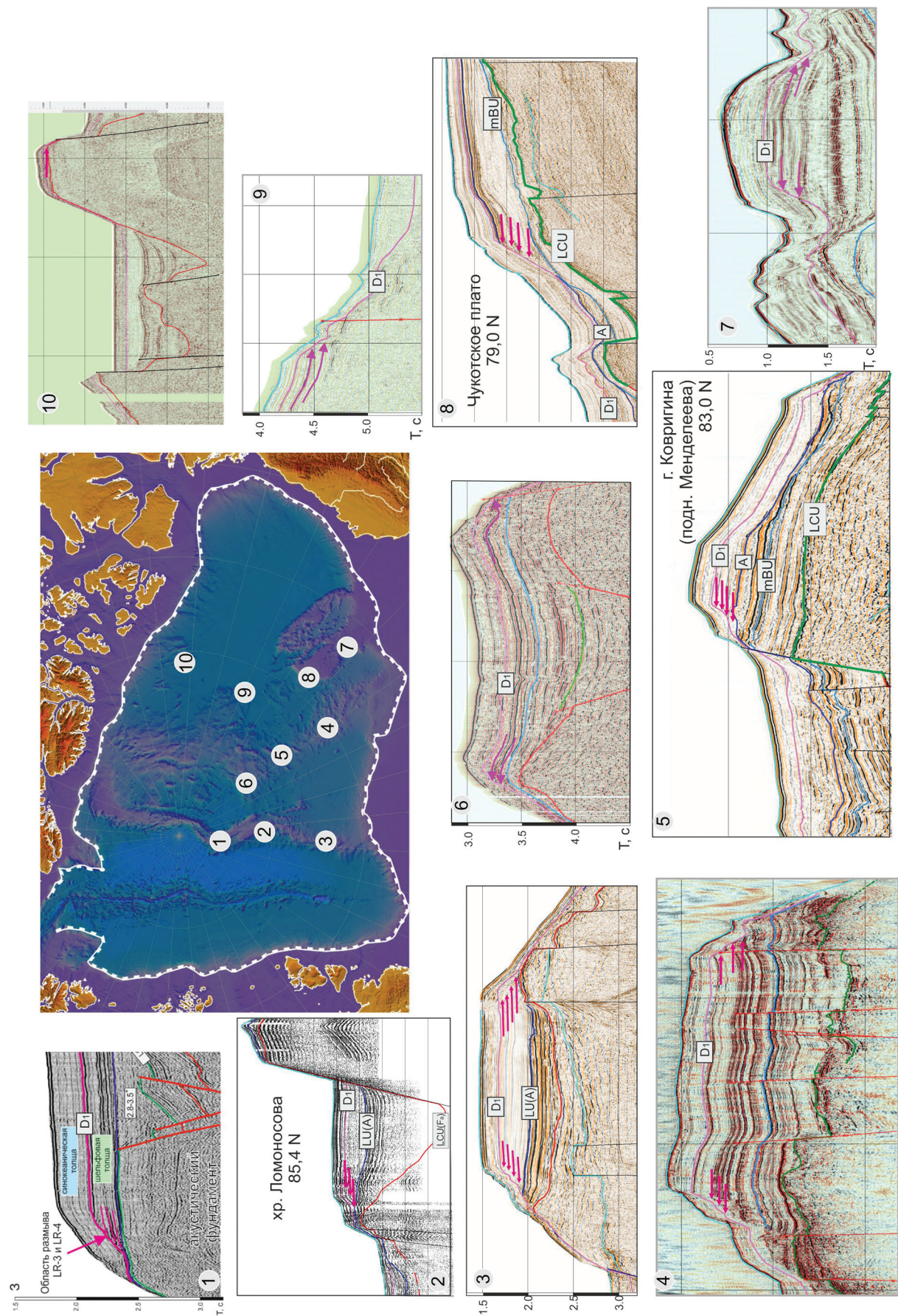


Рис. 3. Фрагменты сейсмических профилей через вершины основных поднятий СЛО

1–3 – хребет Ломоносова; 4–6, 9 – поднятие Менделеева-Альфа; 7, 8 – Чукотское поднятие; 10 – поднятие Север. Розовыми стрелками на сейсмических профилях обозначены характерные области размыта, позволяющие коррелировать эту сейсмическую границу на региональном уровне

то сравнимые перерывы должны фиксироваться на этом же стратиграфическом уровне и смежных шельфах. Однако региональные геологические данные демонстрируют, что олигоценовые образования широко представлены в регионе, а их разрезы не содержат заметных перерывов. Иными словами, олигоценовый интервал характеризуется устойчивым осадконакоплением и, очевидно, неизменным морфоструктурным планом. Вместо этого есть ряд геологических предпосылок, позволяющих предполагать перестройку палеообстановки на границе эоцена и олигоцена, как это предполагается «древними» моделями.

Ближайшим к скв. АСЕХ-302 и хорошо изученным районом Арктики является архипелаг Новосибирские острова. Детально охарактеризованные разрезы кайнозоя острова Бельковский в полной мере подтверждают «древнюю» модель. Нерпичинская свита включает в себя полный и непрерывный разрез олигоцена, а кратковременный перерыв и угловое несогласие фиксируется в ее подошве на контакте с анжуйской свитой (эоцен) ~ 34 млн л. н. (рис. 2) [3; 9; 11].

Непрерывность олигоценового этапа осадконакопления в Центральной Арктике и существование перерыва в его основании также может быть показана на примере комплексных геолого-геофизических данных по шельфу моря Бофорта. Здесь, помимо большого количества сейсмических профилей, пробурено более 200 поисковых и параметрических скважин, что позволяет считать стратиграфическую привязку местной сейсмической модели [18; 20] весьма надежной. На шельфе моря Бофорта доказано существование мощной (до 4000 м) непрерывной осадочной толщи олигоцена (формация кугмаллит, дельтовые отложения). Установлено, что последняя была сформирована непосредственно после завершения этапа палеоцен-эоценовых компрессионных деформаций в Бофортском складчатом поясе и отделяется от подстилающей ее формации

ричардс структурным несогласием на уровне ~ 34 млн л. н. (рис. 4 и 5).

Кроме того, региональные исследования северного побережья Чукотки доказывают, что примерно к этому интервалу приурочено резкое похолодание в регионе. Тастахское потепление начала-середины эоцена — следствие общепланетарного климатического оптимума. Климат палеоэоцена — эоцена был близок к субтропическому с широким развитием широколиственных лесов из листопадных и вечнозеленых пород. Средняя температура января составляла +10–12 °С, июля +20–22 °С. На смену этому эпизоду приходит похолодание, в Арктике устанавливается близкая к современной циркуляция водных масс, начинает формироваться ледовый покров [3].

Региональный характер и тектонические причины возникновения несогласия по ОГ D₁ заставляют нас искать следы региональной перестройки, послужившей триггером смены не только экологического спектра биоты, но изменения морфоструктуры региона. Для детальной привязки ОГ D₁ к буровым данным в море Бофорта нами построен региональный корреляционный ход от восточного склона ХЛ до Канадской котловины. В результате было подтверждено совпадение ОГ D₁ с отражающим горизонтом Ног-30 [27], располагающимся в подошве олигоценовой формации кугмаллит [18]. Таким образом, прямая непрерывная корреляция ОГ D₁ дает возможность напрямую сопоставить его с буровыми данными по шельфу моря Бофорта и скоррелировать с границей эоцена — олигоцена (~ 34 млн л. н.).

По мнению ряда ученых [16], резкое похолодание в Арктике, пришедшее на смену температурному оптимуму палеоэоцена — эоцена, было спровоцировано раскрытием пролива Фрама и формированием современной модели водообмена между СЛО и Северной Атлантикой.

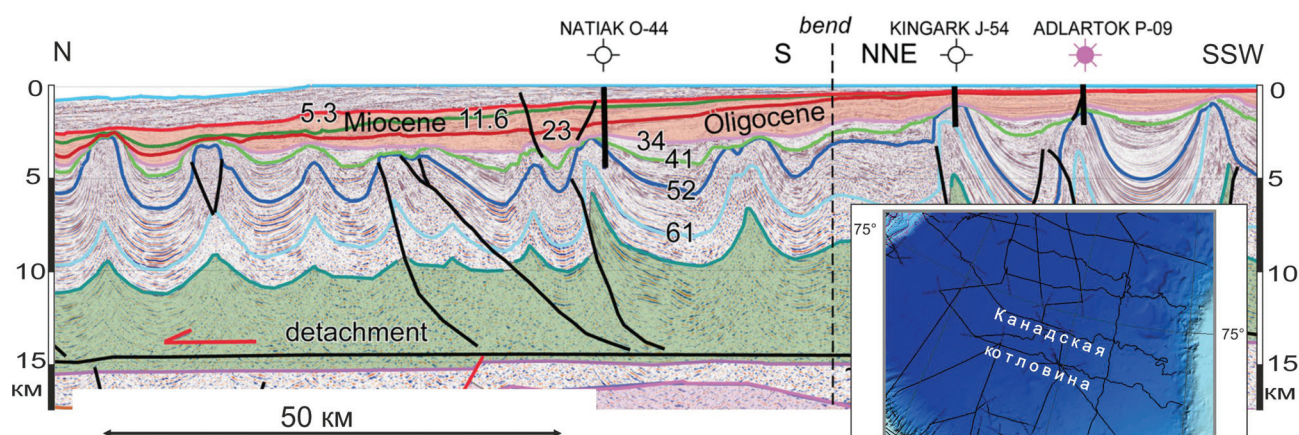


Рис. 4. Фрагмент сейсмического профиля 3500 [20] в море Бофорта, иллюстрирующий формирование единой олигоцен-четвертичной толщи, накопившейся после завершения компрессионных деформаций эврикской орогении в Бофортском складчатом поясе. Розовая линия соответствует рефлектору Ног-30 (34 млн лет) [28], полностью аналогичному ОГ D₁, согласно авторской сейсмической модели. Положение профиля показано на врезке

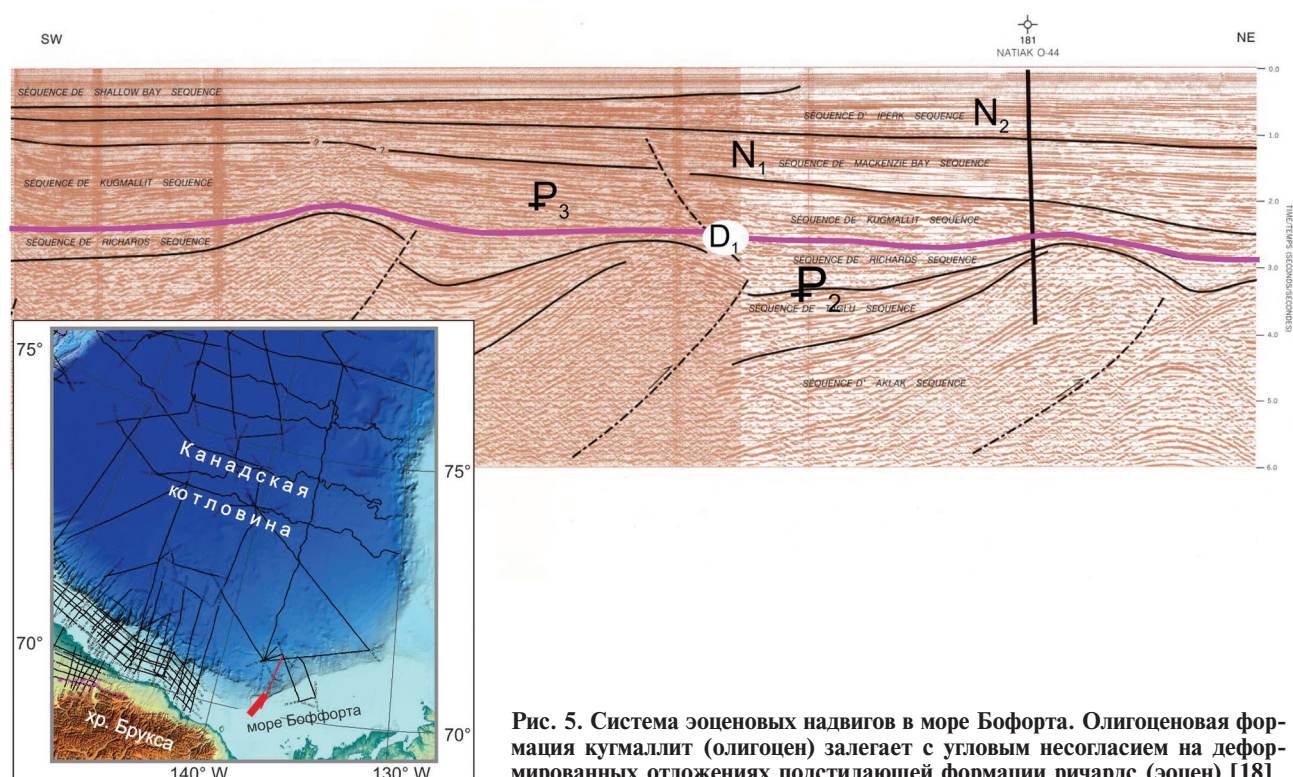


Рис. 5. Система эоценовых надвигов в море Бофорта. Олигоценовая формация кугмаллит (олигоцен) залегает с угловым несогласием на деформированных отложениях подстилающей формации ричардс (эоцен) [18]

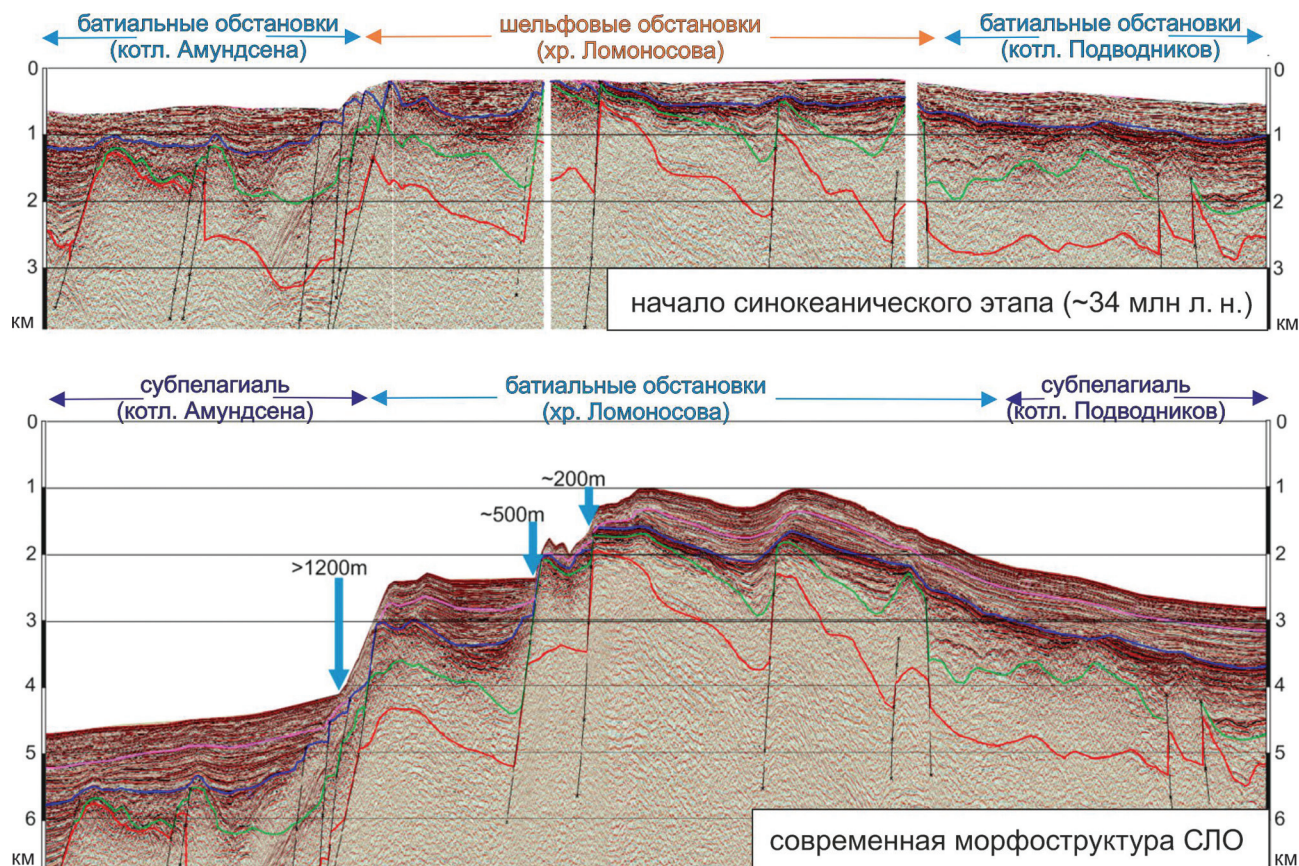


Рис. 6. Принципиальная модель формирования современной морфоструктуры СЛО на примере дифференцированного проседания хребта Ломоносова и смежных котловин в начале неотектонического этапа. В результате дифференцированных нисходящих тектонических движений гребневая область хребта Ломоносова погрузилась до глубин порядка 1–1,5 км, а смежные котловины Подводников и Амундсена до 2 и 3 км соответственно. Стрелки показывают предполагаемые амплитуды вертикальных движений по сети неотектонических нарушений

Важный реперный регион, позволяющий на основании геологических данных охарактеризовать тектонические события границы эоцена — олигоцена, располагается по другую сторону Арктического бассейна. В 2016 г. группой немецких ученых завершено обобщение полевых исследований области эврикской орографии на Канадском архипелаге, севере и северо-востоке Гренландии, а также Свальбарде [29]. По этим данным, здесь фиксируется многофазная последовательность внутриконтинентальных компрессионных и сдвиговых деформаций эврикской орографии, которая закончилась к началу олигоцена 34 млн л. н. В результате была сформирована сдвиговая зона Де-Гир, разделяющая Гренландию и Шпицберген, что в свою очередь послужило причиной раскрытия пролива Фрама.

Установленный глубоководным бурением на ХЛ переход от шельфовых обстановок к океаническим сопровождался значительными вертикальными движениями. Гребневая часть ХЛ, которая перед этим, судя по органическим остаткам, располагалась в литеральной области, для достижения батиметрических глубин должна была опуститься как минимум на 900–1000 м. Смежные части котловин Макарова и Подводников опустились более чем на 2000 м, а восточная часть котловины Амундсена — не менее чем на 3000 м (рис. 6).

Таким образом, приведенные выше факты свидетельствуют о том, что этап активизации тектонических движений конца эоцена является крупным региональным событием. С его завершением началось дифференцированное проседание Центрального бассейна СЛО. К этому же временному

интервалу приурочена смена климатических условий и фациальных обстановок, фиксируемая на 198-м метре разреза скв. АСЕХ-302, а также региональный сейсмический рефлекс ОГ D₁.

Седиментационная система центральной части бассейна СЛО. После завершения стратиграфической привязки ОГ D₁ была проведена процедура оценки величин возможных корреляционных ошибок по пересечениям сейсмических профилей. Оценка проводилась стандартными инструментами The Kindom Suite. Сравнивая положение сейсмического рефлексора на пересекающихся профилях, этот инструмент позволяет графически оценить величину ошибки. После корректировки вертикальная невязка на большей части региона не превышает 10–20 м. Единичные более высокие значения невязки (в пределах 50–100 м) на пересечениях архивных профилей, очевидно, связаны с ошибками в пространственной привязке сейсмических пикетов.

После этого были построены структурная карта по ОГ D₁ (изогипсы подошвы синокеанического слоя), карта мощности синокеанических отложений, схема расположения кайнозойских клиноформ, а также впервые составлена схема неотектонических нарушений.

Анализ предолигоценового рельефа тесно связан с анализом сети неотектонических тектонических нарушений (рис. 7). Структурная карта была построена с учетом разломной сети. В результате предполагается, что неотектонический этап развития региона парагенетичен событиям конца эврикской орографии [29]. Тектонические

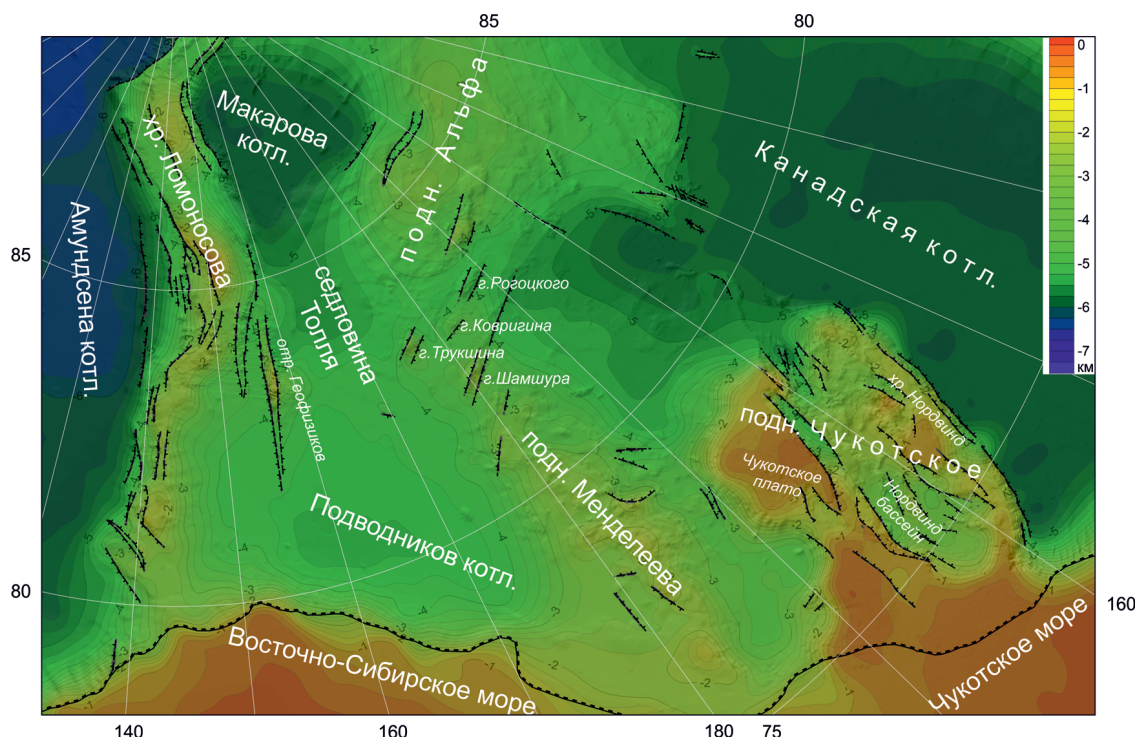


Рис. 7. Структурная карта подошвы синокеанической толщи (ОГ D₁, 34 млн л. н.). Черными линиями показаны тектонические нарушения, реактивированные в ходе неотектонического этапа эволюции СЛО, черной зубчатой — бровка современного шельфа

напряжения были реализованы в реактивации ограниченных фрагментов древней разломной сети. На примере ХЛ видно, что максимальное количество обновленных фрагментов дизъюнктивов приходится на крутой западный и обращенный в сторону котловины Амундсена фланг хребта. Возможно, таким образом были реализованы тектонические напряжения в Евразийском бассейне СЛО, связанные со спредингом на хребте Гаккеля. Зеркальная ситуация наблюдается на Чукотском поднятии, где максимально тектонизированным является склон, обращенный в сторону Канадской котловины. Примечательно, что центральная часть региона в пределах поднятия Альфа-Менделеева характеризуется весьма ограниченным количеством реактивированных разломов. Структурная карта показывает активизацию здесь весьма коротких фрагментов северо-восточного простирания. В результате были сформированы локальные поднятия таких подводных возвышенностей, как Рогоцкого, Трукшина, Шамшура, плато Почтарёва и др. Погружение котловины Подводников, очевидно, носило спокойный пликативный характер.

Структура поверхности предолигоценного рельефа в общих чертах повторяет современную морфоструктуру СЛО (рис. 7). В рельефе поверхности уже фиксируются все современные положительные формы глубоководного ложа. Хребт Ломоносова представлен серией

кулисообразных горстов, возвышающихся над смежными котловинами на 1,5–2 км. Поперечное сечение ХЛ асимметрично. Максимальный уклон приурочен к западному флангу хребта, открывающегося в сторону котловины Амундсена. Менее контрастно выглядит в рельефе поднятие Альфа-Менделеева. Его относительные превышения над дном смежных впадин составляют около километра. Максимально контрастен рельеф Чукотского поднятия, особенно его северный и восточный борты с амплитудой до 3–4 км.

Особенность неотектонического этапа — отсутствие тектонических нарушений вдоль современной бровки шельфа. Это свидетельствует о том, что вертикальные тектонические движения вдоль этой зоны не сопровождались нарушением сплошности пород и, несмотря на значительные амплитуды, часто носили пликативный характер. В большинстве случаев бровка шельфа приурочена к перегибу аккумулятивной толщи проградационного наращивания осадочного чехла.

Анализ карты мощности синоксанических отложений позволяет нам разделить весь регион исследований на три седиментационные системы, состоящие из областей сноса, транзита и аккумуляции осадков (рис. 8).

Первая, характеризующаяся максимальными мощностями толщи (до 3 км), располагается на востоке, охватывая Канадскую котловину и ее периферию. Очевидно, что основной снос

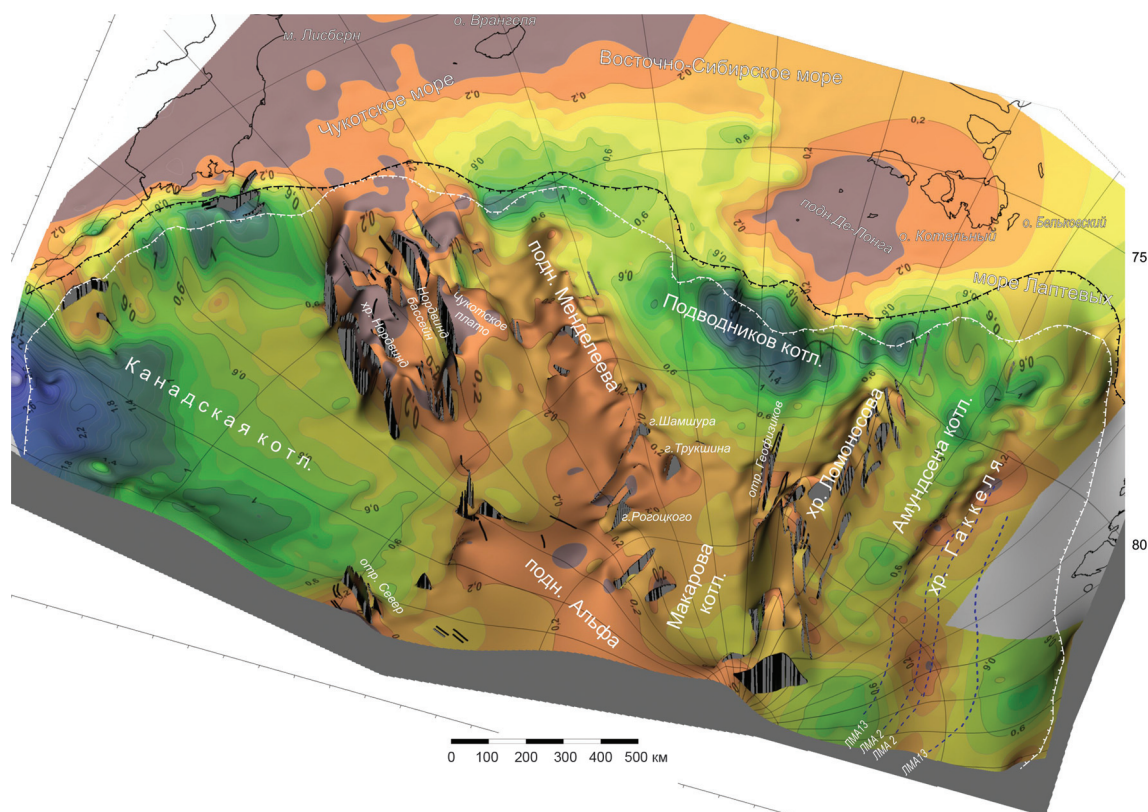


Рис. 8. Карта мощности синоксанических отложений. В качестве подложки использована псевдообъемная модель доокеанического рельефа (ОГ D₁). Серые полигоны — тектонические нарушения, реактивированные в ходе неотектонического этапа эволюции СЛО. Белой зубчатой линией обозначена бровка шельфа начала неотектонического этапа, черной — бровка современного шельфа

осадков в Канадскую котловину шел со стороны восточной части хребта Брукса. Накоплению катастрофических мощностей осадков способствовали близость области сноса к депоцентру осадконакопления и эврикские тектонические движения в хребте Брукса. Сравнительно большие объемы терригенных осадков поставлялись в котловину и со стороны Канадского Арктического архипелага с островов Бэнкса, Мелвилл и принца Патрика. Незначительные области сноса фиксируются нами на восточном склоне хребта Нордвинд и в районе поднятия Север.

Вторую седиментационную систему образует обширный депоцентр на шельфе Восточно-Сибирского моря и в современной котловине Подводников. Средняя мощность осадков составляет 400 м. Области сноса для этой седиментационной системы послужили поднятие Де-Лонга, материковое обрамление и восточная часть Чукотского моря. В районе поднятия Альфа-Менделеева фиксируется область с незначительной мощностью синокеанических отложений, где накапливался так называемый конденсированный разрез.

Третья седиментационная система располагается в котловине Амундсена. Карта мощности синокеанических осадков демонстрирует существование здесь трех локальных депоцентров осадконакопления. Очевидно, областью сноса для южного депоцентра служил шельф моря Лаптевых. Определение областей сноса для центрального и приполюсного депоцентра требует отдельного изучения. Сейсмические данные показывают, что ХЛ на этом этапе развития не мог служить источником терригенного материала, поскольку его

пригребневая часть перекрыта толщей синокеанических осадков мощностью ~ 200 м.

Важным объектом второй седиментационной системы является толща проградационного наращивания мощностью до 1500–1600 м, маркирующая собой зону современной бровки шельфа Восточно-Сибирского моря (рис. 8 и 9). Наиболее мощные осадочные тела приурочены к конусам выноса рек Маккензи, Индигирки, Колымы, а также палеодолин Северного склона Аляски, разгружавшихся через каньон Барроу.

При сравнении клиноформ неотектонического этапа с эоценовыми и палеоценовыми аналогами выделяется ряд характерных различий. Во-первых, наблюдается последовательная проградация клиноформ в сторону современного глубоководного бассейна. Особенно ярко это проявлено на севере Чукотского моря, где максимальная проградация клиноформной толщи с палеоцена по олигоцен включительно (с 65 до 23 млн л. н.) достигает более 200 км. Во-вторых, максимальной мощностью (до 1500 м и более) и площадью покрытия обладают проградационные толщи эоценового периода, что может быть объяснено синхронностью этого седиментационного этапа и главного этапа эврикской орогении.

По сравнению с более древними проградационными толщами, клиноформы начала неотектонического этапа относительно маломощны (рис. 9) и занимают узкую, шириной не более 50 км, полосу в районе современной бровки шельфа. В палеорельефе синокеанические клиноформы образуют весьма крутой уступ, свидетельствующий о том, что формирование синокеанических клиноформ происходило в ходе

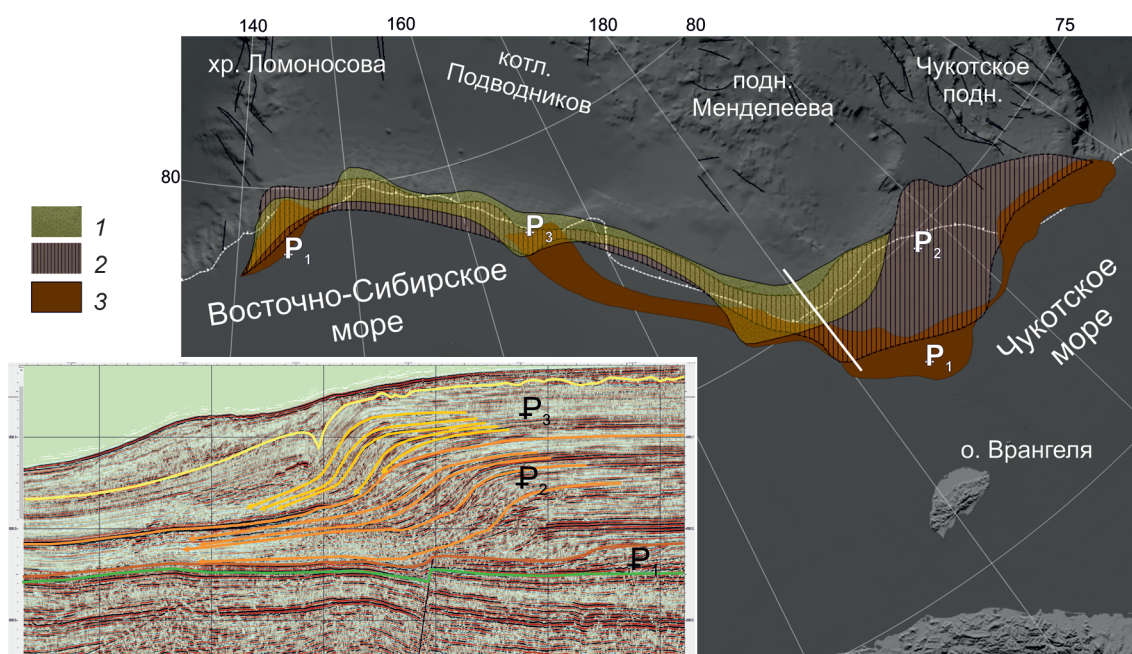


Рис. 9. Схема распространения проградационных комплексов палеоцена, эоцена и олигоцена на Восточно-Арктическом шельфе. Белой зубчатой линией обозначена современная бровка шельфа, белой прямой — положение фрагмента сейсмического профиля

Проградиационные комплексы: 1 — олигоценовые, 2 — эоценовые, 3 — палеоценовые

короткого, но интенсивного эпизода тектонической активизации в начале олигоцена или в самом конце эоцена. Дифференцированное проседание морского дна у бровки шельфа было сконцентрировано в узкой полосе и привело к проградации бровки шельфа вглубь бассейна СЛО.

Сверху проградационная толща несогласно перекрыта, предположительно, N_1-Q комплексом осадков, выполняющих неровности комплекса клиноформ. Возрастной интервал этого этапа определить сложно. Мы весьма приблизительно соотносим его с концом миоцена — квартером. Отсутствие клиноформ в верхней части разреза свидетельствует о спокойном тектоническом режиме в этом регионе на заключительном этапе эволюции. Однако последние выводы не относятся к внешней части шельфа моря Лаптевых, где, по сейсмическим данным, фиксируется множество молодых тектонических нарушений, смещающих отложения N_1-Q комплекса.

Выводы. Согласно комплексу геологических, буровых и геофизических данных, приведенных в статье, буровой интервал ~ 198 м в скв. АСЕХ-302 на ХЛ, сопоставляемый с перестройкой морфоструктурного плана региона и началом этапа глубоководной седиментации в Центральном бассейне СЛО, весьма уверенно коррелируется с геологическими событиями на границе эоцена и олигоцена (~ 34 млн л. н.).

Современная морфоструктура Центральной Арктики была в основном сформирована в ходе достаточно короткого тектонического события на границе эоцена и олигоцена. Палеорельеф начала синокеанического этапа характеризовался заметно меньшими превышениями и был сформирован уже в конце эоцена. Положение большинства современных морфоструктур унаследовано от древних морфоструктурных планов. Прототипы современных хребтов располагались на литоральных, а прототипы современных впадин — на батимальных глубинах. Дифференцированное проседание фиксируется в сейсмических разрезах по всей Центрально-Арктической области. Максимальные величины погружения (до ~ 3000 м) характерны для котловин Нансена и Амундсена. Впадины Макарова и Подводников опустились на ~ 2000 м, а гребневые зоны хребтов и поднятий примерно на ~ 1000 м.

Геологическими реперами глубокой морфоструктурной перестройки региона в ходе этого этапа могли служить смена мелководных обстановок глубоководными в гребневой части ХЛ и региональная система структурных и стратиграфических несогласий в интервале 34–36 млн л. н.: на шельфах морей Бофорта на контакте свит кугмаллит (олигоцен) и ричардс (эоцен) и Лаптевых — в подошве нерпичинской свиты.

Седиментационные обстановки этапа характеризовались отчетливой циркумокеанической зональностью. Обширные области сноса располагались в материковой части, шельфы в основном являлись областями транзита осадков. Области

интенсивного осадконакопления располагались непосредственно под бровкой шельфа морей Бофорта, Восточно-Сибирского и Чукотского. Конечный глубоководный бассейн стока располагался в центре региона.

Тектоническим триггером начала неотектонического этапа, очевидно, послужили финальные эпизоды эврикской складчатости, фиксируемой на севере Гренландии, Канадском Арктическом архипелаге, Шпицбергене и шельфе моря Бофорта. В результате достаточно короткого тектонического события (~ 36–34 млн л. н.) произошли активизация части древних дизъюнктивов и, как следствие, дифференцированное вертикальное погружение глубоководной области. Тектонические напряжения, возникающие при формировании Евразийского бассейна, реализовывались оживлением коротких сегментов мезозойских дизъюнктивов вдоль западного фланга ХЛ. Асимметричность поперечного сечения ХЛ с крутым западным флангом и пологим восточным была сформирована именно на этом этапе. В котловине Подводников фиксируется лишь одно место реактивации МЗ разломной сети. На поднятии Менделеева сформированы локальные поднятия гор Трукшина, Рогоцкого, Шамшура, плато Т-3 и Почтарёва и др. Контрастные тектонические движения фиксируются в пределах Чукотского плато, где была активизирована субмеридиональная система палеозойских и мезозойских тектонических нарушений. Новейшие разломы здесь обладают сбросовой кинематикой и лишь частично выражены трансензионными нарушениями в зоне сочленения с шельфом.

Настоящая работа выполнена в отделе сводного и обзорного геологического картографирования ВСЕГЕИ в рамках Государственных заданий Федерального агентства по недропользованию № 049-00009-18-00 и № 049-00013-19-00 за 2018 и 2019 гг.

Авторы выражают благодарность Н. Н. Соболеву и С. П. Шокальскому за научные консультации по теме статьи и поддержку в работе.

1. Арктический бассейн (геология и морфология) / под ред. В. Д. Каминского. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. — 291 с.

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-58-(60) — Билибино. Объяснительная записка. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. — 146 с. + 6 вкл.

3. Гриненко О. В., Сергеев А. И., Белолобский И. Н. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России // Отечественная геология. — 1997. — № 8. — С. 14–20.

4. Дараган-Сушова Л. А. Геология и тектоника северо-востока Российской Арктики (по сейсмическим данным) / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Н. Н. Соболев, Ю. И. Дараган-Сушов, Л. Р. Гринько, Н. А. Петровская // Геотектоника. — 2015. — № 6. — С. 3–19.

5. Деменицкая Р. М., Киселев Ю. Г. Особенности строения, морфологии осадочного чехла центральной

- части хребта Ломоносова по сейсмическим исследованиям // Геофизические методы разведки в Арктике. — Л.: НИИГА, 1968. Т. 5. — С. 33–46.
6. Инновационный вектор развития ОАО «МАГЭ»: Сб. науч. ст. / под ред. Г. С. Казанина, Г. И. Иванова. — СПб., 2017. — 264 с.
7. Ким Б. И., Глейзер З. И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2007. — Т. 15, № 4. — С. 63–83.
8. Киселев Ю. Г. Глубинная геология Арктического бассейна. — М.: Недра, 1986. — 224 с.
9. Кузьмичев А. Б. Палеоген-неогеновые отложения острова Бельковский (Новосибирские острова): к характеристике осадочного чехла в восточной части шельфа моря Лаптевых / А. Б. Кузьмичев, Г. Н. Александрова, А. Б. Герман, М. К. Данукалова, А. Н. Симакова // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2013. — № 4 (21). — С. 91–116.
10. Морозов А. Ф. Новые геологические данные, обобщающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий / А. Ф. Морозов, О. В. Петров, С. П. Шокальский, С. Н. Кашубин, А. А. Кременецкий, М. Ю. Шкатов, Е. А. Гусев, Г. Э. Грикуров, П. В. Рекант, С. С. Шевченко, С. А. Сергеев, В. В. Шатов // Региональная геология и металлогения. — 2013. — № 53. — С. 34–55.
11. Остров Врангеля: геологическое строение, минералогия, геоэкология / под ред. М. К. Косыко, В. И. Ушакова. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. — 137 с.
12. Петровская Н. А., Савишкина М. А. Сопоставление сейсмокомплексов и основных несогласий в осадочном чехле шельфа Восточной Арктики // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2014. — Т. 9, № 3. — С. 1–26.
13. Рекант П. В. История формирования осадочного чехла глубоководной части арктического бассейна по данным сейсмических исследований МОВ-ОГТ / П. В. Рекант, О. В. Петров, С. Н. Кашубин, А. В. Рыбалка, И. Ю. Винокуров, Е. А. Гусев // Региональная геология и металлогения. — 2015. — № 64. — С. 11–27.
14. Рекант П. В., Гусев Е. А. Сейсмогеологическая модель строения осадочного чехла прилаптевоморской части хребта Ломоносова и прилегающих глубоководных котловин Амундсена и Подводников // Геология и геофизика. — 2012. — Т. 53, № 11. — С. 1497–1512.
15. Черных А. А., Крылов А. А. Длительность, причины и геодинамическое значение среднекайнозойского перерыва в осадконакоплении в приполюсной части хребта Ломоносова (по материалам бурения IODP-302-ACEX) // Океанология. — 2017. — Т. 57, № 5. — С. 745–756.
16. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Løvlie R., Pålke H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. — 2008. — Vol. 23. — <https://doi.org/10.1029/2007PA001476>
17. Coakley B., Brumley K., Lebedeva-Ivanova N., Mosher D. Exploring the geology of the central Arctic Ocean; understanding the basin features in place and time // *Journal of the Geological Society*. — 2016. — <https://doi.org/10.1144/jgs2016-082>
18. Dixon J. (Ed.). Geological atlas of the Beaufort-Mackenzie area // *Geological survey of Canada. — Miscellaneous Report 59*. — 1996. — 173 p.
19. Franke D., Hinz K. Geology of the Shelves surrounding the New Siberian Islands, Russian Arctic // *Stephan Mueller Special Publication Series*. — 2009. — Vol. 4. — Pp. 35–44.
20. Helwig J. et al. Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential // *Geological Society, London, Memoirs*. — 2011. — No. 1, Chpt. 35. — Pp. 527–543.
21. Ilhan I., Coakley B. J., Houseknecht D. W. Mesozoic evolution of the Chukchi Shelf and North Chukchi Basin // *Marine and Petroleum Geology*. — 2018. — <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.04.014>
22. Jokat W. The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88°N and 80°N // *Geophysical Journal International*. — 2005. — Vol. 163. — Pp. 698–726.
23. Jokat W., Ickrath M., O'Connor J. Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. — 2013. — Vol. 40, No. 19. — Pp. 5047–5051.
24. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. — 2004. — Vol. 31. — <https://doi.org/10.1029/2003GL018352>
25. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // *Geophysical Journal International*. — 1995. — Vol. 122. — Pp. 378–392.
26. Kristoffersen Y. The Eurasia Basin: an update from a decade of geoscientific research // *Polarforschung*. — 2000. — Vol. 68. — Pp. 11–18.
27. Mosher D. C., Shimeld J., Hutchinson D., Chian D., Lebedeva-Ivanova N., Jackson R. Canada Basin revealed // *OTC Arctic Technology Conference*. — Houston, Texas, USA. — 2012. — 11 p. — <https://doi.org/10.4043/23797-MS>
28. Mosher D. C., Shimeld J. W., Hutchinson D. R., Jackson H. R. Canadian UNCLOS extended continental shelf program seismic data holdings (2006–2011) // *Geological Survey of Canada*. — 2016. — <https://doi.org/10.4095/297590>
29. Piepjohn K., Gosen W. von, Tessensohn F. The Eureka deformation in the Arctic: an outline // *Journal of the Geological Society*. — 2016. — Vol. 173, No. 6. — Pp. 1007–1024.
30. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. — 2011. — Vol. 38. — <https://doi.org/10.1029/2011GL047953>
31. Stein R., Jokat W., Niessen F., Weigelt E. Exploring the long-term Cenozoic Arctic Ocean climate history: a challenge within the International Ocean Discovery Program (IODP) // *Arktos*. — 2015. — Vol. 1. — 3 p. — <https://doi.org/10.1007/s41063-015-0012-x>
32. Triesenberg P. J., Hart P. E., Childs J. R. National Archive of Marine Seismic Surveys (NAMSS) // A USGS data website of marine seismic reflection data within the U. S. Exclusive Economic Zone (EEZ): U.S. Geological Survey Data Release [Электронный ресурс]. — URL: 10.5066/F7930R7P

-
1. Арктический бассейн (геология и морфология) [Arctic basin (geology and morphology)]. Ed. by V. D. Kaminskogo. St. Petersburg: VNIIOkeanogeologiya. 2017. 291 p.
2. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (novaya seriya). List R-58—(60) Bilibino. Ob"yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (new series). Sheet R-58—(60) Bilibino. Explanatory note]. St. Petersburg: Izd-vo VSEGEI. 1999. 146 p. + 6 vkl.
3. Grinenko O. V., Sergeenko A. I., Beloyubskiy I. N. Stratigraphy of Paleogene and Neogene deposits of the North-East of Russia. *Otechestvennaya geologiya*. 1997. No. 8, pp. 14–20. (In Russian).
4. Daragan-Sushchova L. A., Petrov O. V., Sobolev N. N., Daragan-Sushchov Yu. I., Grin'ko L. R., Petrovskaya N. A. Geology and tectonics of the northeast of the Russian Arctic (according to seismic data). *Geotectonics*. 2015. No. 6, pp. 3–19. (In Russian).
5. Dement'yeva R. M., Kiselev Yu. G. Features of the structure, morphology of the sedimentary cover of the central part of the Lomonosov Ridge according to seismic studies. *Geophysical methods of exploration in the Arctic*. Leningrad: NIIGA. 1968. Vol. 5. Pp. 33–46. (In Russian).

6. Innovatsionnyy vektor razvitiya OAO «MAGE» [Innovative vector of development of MAGE OJSC]: Sb. nauch. st. Ed. by G. S. Kazanina, G. I. Ivanova. St. Petersburg. 2017. 264 p.
7. Kim B. I., Gleyzer Z. I. Sedimentary cover of the Lomonosov Ridge (stratigraphy, history of the formation of the cover and structure, age dating of seismic complexes). *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2007. Vol. 15. No. 4, pp. 63–83. (In Russian).
8. Kiselev Yu. G. Glubinnaya geologiya Arkticheskogo basseyne [Deep geology of the Arctic basin]. Moscow: Nedra. 1986. 224 p.
9. Kuz'michev A. B., Aleksandrova G. N., German A. B., Danukalova M. K., Simakova A. N. Paleogene-Neogene deposits of Belkovsky Island (Novosibirsk Islands): to the characterization of sedimentary cover in the eastern shelf of the Laptev Sea. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2013. Vol. 21. No. 4, pp. 91–116. (In Russian).
10. Morozov A. F., Petrov O. V., Shokal'skiy S. P., Kashubin S. N., Kremenetskiy A. A., Shkatov M. Yu., Gusev E. A., Griukov G. E., Rekant P. V., Shevchenko S. S., Sergeev S. A., Shatov V. V. New geological data confirming the continental nature of the Central Arctic uplifts area (first results of studying bottom rock material collected by "Arctic-2012" expedition). *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2013. No. 53, pp. 34–55. (In Russian).
11. Ostrov Vrangelya: geologicheskoe stroenie, mineralogiya, geoekologiya [Wrangel Island: geological structure, mineralogy, geocology]. Ed. by M. K. Kos'ko, V. I. Ushakova. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2003. 137 p.
12. Petrovskaya N. A., Savishkina M. A. Comparison of seismic complexes and major disagreements in the sedimentary cover of the shelf of the Eastern Arctic. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*. 2014. Vol. 9. No. 3, pp. 1–26. (In Russian).
13. Rekant P. V., Petrov O. V., Kashubin S. N., Rybalka A. V., Vinokurov I. Yu., Gusev E. A. The history of the formation of the sedimentary cover of the deepwater part of the Arctic basin according to seismic data from the MOV-OGT. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2015. No. 64, pp. 11–27. (In Russian).
14. Rekant P. V., Gusev E. A. Seismological and geological model of the structure of sedimentary cover in the near-Left part of the Lomonosov Ridge and adjacent deep-water basins of Amundsen and Podvodnikov. *Geologiya i geofizika*. 2012. Vol. 53. No. 11, pp. 1497–1512. (In Russian).
15. Chernykh A. A., Krylov A. A. Duration, causes and geodynamic significance of the Middle Cenozoic interruption in sedimentation in the polar part of the Lomonosov Ridge (based on drilling materials IODP-302-ACEX). *Okeanologiya*. 2017. Vol. 57, No. 5, pp. 745–756. (In Russian).
16. Backman, J., Jakobsson, M., Frank, M., Sangiorgi, F., Brinkhuis, H., Stickley, C., O'Regan, M., Løvlie, R., Pälike, H., Spofforth, D., Gattacecca, J., Moran, K., King, J., Heil, C., 2008: Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge. *Paleoceanography*. 23. <https://doi.org/10.1029/2007PA001476>
17. Coakley, B., Brumley, K., Lebedeva-Ivanova, N., Mosher, D. 2016: Exploring the geology of the central Arctic Ocean; understanding the basin features in place and time. *Journal of the Geological Society*. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-082>
18. Dixon, J. (Ed.). 1996: Geological atlas of the Beaufort-Mackenzie area. *Geological survey of Canada*. Miscellaneous Report 59. Minister of Natural Resources Canada. 173.
19. Franke, D., Hinz, K. 2009: Geology of the Shelves surrounding the New Siberian Islands, Russian Arctic. *Stephan Mueller Special Publication Series*. 4. 35–44.
20. Helwig, J. et al. 2011: Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential. *Geological Society, London, Memoirs*. 1. 35. 527–543.
21. Ilhan, I., Coakley, B. J., Houseknecht, D. W. 2018: Meso-Cenozoic evolution of the Chukchi Shelf and North Chukchi Basin. *Marine and Petroleum Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.04.014>
22. Jokat, W. 2005: The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88°N and 80°N. *Geophysical Journal International*. 163. 698–726.
23. Jokat, W., Ickrath, M., O'Connor, J. 2013: Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*. 19. 40. 5047–5051.
24. Jokat, W., Micksch, U., 2004: Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1029/2003GL018352>
25. Jokat, W., Weigelt, E., Kristoffersen, Y. 1995: New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin. *Geophysical Journal International*. 122. 378–392.
26. Kristoffersen, Y. 2000: The Eurasia Basin: an update from a decade of geoscientific research. *Polarforschung*. 68. 11–18.
27. Mosher, D. C., Shimeld, J., Hutchinson, D., Chian, D., Lebedeva-Ivanova, N., Jackson, R. 2012: Canada Basin Revealed. *OTC Arctic Technology Conference, Houston, Texas, USA*. 11. <https://doi.org/10.4043/23797-MS>
28. Mosher, D. C., Shimeld, J. W., Hutchinson, D. R., Jackson, H. R. 2016: Canadian UNCLOS extended continental shelf program seismic data holdings (2006–2011). *Geological Survey of Canada*. <https://doi.org/10.4095/297590>
29. Piepjohn, K., Gosen, W. von, Tessensohn, F. 2016: The Eureka deformation in the Arctic: an outline. *Journal of the Geological Society*. 173. 6. 1007–1024.
30. Poirier, A., Hillaire-Marcel, C. 2011: Improved Os isotope stratigraphy of the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*. 38. <https://doi.org/10.1029/2011GL047953>
31. Stein, R., Jokat, W., Niessen, F., Weigelt, E. 2015: Exploring the long-term Cenozoic Arctic Ocean climate history: a challenge within the International Ocean Discovery Program (IODP). *Arktos*. 1. <https://doi.org/10.1007/s41063-015-0012-x>
32. Triesenberg, P. J., Hart, P. E., Childs, J. R. National Archive of Marine Seismic Surveys (NAMSS). *A USGS data website of marine seismic reflection data within the U. S. Exclusive Economic Zone (EEZ): U.S. Geological Survey Data Release*. URL: 10.5066/F7930R7P

Рекант Павел Витольдович — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <Pavel_Rekant@vsegei.ru>

Леонтьев Денис Игоревич — зам. зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <Denis_Leontiev@vsegei.ru>

Петров Евгений Олегович — канд. геол.-минерал. наук, директор центра, ВСЕГЕИ¹. <evgeniy_petrov@vsegei.ru>

Rekant Pavel Vitol'dovitch — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹. <Pavel_Rekant@vsegei.ru>

Leontiev Denis Igorevich — Deputy Head of the Department, VSEGEI¹. <Denis_Leontiev@vsegei.ru>

Petrov Evgeniy Olegovich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Director of the Center, VSEGEI¹. <evgeniy_petrov@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

А. Г. ГРИГОРЬЕВ, В. А. ЖАМОЙДА, Д. В. ПРИЩЕПЕНКО, Д. В. РЯБЧУК (ВСЕГЕИ)

Формы нахождения химических элементов в верхнечетвертичных отложениях восточной части Финского залива

Выделено четыре литостратиграфических комплекса, соотносимые с различными этапами развития Балтийского моря в позднечетвертичное время. Остается малоизученным вопрос о формах нахождения химических элементов в этих отложениях. Геохимическая специализация разновозрастных отложений заключается в специфическом соотношении содержаний форм нахождения изучаемых химических элементов. Наиболее распространенные формы химических элементов в отложениях всех выделенных стадий — труднорастворимые минеральные и окисно-гидроксидные.

Ключевые слова: геохимия, формы нахождения элементов, донные отложения, Финский залив.

A. G. GRIGOR'EV, V. A. ZHAMOIDA, D. V. PRISHCHEPENKO, D. V. RYABCHUK (VSEGEI)

Forms of chemical elements occurrence in the Upper Quaternary sediments of the eastern Gulf of Finland

Four litho-stratigraphic units correlated with various stages of the Baltic Sea evolution during the Late Quaternary have been identified in the eastern Gulf of Finland. Forms of the chemical elements occurrence in these sediments are poorly studied. The geochemical specialization of sediments having different ages is characterized by a specific ratio between forms of the chemical elements occurrence. The most common forms of chemical elements occurrence in the sediments of all identified stages are poorly reactive and (hydr) oxide forms.

Keywords: geochemistry, forms of elements occurrence, bottom sediments, the Gulf of Finland.

Для цитирования: Григорьев А. Г. Формы нахождения химических элементов в верхнечетвертичных отложениях восточной части Финского залива / А. Г. Григорьев, В. А. Жамойда, Д. В. Прищепенко, Д. В. Рябчук // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 81. — С. 73–82.

Введение. С момента деградации последнего оледенения — примерно 17 000 лет назад — акватория современного Балтийского моря прошла несколько этапов развития, представляя собой то замкнутую пресноводную озерную систему, то морскую, связанную с океаном. Существование этих этапов явилось результатом изменения климата, стадийной деградации последнего оледенения, эвстатического подъема уровня Мирового океана, гляциоизостатического воздымания Балтийского щита, неотектонических движений и других факторов. В восточной части Финского залива коренные породы практически повсеместно перекрыты мореной последнего оледенения, выше которой обычно выделяются четыре основных литостратиграфических комплекса, соотносимые с различными этапами развития Балтийского моря [18]. В нижней части разреза залегают ленточные глины начальной стадии развития приледниковых озер и тонкослоистые и монотонные глины Балтийского ледникового озера, заполнявшего всю впадину современной Балтики и Ладожское озеро. В восточной части Финского залива накопление ледниково-озерных отложений происходило в интервале между 14,5 [20; 21] и 11,7 тыс. кал. лет BP [15; 16]. Выше по разрезу отмечены глины пресного Анцилового

озера (11,7–9,8 тыс. кал. лет BP) [15], перекрываемые литориновыми и постлиториновыми морскими осадками [17].

Геохимия послеледниковых отложений Балтийского моря рассматривалась в ряде работ [2; 4; 5; 13; 19], однако вопрос о формах нахождения химических элементов в верхне-неоплейстоценовых и голоценовых отложениях восточной части Финского залива остается малоизученным, хотя и представляет значительный интерес с позиции геохимической характеристики выделяемых в разрезе литостратиграфических подразделений и опосредованно для выяснения палеоусловий седиментации и аутигенного минералообразования. К настоящему времени опубликованы сведения о формах нахождения химических элементов исключительно в поверхностных донных осадках Невской губы и российского сектора Юго-Восточной Балтики [9–11] и в железомарганцевых конкрециях Финского залива [23]. Лишь частично формы нахождения химических элементов в отложениях седиментационных бассейнов Центральной Балтики рассмотрены в работах [2; 22].

Основным источником обломочного материала, поступавшего в бассейн седиментации в позднем неоплейстоцене — голоцене и формировавшего донные отложения восточной части

Финского залива, можно считать размываемые и эродируемые ледниковые образования, вещество которых отражает усредненный состав пород Балтийского щита. В довольно однообразном по разрезу минеральном составе алевро-песчаных фракций резко преобладают кварц и полевые шпаты. В незначительных количествах присутствуют слюды (биотит, мусковит). В единичных зернах встречаются глауконит и карбонатные минералы. Тяжелая подфракция представлена преимущественно амфиболами, гранатами альмандин-пиропового ряда, эпидотом, ильменитом. В подчиненном количестве присутствуют циркон, апатит, сфен, реже турмалин, пироксен [8]. Во всех выделенных литолого-стратиграфических подразделениях основным глинистым минералом, концентрация которого превышает 60–70 % во фракции < 0,001 мм, является гидрослюда (иллит). Содержания прочих глинистых минералов (каолинит, монтмориллонит, хлорит, вермикулит, смешаннослойные минералы) в голоценовых (поверхностных) и неоплейстоценовых отложениях редко превышают 10 % [3; 4]. В то же время отмечается довольно строгая приуроченность распределения аутигенных минералов к отложениям различных стадий развития бассейна седиментации [1; 8]. Так, практически повсеместно для ленточных глин характерно присутствие микроконкреций барита сферической формы размером до 0,01–0,8 мм [8]. В глинах Балтийского ледникового озера он встречается реже. В ледниково-озерных отложениях иногда можно отметить присутствие пелитоморфных карбонатов. Отложения, накапливавшиеся в Анциловом озере, отличаются наличием в них характерных черных сажистых стяжений размером до 2 мм, сложенных коллоидными моносulfидами железа (гидротроилит) [1; 8]. Максимальное обогащение гидротроилитом свойственно для приконтактовых зон озерных отложений. Здесь же отмечаются также

слабомагнитные стяжения размером до 2,5 мм, представляющие собой смесь минеральных фаз сульфидов. В кровле озерных отложений, как правило, расположен прослой глиен голубовато-серого цвета, характеризующийся обогащением аутигенным пиритом (дендровидные стяжения), содержание которого – 0,1–0,3 вес. %. При переходе к морским литориновым осадкам концентрация пирита уменьшается до 0,01–0,05 вес. % [8]. Наряду с микроглобулями и их агрегатами в этих отложениях отмечаются многочисленные пиритовые биоморфозы по остаткам фораминифер и диатомовых.

Материалы и методы изучения. Отбор проб неоплейстоценовых и голоценовых отложений выполнялся в восточной части Финского залива Балтийского моря в 2014 г. (станции 14-T3 и 14-T4-1) с борта гидрографического судна «Николай Матусевич», а в 2015 г. (станции 15-GF-6, 15-GF-6-1) с экспедиционной – «Соболец» с применением прямоточной гравитационной грунтовой трубки длиной 3–5 м с пластиковыми трубами-вкладышами. Положение станций пробоотбора приведено на рис. 1. Литологическое описание колонок, их фотосъемка и отбор образцов для аналитических исследований проведены в стационарной лаборатории ВСЕГЕИ при извлечении кернов из труб-вкладышей. Материалом исследований служили алевроглинистые отложения различных стадий развития Балтийского ледникового и Анцилового озер и Литоринового моря.

Отбор проб на геохимические исследования проводился по разрезу с шагом 2 см. Интервал геохимического опробования 1 см. В лаборатории пробы высушивались до воздушно-сухого состояния, дробились и истирались. Геохимический анализ (Sr, Pb, As, Zn, Cu, Ni, Co, Fe, Mn, Cr, V, Ti, Br) проводился на рентгеновском



Рис. 1. Расположение станций отбора колонок донных отложений в восточной части Финского залива

сканирующем кристалл-дифракционном спектрометре Спектроскан Макс G. Всего было проанализировано 314 проб.

Для определения форм нахождения элементов из каждого комплекса было отобрано по одной пробе осадков, а из ленточных глин — отдельно из более тонкозернистых (глинистых) и грубозернистых (алевритовых) слоев ритма.

В основу исследований заложен метод постадийных вытяжек [12], заключающийся в последовательном извлечении серии экстрактов при помощи различных реагентов из одной и той же пробы. Определялись следующие формы нахождения элементов: водорастворимые соединения (водная вытяжка); сорбированные металлы (метод обменной сорбции с помощью раствора BaCl_2); формы, связанные с битумными (спиртобензольная вытяжка) и гумусовыми органическими веществами (пирофосфатная вытяжка), карбонатными соединениями (ацетатно-буферная вытяжка), гидроксидами и оксидами железа и марганца (извлечение раствором 6N HCl); металлы в труднорастворимом остатке (разложение смесью кислот $\text{HNO}_3 + \text{HClO}_4 + \text{HF}$). При расщеплении смесью трех кислот полностью разлагается почвенная матрица и в раствор переходят даже элементы, составляющие структуру минералов. Применяемый метод постадийных вытяжек имеет определенные недостатки. Например, совершенно очевидно, что аморфные сульфиды Fe (гидротроилит), выявляемые в отложениях Анцилового озера и отчасти в морских литориновых отложениях, при пробоподготовке окисляются и в конечном итоге диагностируются как оксидно-гидроксидные формы. Анализ выделенных экстрактов проводился на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) Agilent 7700x в Центральной химико-аналитической лаборатории ВСЕГЕИ.

На гранулометрический анализ, выполненный в лаборатории ВСЕГЕИ с использованием лазерного анализатора частиц Микросайзер 201A (производства ВА Инстал) методом лазерной дифракции в диапазоне 2–300 мкм, колонки опробовались с шагом 1 см.

Результаты и обсуждение. Литологический состав отложений нескольких стадий развития Финского залива в позднем неоплейстоцене — голоцене достаточно разнообразен. Отложения начальных стадий существования приледникового озера, опробованные в колонках 15-GF-6 и 15-GF-6-1, представлены ленточными глинами, состоящими из ритмично переслаивающихся коричневых глин — алевроглин и серых плотных глинистых алевритов (рис. 2, а, 3). В опробованных грунтовых колонках значительна мощность ритма, причем в более тонкозернистых (зимних) и грубозернистых (летних) слоях она практически не отличается. Зимние прослои существенно глинистого состава имеют мощность от 1 до 6 см (средняя мощность 2,5 см в колонке 15-GF-6, а в 15-GF-6-1 — 2,9 см). Летние прослои

глинистых алевритов также варьируют по мощности от 1 до 6 см (средняя мощность 2,4 см в колонке 15-GF-6, а в 15-GF-6-1 — 2,85 см). Содержание фракции размерностью менее 0,005 мм в существенно глинистых прослоях — 71,9–87,3 %; фракции 0,05–0,005 мм (алеврит) — 12,7–27,2 %; песчаной фракции — не превышает 1,4 %. В прослоях глинистых алевритов доля фракции менее 0,005 мм — 36,7–45,1 %, а частиц алевритовой размерности — 29,8–57,5 %, примесь песчаного материала — 4,0–5,8 %. Внутри слоев, как правило, наблюдается прямая градиционная слоистость.

Отложения Балтийского ледникового озера опробованы в колонке 14-T4-1 и преимущественно состоят из полосчатых серовато-коричневых глин (рис. 2, б). Это наиболее тонкозернистые отложения послеледниковой последовательности — среднее содержание пелитового материала — 89,2 % (68,4–95,7 %), алевритового — 10,3 % (3,8–31,1 %), тонкопесчаные частицы присутствуют в количествах, не превышающих 0,6 %.

Отложения Анцилового озера в колонке 14-T4-1 представлены буровато-серыми глинами и алевроглинами (рис. 2, в). По всему интервалу фиксируются черные примазки гидротроилита, концентрирующиеся в виде отдельных гнезд и линзовидных прослоев. Наибольшей концентрации включения гидротроилита достигают в приповерхностном слое и нижней части интервала. Содержание глинистых частиц в осадках колеблется в интервале 61,3–90,2 % (среднее 76 %), алевритовых 8,0–36 % (среднее 21,9 %), примесь песчаного материала (тонко- и мелкопесчаные фракции) не превышает 3,8 % (среднее 2,1 %).

Отложения Литоринового моря, изученные в колонке 14-T3, по литологическому составу заметно отличаются от ледниково-озерных глин и отложений Анцилового озера. Они состоят из преимущественно зеленовато-серых, иногда почти черных глинистых алевритов (рис. 2, г). Окраска осадков в основном полосчатая, реже крапчатая. В последнем случае осадки, очевидно, биотурбированы. По всему интервалу отмечаются отдельные остатки раковин, реже растительный детрит. Содержания алевритовой составляющей — 48,7–73,8 % (среднее 68,3 %), пелитовой — 18–48,7 % (среднее 32,2 %), песчаных частиц — 1,7–10,5 % и достигает 24,4 % в пределах эрозионных горизонтов (среднее — 4,9 %).

Средние валовые содержания химических элементов в отложениях выделенных комплексов по изученным геологическим разрезам достаточно близки между собой (табл. 1). Некоторым исключением являются заметно пониженные средние концентрации As в отложениях приледниковых озер, Co и Cr в осадках Литоринового моря, а также значительно повышенные концентрации Si в отложениях приледниковых озер и Mn в осадках Литоринового моря. Высокие концентрации V в осадках Литоринового моря обусловлены его относительно высокой соленостью по отношению к пресноводным озерным отложениям [6].

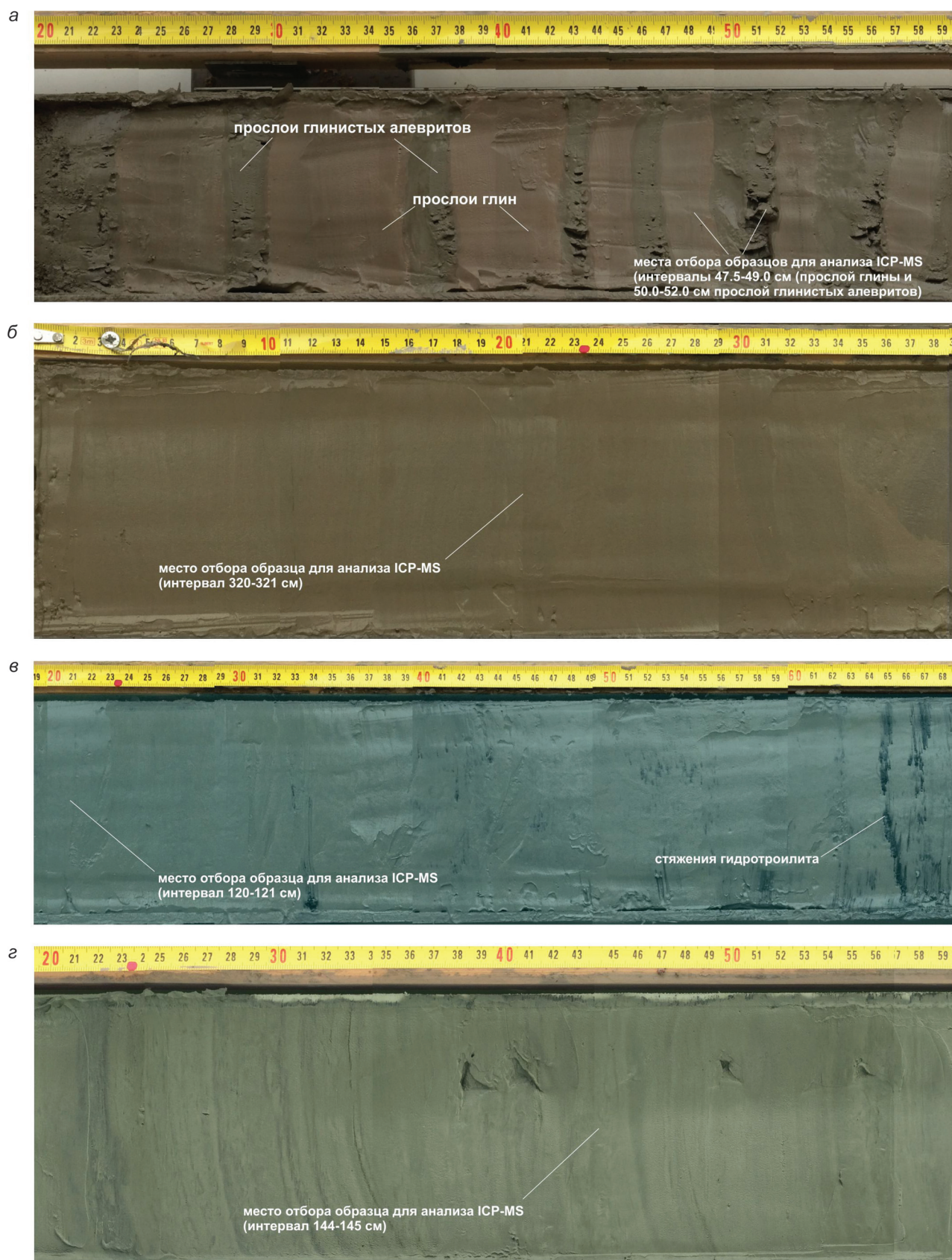


Рис. 2. Фрагменты кернов

а – ленточные глины, керн 15-GF-6-1; *б* – полосчатые глины Балтийского ледникового озера, керн 14-T4-1; *в* – глины Анцилового озера с черными сажистыми стяжениями гидротроилита, керн 14-T4-1; *г* – микрополосчатые отложения Литоринового моря, керн 14-T3

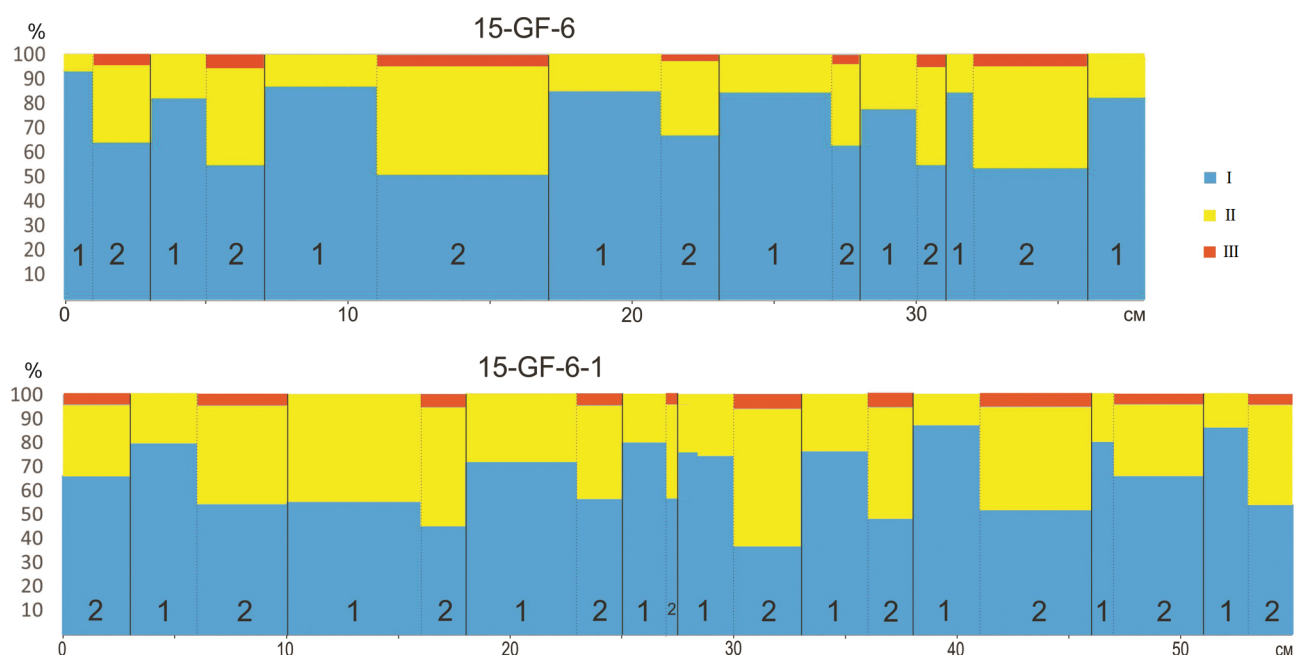


Рис. 3. Гистограммы гранулометрического состава ленточных глин колонок 15-GF-6 и 15-GF-6-1: зимние более тонкозернистые глинистые прослои (1) и летние более грубозернистые алевритовые прослои (2)

Цветом обозначены: I — пелит, II — алеврит, III — песок

Распределение форм нахождения изучаемых химических элементов в отложениях начальных стадий развития приледниковых озер (ленточные глины), собственно Балтийского ледникового и Анцилового озер, а также Литоринового моря приведены в табл. 2. Можно отметить заметные различия в распределении доминирующих форм нахождения изучаемых химических элементов между разновозрастными отложениями геологического разреза.

Для отложений ранних стадий развития приледниковых озер основным источником поступления осадочного материала являлся терригенный материал, высвобождавшийся при сезонном таянии ледника. Гидрохимические процессы на начальном этапе развития акватории играли подчиненную роль, поэтому труднорастворимая (минеральная) форма нахождения — преобладающая для изучаемой группы химических элементов. В наибольшей степени она характерна для литофильных элементов, широко распространенных в минералах кристаллических пород Балтийского щита, основных для терригенной компоненты ледниковых и ледниково-водных отложений. Следует отметить отсутствие заметного различия по концентрации этих элементов между зимними и летними прослоями. Некоторое исключение составляет марганец, процентное содержание труднорастворимых форм которого несколько ниже, чем для остальных литофильных элементов. Очевидно, в данном случае сказывается двойственная природа распределения марганца в отложениях. С одной стороны, являясь литофильным элементом, он тесно связан с труднорастворимыми терригенными минералами, а с другой, — это основной элемент, входящий

Таблица 1

Средние валовые (медианные) содержания химических элементов по изученным разрезам отложений восточной части Финского залива, колонки 15-GF-6-1, 14-T4-1, 14-T3

Элементы	Приледниковые озера	БЛО	Анцилово-ое озеро	Литориновое море
	Количество проб			
	42	77	58	137
мг/кг				
Sr	221,5	211,8	199,3	212,0
Pb	28,2	35,8	30,6	31,1
As	1,4	5,2	6,2	5,7
Zn	101,3	140,0	119,2	111,9
Cu	30,8	20,9	19,2	18,5
Ni	53,5	59,8	51,5	45,0
Co	20,8	22,6	21,7	16,0
Cr	101,7	115,0	100,6	86,4
V	112,8	140,6	123,6	116,5
Br	3,1	6,4	8,1	28,7
MnO	816,2	940,3	890,0	1623,9
%				
Fe ₂ O ₃	6,8	8,8	7,6	6,9
TiO ₂	1,0	0,9	0,9	0,8

в состав гидроксидных и оксидных соединений. Для сидерофильных и халькофильных элементов концентрация труднорастворимой формы несколько ниже, чем литофильных, но тем не менее и для них оно преобладающее. При этом

Соотношение основных форм нахождения элементов (%) в отложениях восточной части Финского залива

Формы	Литофильная группа					Сидерофильная группа			Халькофильная группа			
	Ti	V	Cr	Mn	Sr	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Pb
Литориновые отложения, 14-T3 (144–145 см)												
Воднорастворимые	0,11	5,61	0,36	0,71	0,06	0,18	0,31	0,54	0,37	0,00	1,76	0,11
Сорбированные	0,00	0,00	0,04	0,65	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,00	0,39	0,00
Битумно-органические	0,02	0,03	0,04	0,05	0,02	0,04	0,06	0,07	0,06	0,00	0,20	0,00
Гумусово-органические	0,74	3,28	0,94	3,60	3,33	0,60	0,72	2,02	4,90	6,94	7,57	2,93
Карбонатные	0,00	0,02	0,00	1,27	0,00	0,02	0,61	0,00	0,24	0,28	0,30	0,00
Оксидно-гидроксидные	24,18	40,47	51,20	33,74	0,94	47,63	60,21	59,62	33,21	74,87	52,77	33,63
Труднорастворимые	74,96	50,58	47,42	59,99	95,66	51,52	38,06	37,73	61,20	17,92	36,90	63,33
Отложения Анцилового озера, 14-T4-1 (120–121 см)												
Воднорастворимые	0,45	2,80	0,82	4,53	1,34	1,55	2,09	1,62	7,42	0,00	12,39	4,92
Сорбированные	0,00	0,00	0,00	0,73	0,00	0,00	0,02	0,04	0,04	0,00	0,71	0,00
Битумно-органические	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,04	0,01	0,09	0,00	0,10	0,00
Гумусово-органические	0,50	1,94	0,36	3,67	3,21	1,01	0,51	0,67	24,15	4,39	30,15	9,46
Карбонатные	0,00	0,05	0,00	1,95	0,02	0,41	1,55	0,74	1,71	0,52	1,06	0,00
Оксидно-гидроксидные	25,98	40,48	48,47	59,24	7,21	67,03	76,20	70,60	48,62	75,60	36,59	32,55
Труднорастворимые	73,06	54,71	50,33	29,86	88,25	29,97	19,59	26,32	17,96	19,53	19,00	53,07
Отложения Балтийского ледникового озера, 14-T4-1 (320–321 см)												
Воднорастворимые	0,30	1,96	0,56	1,63	0,81	0,84	1,11	1,05	2,02	0,00	3,31	1,83
Сорбированные	0,00	0,00	0,00	0,47	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00	3,74	0,77	0,00
Битумно-органические	0,01	0,02	0,03	0,04	0,01	0,03	0,04	0,02	0,09	0,00	0,11	0,00
Гумусово-органические	0,38	1,92	0,35	2,34	2,58	0,72	0,43	0,52	16,00	3,87	14,14	3,44
Карбонатные	0,01	0,03	0,04	1,48	0,01	0,25	1,42	0,73	1,20	0,35	0,76	0,00
Оксидно-гидроксидные	28,54	45,38	52,60	64,51	10,64	70,50	79,03	71,88	71,81	75,15	60,75	46,98
Труднорастворимые	70,75	50,70	46,43	29,53	85,94	27,65	17,94	25,76	8,88	16,89	20,21	47,74
Существенно глинистые прослои ленточных глин приледниковых озер, 15-GF-6 (47,5–49,0 см)												
Воднорастворимые	0,36	5,52	0,98	4,25	0,66	2,61	3,67	3,46	11,11	0,00	7,76	3,54
Сорбированные	0,00	0,00	0,01	0,08	0,01	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00	0,06	0,00
Битумно-органические	0,02	0,05	0,03	0,20	0,02	0,13	0,21	0,11	0,00	0,46	0,18	0,11
Гумусово-органические	0,00	0,05	0,02	0,14	0,00	0,05	0,03	0,04	1,26	0,21	0,47	0,15
Карбонатные	0,00	0,10	0,11	6,43	0,28	1,55	12,93	5,37	5,17	2,49	2,80	0,30
Оксидно-гидроксидные	2,34	6,85	8,10	15,64	0,76	17,57	24,04	20,97	28,95	27,35	11,73	6,23
Труднорастворимые	97,27	87,43	90,75	73,26	98,27	78,09	59,10	70,06	53,47	69,49	77,01	89,68

наблюдается некоторое различие в содержаниях между летними и зимними прослоями. Достаточно велико значение форм нахождения, связанных с оксидами и гидроксидами железа и марганца. В большей степени это свойственно для халькофильных и сидерофильных элементов, особенно для глинистых прослоев. Вполне очевидно, что достаточно широкое распространение оксидно-гидроксидных форм, входящих в эти группы элементов, обусловлено их сорбцией гидроокислами железа и марганца, находящимися преимущественно в нераскристаллизованной форме [9]. В связи с этим можно предположить, что ледниково-озерные бассейны характеризовались стабильно окислительной обстановкой в первую очередь из-за низкой биопродуктивности водной толщи.

Содержание карбонатных форм нахождения для литофильных элементов, за исключением

Mn, в ленточных глинах пренебрежительно мало. Однако для Mn, Co, Ni, Cu и отчасти Zn, As, Fe карбонатные формы играют значимую роль, а их состав существенно выше, чем в отложениях последующих стадий развития бассейна. Достаточно высокие концентрации карбонатных форм Mn и связанных с ним элементов, вероятно, обусловлены образованием аутигенных карбонатов марганца. Обращают на себя внимание и относительно повышенные концентрации карбонатных форм ряда определяемых химических элементов, особенно Co, Mn и Ni в существенно глинистых (зимних) прослоях ритмов ленточных глин (табл. 3). Пока сложно определить, с какими процессами это было связано. Возможно, такие различия между осадконакоплением обусловлены относительным изменением солевого состава вод при образовании и таянии сезонного ледового покрова. Следует отметить,

Таблица 3

Сопоставление содержания различных форм нахождения элементов в процентах от общего количества между существенно глинистыми (интервал 47,5–49,0 см) и существенно алевритовыми прослоями (интервал 50,0–52,0 см) ленточных глин, колонка 15-GF-6

Прослой	Литофильная группа					Сидерофильная группа			Халькофильная группа			
	Ti	V	Cr	Mn	Sr	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Pb
Воднорастворимые существенно												
глинистые	0,36	5,52	1,00	4,25	0,66	2,61	3,67	3,46	11,11	0,00	7,76	3,54
алевритовые	0,31	4,22	1,00	3,00	0,00	2,00	4,00	3,00	6,00	0,00	7,00	1,00
Сорбированные существенно												
глинистые	0,00	0,00	0,01	0,08	0,01	0,00	0,02	0,01	0,04	0,00	0,06	0,00
алевритовые	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Битумно-органические существенно												
глинистые	0,02	0,05	0,03	0,20	0,02	0,13	0,21	0,11	0,00	0,46	0,18	0,11
алевритовые	0,03	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00
Гумусово-органические существенно												
глинистые	0,00	0,05	0,02	0,14	0,00	0,05	0,03	0,04	1,26	0,21	0,47	0,15
алевритовые	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,00	0,00	1,00	0,00
Карбонатные существенно												
глинистые	0,00	0,10	0,11	6,43	0,28	1,55	12,93	5,37	5,17	2,49	2,80	0,30
алевритовые	0,01	0,05	0,00	4,00	0,00	1,00	7,00	3,03	5,00	2,00	3,00	0,00
Оксидно-гидроксидные существенно												
глинистые	2,34	6,85	8,10	15,64	0,76	17,57	24,04	20,97	28,95	27,35	11,73	6,23
алевритовые	2,12	7,08	8,00	9,00	0,00	13,00	17,00	17,00	16,00	18,00	13,00	3,00
Труднорастворимые существенно												
глинистые	97,27	87,43	90,75	73,26	98,27	78,09	59,10	70,06	53,47	69,49	77,01	89,68
алевритовые	97,53	88,49	91,00	83,00	99,00	84,00	72,00	76,00	72,00	80,00	75,00	95,00

что данные о присутствии микроконкреций карбонатов и пелитоморфного карбонатного материала в ледниково-озерных отложениях, отобранных в Балтийском море, приведены в ряде публикаций [1; 4; 8]. Аутигенные карбонаты обнаружены и в осадках современных озер приполярных областей [7].

Воднорастворимые формы, хотя и в небольшом количестве, типичны для достаточно широкого круга изучаемых элементов. Наиболее они характерны для Cu и As. Между глинистыми и алевритовыми прослоями различие в содержании воднорастворимых форм в целом мало, за исключением Cu и Pb, доля которых заметно выше в глинистых прослоях.

Сорбированные, а также связанные с битумной органической и гумусовой органической составляющими формы, имеют в ленточных глинах крайне ограниченное распространение, варьируя для различных элементов от 0 до 1,26 % общего объема. Это обусловлено очень низкой биопродуктивностью прилегающей суши и самих ледниково-озерных бассейнов на начальных стадиях деградации ледника. Как следствие, содержание органических веществ в накапливавшихся в них отложениях было ничтожно мало.

В процессе развития Балтийского ледникового озера седиментационные условия претерпевают

значительные изменения. Кромка ледника отодвигается, и несколько меняется характер сноса и распределения терригенного материала. Начинается поступление в акваторию органического вещества. Постепенно изменяются гидрохимические условия – повышается температура воды, происходит изменение окислительно-восстановительного потенциала и кислотно-щелочного режима в формирующихся осадках. Как следствие, в отложениях собственно Балтийского ледникового озера формы нахождения ряда химических элементов претерпевают значительные количественные изменения. Из приведенных в табл. 2 данных следует, что отложения Балтийского ледникового озера характеризуются резким уменьшением концентрации труднорастворимых минеральных форм. Особенно это характерно для халькофильных и сидерофильных элементов. В то же время существенно возрастает относительное содержание форм, связанных с оксидами и гидроксидами железа и марганца. Полученные данные демонстрируют, что относительное содержание оксидно-гидроксидных форм для всех элементов, за исключением Ti, V, Sr, Pb, в конкретном случае заметно превышает концентрацию их труднорастворимых минеральных форм. Таким образом, в отложениях Балтийского ледникового озера в значительном количестве образуются

окислы и гидроокислы Fe и Mn, находящиеся, согласно результатам минералогического анализа, либо в нераскristализованной форме, либо, возможно, в виде пелитоморфных агрегатов, в которых за счет сорбции накапливается широкий круг халькофильных и сидерофильных элементов.

Характерная черта отложений Балтийского ледникового озера — появление гумусово-органических форм нахождения главным образом халькофильных элементов. Это достаточно интересный факт, так как содержание $C_{орг}$ в отложениях Балтийского ледникового озера обычно крайне незначительно и, как правило, составляет десятые доли процента. Возможным объяснением этому может послужить предположение о поступлении органического вещества с речным стоком и образовании локальных участков донных осадков, обогащенных органическим веществом [2].

В отложениях Балтийского ледникового озера наблюдается заметное уменьшение распространенности карбонатных форм, составляющих для разных элементов от 0 до 1,48 % общего объема. Следует напомнить, что в ленточных глинах, накапливавшихся на начальных стадиях отступления ледника, содержание карбонатных форм по отдельным элементам достигало 12,93 % от общего объема. Еще одним отличием отложений Балтийского ледникового озера от ледниково-озерных ранних стадий его развития является уменьшение содержания в них воднорастворимых форм нахождения. Сорбированные и связанные с битумной органической составляющей формы в отложениях Балтийского ледникового озера, как и приледниковых озер, имеют крайне ограниченное распространение.

К моменту образования Анцилового озера кромка ледника находится на значительном удалении, в связи с чем трансформируются условия поступления осадочного материала и его состав. Берега покрываются растительностью [14], и в акваторию поступает значительное количество органического вещества, что приводит к заметному изменению гидрохимических условий. Осадки Анцилового озера обладают рядом специфических особенностей в распределении форм нахождения химических элементов по отношению к подстилающим их отложениям. На интервале колонки, где отложения не затронуты гидротроилитовой минерализацией, наблюдается определенное уменьшение распространенности оксидно-гидроксидных форм. В то же время преимущественно для халькофильных элементов увеличивается доля форм, связанных с гумусовой органической составляющей, что, вероятно, обусловлено значительным количеством органического вещества, попадающего в донные отложения. Отмечается некоторое повышение процентного содержания труднорастворимых форм. Увеличивается концентрация воднорастворимых форм, особенно для таких элементов, как As, Cu, Mn. Содержание сорбированных, а также связанных с битумной органической составляющей

и карбонатных форм остается неизменным и имеет крайне ограниченное распространение.

В отложениях Литоринового моря установить общие закономерности распределения различных форм нахождения химических элементов достаточно сложно. Наблюдается продолжение тенденции к увеличению содержания труднорастворимых минеральных форм для большинства элементов, за исключением V, Cr, Zn. Причиной такого повышения, очевидно, является более грубозернистый состав осадков бассейнов седиментации, представленных, как отмечалось выше, преимущественно алевритами и глинистыми алевритами. Алевритовые фракции в основном выражены терригенными минералами, что и приводит к увеличению содержания труднорастворимых форм нахождения. Изменение литологического состава осадков, вероятно, обусловлено более активным гидродинамическим режимом водоема [2] и сокращением периода существования сезонного ледяного покрова. Процентное содержание оксидно-гидроксидных форм сидерофильных элементов, а также Mn, Sr и Cu заметно уменьшается, для остальных химических элементов очевидных изменений в содержании оксидно-гидроксидных форм не отмечается. Формы, связанные с гумусовой органической составляющей, распределены крайне сложно. Если для элементов типа Cu и Pb их состав заметно падает, то для Zn, Ni, V, Cr наблюдается некоторый рост процентного содержания таких форм. Для остальных химических элементов заметных изменений не наблюдается. Распространенность воднорастворимых форм, за исключением V, крайне незначительна. Столь сложное распределение форм нахождения различных химических элементов в отложениях Литоринового моря может быть обусловлено тем, что интенсивно протекающие процессы диагенеза осадков и связанные с ним изменения химического состава донных осадков в настоящее время находятся в постоянной динамике и формы нахождения химических элементов не стабилизировались на определенном уровне.

Выводы. В исследованных колонках, отобранных в восточной части Финского залива, средние валовые содержания химических элементов в отложениях различных стадий развития бассейна в позднем неоплейстоцене — голоцене близки между собой.

Геохимическая специализация разновозрастных отложений заключается в специфическом соотношении содержаний форм нахождения изучаемых химических элементов.

Наиболее распространенные формы нахождения химических элементов в отложениях всех выделенных стадий — труднорастворимые минеральные и оксидно-гидроксидные. Сорбированные, а также связанные с битумной органической составляющей формы имеют крайне ограниченное распространение для всех изученных возрастных подразделений.

Ленточные глины начальной стадии развития приледниковых озер отличаются максимальными концентрациями труднорастворимых форм и значимыми содержаниями карбонатных. Заметное различие между существенно глинистыми (зимними) и существенно алевритовыми (летними) прослоями ленточных глин установлено в основном для труднорастворимых минеральных и оксидно-гидроксидных форм сидерофильных и халькофильных элементов и Mn, а также карбонатных — ряда сидерофильных элементов и Mn — и воднорастворимых — Cu и Pb, что, вероятно, связано с относительным изменением солевого состава вод при образовании и таянии сезонного ледового покрова.

Отложения Балтийского ледникового озера характеризуются по отношению к ленточным глинам резким изменением соотношения содержаний труднорастворимых минеральных форм и оксидно-гидроксидных сидерофильных и халькофильных элементов и Mn.

В осадках Анцилового озера увеличивается доля форм, связанных с гумусовой органической составляющей, а также воднорастворимых, особенно для таких элементов, как As, Cu, Mn.

Соотношение форм нахождения химических элементов в отложениях Литоринового моря характеризуется нестабильностью, что, вероятно, связано с активными и сложными процессами современного диагенеза.

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам Центральной аналитической лаборатории ВСЕГЕИ Г. А. Олейниковой, Э. У. Салимовой, В. А. Шишлову за выполнение лабораторных исследований по определению форм нахождения химических элементов. Анализы геохимических проб на рентгеновском сканирующем кристалл-дифракционном спектрометре Спектроскан Макс G выполнены при поддержке проекта Российского научного фонда № 17-77-20041.

1. Блажчишин А. И. Микроконкреции и зональность аутигенного минералообразования в современных донных осадках Балтийского моря // Конкреции и конкреционный анализ. — М.: Наука, 1978. — С. 187–190.

2. Блажчишин А. И. Палеогеография и эволюция позднечетвертичного осадконакопления в Балтийском море. — Калининград: Янтарный Сказ, 1998. — 157 с.

3. Блажчишин А. И., Ратеев М. А., Хеиров М. Б. Глинистые минералы и их локализация в верхнем слое современных осадков Балтийского моря // Baltica. — 1977. — № 6. — С. 137–154.

4. Геология Балтийского моря / ред. В. К. Гуделис, Е. М. Емельянов. — Вильнюс: МОКЛАС, 1976. — 382 с.

5. Геохимия осадочного процесса в Балтийском море / ред. Е. М. Емельянов, В. Н. Лукашин. — М.: Наука, 1986. — 229 с.

6. Григорьев А. Г. Новые данные по истории развития юго-восточной части Балтийского моря от позднеледниковья до современности / А. Г. Григорьев, В. А. Жамойда, М. А. Спиридонов, А. Ю. Шарапова, В. В. Сивков //

Региональная геология и металлогения. — 2009. — № 40. — С. 103–114.

7. Данилов И. Д. Полярный литогенез. — М.: Наука, 1978. — 238 с.

8. Доминиковская Т. В., Жамойда В. А. Минералогические особенности верхнечетвертичных отложений Финского залива // Гляциальные шельфы: проблемы геологии и методика изучения. — Л.: ВСЕГЕИ, 1985. — С. 35–43.

9. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2011 г. / ред. О. В. Петров, А. М. Лыгин. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. — 80 с.

10. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2012 г. / ред. О. В. Петров, А. М. Лыгин. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. — 112 с.

11. Информационный бюллетень о состоянии геологической среды прибрежно-шельфовых зон Баренцева, Белого и Балтийского морей в 2013 г. / ред. О. В. Петров, А. М. Лыгин. — СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. — 136 с.

12. Кузнецов В. А., Шимко Г. А. Метод постайдных вытяжек при геохимических исследованиях. — Минск: Наука и техника, 1990. — 88 с.

13. Лито- и биостратиграфия донных отложений Балтийского моря / ред. В. К. Гудалис. — Вильнюс: Мокслас, 1985. — 205 с.

14. Субетто Д. А. Донные отложения озер // Палеолитологические реконструкции. — СПб.: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена, 2009. — 344 с.

15. Andrén T., Björck S., Andrén E., Conley L. Z., Anjar J. The development of the Baltic Sea Basin during the last 130 ka / ed. by J. Harff, S. Björck, P. Hoth // The Baltic Sea Basin. — Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. — 2011. — Pp. 75–97.

16. Donner J. The Younger Dryas age of the Salpausselkä moraines in Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. — 2010. — Vol. 82, No. 2. — Pp. 69–80. — doi: 10.17741/bgsf/82.2.001 (09.11.2019).

17. Ryabchuk D., Sergeev A., Krek A., Kapustina M., Tkacheva E., Zhamoida V., Budanov L., Moskovtsev A., Danchenkov A. Geomorphology and Late Pleistocene – Holocene sedimentary processes of the eastern Gulf of Finland // Geosciences. — 2018. — Vol. 8. — https://doi.org/10.3390/geosciences8030102 (01.11.2019).

18. Spiridonov M., Ryabchuk D., Kotilainen A., Vallius H., Nesterova E., Zhamoida V. The Quaternary deposits of the Eastern Gulf of Finland, Geological Survey of Finland // Special Paper. — 2007. — Vol. 45. — Pp. 5–18.

19. Uścinowicz S. (ed.). Geochemistry of the Baltic Sea surface sediments. — Warsaw, 2011. — 357 p.

20. Vassiljev J., Saarse L., Rosentau A. Palaeoreconstruction of the Baltic Ice Lake in the Eastern Baltic // The Baltic Sea Basin Central and Eastern European Development Studies (CEEDES). — 2011. — Pp. 189–202. — doi: 10.1007/978-3-642-17220-5_9 (01.11.2019).

21. Vassiljev J., Saarse L. Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic // Bulletin of the Geological Society of Finland. — 2013. — Vol. 85, No. 1. — Pp. 9–18. — doi.org/10.17741/bgsf/85.1.001 (01.11.2019).

22. Virtasalo J. J., Kotilainen A. T. Phosphorus forms and reactive iron in lateglacial, postglacial and brackish-water sediments of the Archipelago Sea, northern Baltic Sea // Marine Geology. — 2008. — Vol. 252. — Pp. 1–12. — doi: 10.1016/j.margeo (01.11.2019).

23. Zhamoida V., Grigor'ev A., Ryabchuk D., Evdokimenko A., Kotilainen A. T., Vallius H., Kaskela A. M. Ferromanganese concretions of the eastern Gulf of Finland — Environmental role and effects of submarine mining // Journal of Marine Systems. — 2017. — Pp. 178–187. — Режим доступа: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys> (дата обращения: 01.11.2019).

1. Blazhchishin A. I. Microconcretions and zoning of authigenic mineral formation in modern bottom sediments of the Baltic Sea. *Nodules and nodule analysis*. Moscow: Nauka. 1978. Pp. 187–190. (In Russian).
2. Blazhishin A. I. Paleogeografiya i evolyutsiya pozdnechetvertichnogo osadkonakopleniya v Baltijskom more [Paleogeography and evolution of the Late Quaternary sedimentation in the Baltic Sea]. Kaliningrad: Yantarnyy Ckaz. 1998. Pp. 157.
3. Blazhchishin A. I., Rateev M. A., Kheirov M. B. Clay minerals and their localization in the upper layer of modern sediments of the Baltic Sea. *Baltica*. 1977. No. 6, pp. 137–154. (In Russian).
4. Geologiya Baltijskogo moray [Geology of the Baltic Sea]. Eds.: V. C. Gudelis, E. M. Emelyanov. Vilnius: Moxlas. 1976. 382 p. (In Russian).
5. Geokhimiya osadochnogo protsessa v Baltijskom more [Geochemistry of sedimentary process in the Baltic Sea]. Eds.: E. V. Emelyanov, V. N. Lukashin. Moscow: Nauka. 1986. 229 p. (In Russian).
6. Grigor'ev A. G., Zhamoida V. A., Spiridonov M. A., Sharapova A. Yu., Sivkov V. V. New data on the history of the development of the southeastern part of the Baltic Sea from Late Glacial to the present. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2009. No. 40, pp. 103–114. (In Russian).
7. Danilov I. D. Polyarnyy litogenez [Polar lithogenesis]. Moscow: Nauka. 1978. 238 p. (In Russian).
8. Dominikovskaya T. V., Zhamoida V. A. Mineralogical features of the Upper Quaternary sediments of the Gulf of Finland. *Glacial shelves: problems of geology and study methods*. Leningrad: VSEGEI. 1985. Pp. 35–43. (In Russian).
9. Informatsionnyy byulleten' o sostoyanii geologicheskoy sredy pribrezhno-shel'fovykh zon Barentseva, Belogo i Baltijskogo morey v 2011 g. [Newsletter on the state of the geological environment of coastal-shelf zones of the Barents, White and Baltic Seas in 2011]. Eds.: O. V. Petrov, A. M. Lygin. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2012. 80 p.
10. Informatsionnyy byulleten' o sostoyanii geologicheskoy sredy pribrezhno-shel'fovykh zon Barentseva, Belogo i Baltijskogo morey v 2012 g. [Newsletter on the state of the geological environment of coastal-shelf zones of the Barents, White and Baltic Seas in 2012]. Eds.: O. V. Petrov, A. M. Lygin. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2013. 112 p.
11. Informatsionnyy byulleten' o sostoyanii geologicheskoy sredy pribrezhno-shel'fovykh zon Barentseva, Belogo i Baltijskogo morey v 2013 g. [Newsletter on the state of the geological environment of coastal-shelf zones of the Barents, White and Baltic Seas in 2013]. Eds.: O. V. Petrov, A. M. Lygin. St. Petersburg: Kartograficheskaya fabrika VSEGEI. 2014. 136 p.
12. Kuznetsov V. A., Shimko G. A. Metod postadiynykh vytyazhek pri geokhimicheskikh issledovaniyakh [The method of step-by-step hoods in geochemical studies]. Minsk: Nauka i tekhnika. 1990. 88 p.
13. Lito- i biostratigrafiya donnykh otlozheniy Baltijskogo moray [Litho- and biostratigraphy of bottom sediments of the Baltic Sea]. Ed. V. C. Goodyalis. Vilnius: Moxlas. 1985. Pp. 205.
14. Subetto D. A. Bottom sediments of lakes. *Paleolimnological reconstruction*. St. Petersburg: Izd-vo RGPU im. A. I. Gertsena. 2009. 344 p. (In Russian).
15. Andrén, T., Björck, S., Andrén, E., Conley, L. Z., Anjar, J. 2011: The development of the Baltic Sea Basin during the last 130 ka. In Harff, J., Björck, S., Hoth, P. (eds.): *The Baltic Sea Basin*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. 75–97.
16. Donner, J. 2010: The Younger Dryas age of the Salpausselkä moraines in Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 82. 2. 69–80, doi: 10.17741/bgsf/82.2.001 (09.11.2019)
17. Ryabchuk, D., Sergeev, A., Krek, A., Kapustina, M., Tkacheva, E., Zhamoida, V., Budanov, L., Moskovtsev, A., Danchenkov, A. 2018: Geomorphology and Late Pleistocene – Holocene sedimentary processes of the eastern Gulf of Finland. *Geosciences*. 8. <https://doi.org/10.3390/geosciences8030102>
18. Spiridonov, M., Ryabchuk, D., Kotilainen, A., Vallius, H., Nesterova, E., Zhamoida, V. 2007: The Quaternary deposits of the Eastern Gulf of Finland, Geological Survey of Finland. *Special Paper*. 45. 5–18.
19. Uścińowicz, S. (ed.). 2011: Geochemistry of the Baltic Sea surface sediments. Warsaw. 357.
20. Vassiljev, J., Saarse, L., Rosentau, A. 2011: Palaeoreconstruction of the Baltic Ice Lake in the Eastern Baltic. *The Baltic Sea Basin Central and Eastern European Development Studies (CEEDES)*. 189–202, doi: 10.1007/978-3-642-17220-5_9 (01.11.2019)
21. Vassiljev, J., Saarse, L. 2013: Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 85. 1. 9–18, doi.org/10.17741/bgsf/85.1.001 (01.11.2019).
22. Virtasalo, J. J., Kotilainen, A. T. 2008: Phosphorus forms and reactive iron in lateglacial, postglacial and brackish-water sediments of the Archipelago Sea, northern Baltic Sea. *Marine Geology*. 252. 1–12, doi: 10.1016/j.margeo.2008.03.008
23. Zhamoida, V., Grigor'ev A., Ryabchuk, D., Evdokimenko, A., Kotilainen, A. T., Vallius, H., Kaskela, A. M. 2017: Ferromanganese concretions of the eastern Gulf of Finland – Environmental role and effects of submarine mining. *Journal of Marine Systems*. 178–187, URL: [http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys. \(03.09.2017\)](http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys. (03.09.2017)).

Григорьев Андрей Глебович – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <andrey_grigiryev@vsegei.ru>
 Жамойда Владимир Александрович – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹.

<vladimir_zhamoida@vsegei.ru>

Прищепенко Диана Владиславовна – инженер, ВСЕГЕИ¹. <diana_prichopenko@vsegei.ru>

Рябчук Дарья Владимировна – канд. геол.-минерал. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <daria_ryabchuk@vsegei.ru>

Grigor'ev Andrei Glebovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹.
 <Andrey_Grigiryev@vsegei.ru>

Zhamoida Vladimir Aleksandrovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Leading Researcher, VSEGEI¹.
 <Vladimir_Zhamoida@vsegei.ru>

Prishchepenko Diana Vladislavovna – Engineer, VSEGEI¹. <diana_prichopenko@vsegei.ru>

Ryabchuk Daria Vladimirovna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of Department, VSEGEI¹.
 <Daria_Ryabchuk@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

А. В. АМАНТОВ (ВСЕГЕИ),
Л. М. КЭСЛС (Корнеллский университет),
М. Г. АМАНТОВА (ВСЕГЕИ)

Прогибание земной коры в результате развития городов как составная часть геологической угрозы Санкт-Петербурга

Поверхностная нагрузка в результате интенсивного городского развития прибрежных зон может привести к незначительному погружению суши с повышением относительного уровня моря. Опускание существенно зависит от физических свойств литосферы, астеносферы и мантии, а также нагрузки и скорости ее изменения. Рассмотрены величина и площадь антропогенной нагрузки во времени для одного из возможных сценариев развития региона Санкт-Петербурга (2020–2120 гг.) с предварительной оценкой предполагаемых последствий. Быстрая упругая реакция среды и дальнейшее изостатическое прогибание, вызванное техногенными изменениями, могут ускорить будущее затопление самых низких прибрежных территорий, например Санкт-Петербургского региона, и, таким образом, представляют дополнительную геологическую опасность. Скорость и величина упругой и изостатической депрессий являются спорными, так как зависят от различных оценок упругих свойств и эффективной упругой мощности литосферы соответственно.

Ключевые слова: геологические опасности, геодинамика, изостазия, градостроительство, голоцен, прибрежная зона.

A. V. AMANTOV (VSEGEI),
L. M. CATHLES (Cornell University),
M. G. AMANTOVA (VSEGEI)

Crustal subsidence caused by urban development: a component of geological hazard in the Saint-Petersburg region

Surface loading resulted from intense urban development of coastal areas can cause minor land subsidence and relative sea level rise. The subsidence strongly depends on physical properties of the lithosphere, asthenosphere, and mantle, as well the loading and its change rate. The magnitude and area of the urban surface load over time were assessed for one possible scenario of urban expansion in the Saint-Petersburg region (2020–2120) with a preliminary estimation of the potential impact. The immediate elastic response and further isostatic subsidence caused by the urban loading can accelerate future flooding of the lowest coastal regions such as the Saint-Petersburg metropolitan area, and thus represent an additional geological hazard. The rate and magnitude of the elastic and isostatic depression are disputable, since they depend on different estimates of elastic properties and the effective elastic thickness of the lithosphere respectively.

Keywords: geologic hazards, geodynamics, isostasy, urban development, Holocene, coastal zone.

Для цитирования: Амантов А. В., Кэслс Л. М., Амантова М. Г. Прогибание земной коры в результате развития городов как составная часть геологической угрозы Санкт-Петербурга // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 81. — С. 83–96.

Изостазия — важнейший геологический процесс достижения равновесия верхней оболочки Земли за счет различных глубинных изменений, в значительной степени связанных с перераспределением материала астеносферы и мантии. Изостатические движения с течением времени постоянно компенсируют результаты других процессов, нарушающих равновесное состояние. Изостатическая реакция обязательна при относительно продолжительной трансформации любой нагрузки на значительной площади, например при росте и таянии ледниковых щитов (гляциоизостазия), масштабных перераспределениях осадочного материала (седиментоизостазия), водных масс (гидроизостазия), магматических

проявлениях и т. п. Впрочем, подобные вычисления отдельных элементов (компонент) условны и используются обычно лишь для того, чтобы подчеркнуть вклад тех или иных составляющих в конкретных районах, чтобы более точно рассчитать общее изменение нагрузки во времени.

Термин «техногенные изостатические движения» [9] редко используется в литературе, объединяя «положительные и отрицательные вертикальные перемещения земной коры, вызываемые технической деятельностью людей». Известны примеры расчетов и фактических наблюдений релевантных движений с амплитудами в десятки сантиметров в связи с созданием крупных водохранилищ. До настоящего времени не

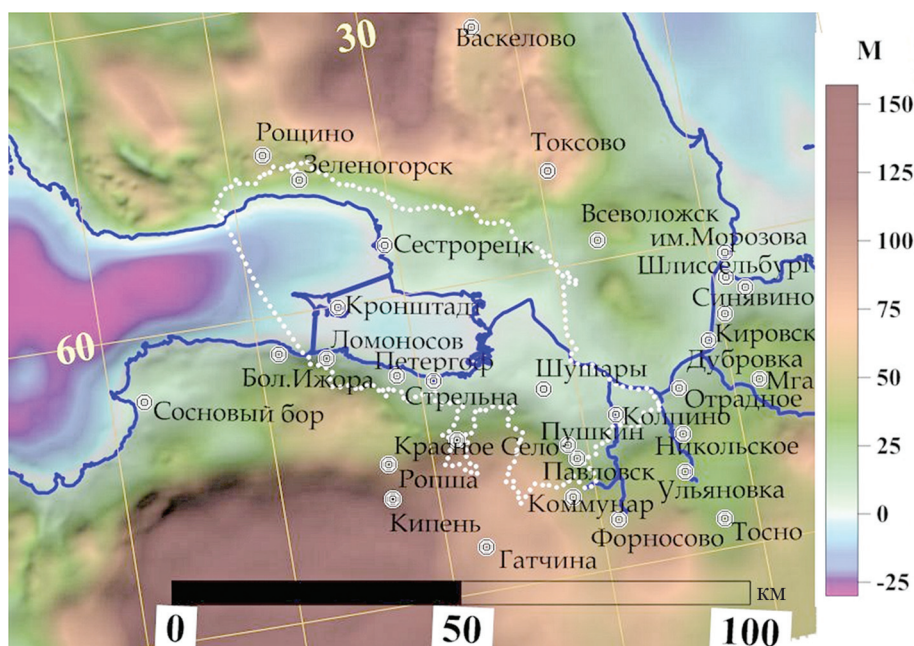


Рис. 1. Район исследований. Граница Санкт-Петербурга показана белой линией точечного пунктира

оценивалось, какой именно количественный вклад в вертикальные движения может внести активное градостроительство и сопутствующая жизнедеятельность человека (техноизостазия городских агломераций – ГА). Поскольку такой фактор может иметь значение при приложении нагрузки на значительных площадях, речь пойдет в первую очередь о крупных и гигантских ГА. В качестве примера упрощенных расчетов мы используем Санкт-Петербургскую агломерацию (СПГА) (рис. 1) со смежными населенными пунктами, для сопоставления напомним о наиболее ярких изученных примерах реальных процессов такого рода. Реакция геологической среды зависит от площади агломераций и их развития во времени, а также региональных реологических параметров, что, несмотря на ряд дискуссионных положений, может оцениваться современным физическим моделированием, апробированным применительно к расчету как быстрых упругих реакций литосферы на изменения нагрузки, так и гляцио-, гидро- и седименто-изостатических движений. Обратная задача уточнения некоторых базовых параметров в благоприятных случаях также может решаться при наличии детального многолетнего мониторинга современных движений и выявления характерных отклонений, вызываемых изменением техногенной нагрузки.

В условиях растущего уровня океана актуально и приоритетно выявление и изучение береговых зон с обширными подтопляемыми территориями, испытывающих абсолютное или относительное погружение. При этом желательно комплементарное прогнозирование тенденций с рекомендациями по минимизации опасных последствий в будущем. Кроме того, проблемы современных движений – важнейшие

в четвертичной геологии бывших ледниково-перигляциальных областей, в связи с чем необходимо количественное определение вклада всех возможных участвующих процессов. Эти проблемы связаны с вопросами изостазии, тектонической активности, эвстатических колебаний уровня океана, палеоклимата, моделирования осадочных бассейнов, гидрогеологии. До настоящего времени продолжают дискуссии о природе и характере движений Балтийско-Беломорской окраины Балтийского (Фенноскандинавского) щита и особенно отклонений от его характерного сводового поднятия. Различно оценивается вклад собственно тектонической компоненты в развитие как региона в целом, так и отдельных фрагментов береговых зон.

Изменения скоростей вертикальных движений во времени под действием всего комплекса факторов, включающих техногенные, могут в ряде случаев усугубить угрозу растущего уровня океана для будущих поколений. К этим факторам относятся и неконтролируемый рост пятен застройки при интенсивном градостроительстве и быстром росте численности населения ГА с накоплением твердых бытовых отходов и их местным захоронением, превращающим территории в крупнейшие мировые депоцентры на единицу площади. Известная проблема эксплуатации подземных вод также опосредованно сопряжена с изменением нагрузки.

Агломерации, безусловно, могут оказывать изостатическое воздействие, несопоставимое с крупными депоцентрами, масштабными интенсивными эрозионными процессами или покровными ледниками значительной мощности и размеров. Однако оценка составляющей отрицательных вертикальных движений в будущем при

дальнейшем увеличении ГА актуальна для таких приморских агломераций, как Санкт-Петербург и Ленинградская область, где техноизостазия может послужить дополнительным фактором серьезных геологических опасностей, ускоряющим подтопление низких прибрежных районов и комплексную трансформацию береговых зон в условиях растущего уровня Мирового океана. Его возможное повышение при сохранении тренда даже по более взвешенным сценариям с исключением аномальных отклонений (вычетом вкладов извержений Пинатубо и эффекта Эль-Ниньо) — 65 ± 12 см к 2100 г. от уровня 2005 г. [36].

Геологическая характеристика местности. СПГА, включая акваторию Невской губы восточной части Финского залива, расположена в краевой зоне Русской плиты на склоне Балтийского кристаллического щита. Пенепленизированная поверхность раннепротерозойского фундамента полого погружается в юго-юго-восточном направлении (с отметками около 200 м в центральной части Санкт-Петербурга), перекрываясь поздневендским плитным чехлом [40].

Породы кристаллического фундамента представлены преимущественно мигматизированными гранат-биотитовыми и другими гнейсами, иногда с линзами амфиболитов, а также интрузивными образованиями, возможно, включая небольшие сателлиты более поздних по отношению к завершающей свекокарельской складчатости массивов рапакиви-габбро-анортозитов, комагматичных Выборгскому плутону. В составе фундамента в небольших отрицательных структурах могут быть встречены образования хогландской серии, формировавшейся на рубеже нижнего-верхнего протерозоя в обстановке масштабных магматических проявлений. Не исключено сохранение эффузивных разностей той же магмы, т. е. рапакиви-анортозитовой формации [1].

Осадочный (плитный) чехол образован отложениями валдайской серии венда (преимущественно эдиакария) и палеозоя (в южной части агломерации), залегающими моноклинально с очень слабым падением в южных направлениях, согласующимся с погружением пенепленизированной поверхности фундамента. Пласты выклиниваются в северном направлении за счет денудационного срезания. Поскольку эксплуатация вендского водоносного комплекса иногда считается одной из причин погружения поверхности, остановимся на описании этой части разреза несколько подробнее. В региональной стратиграфической шкале валдайской серии соответствуют редкинский и котлинский горизонты. Местные стратоны редкинского горизонта — старорусская свита, а котлинского — базальные гдовские слои и василеостровская свита.

Старорусская свита представлена песчаниками, песками, миктитамы, аргиллитами и аргиллитоподобными глинами, алевролитами. Максимальная мощность соответствующих пород не

превышает 45 м при оценочной скорости распространения упругих колебаний 2300–2500 м/сек.

В качестве гдовских слоев традиционно обособляется нижняя часть котлинского горизонта мощностью до 50 м (обычно около 30 м) с отчетливым преобладанием песчаников и алевролитов, в верхней части встречаются прослои аргиллитоподобных глин. Василеостровская свита весьма однородна по литологическому составу. Она представлена толщей серовато-голубых гидрослюдистых глин с подчиненными алевроитовыми прослоями. Отмечаются частые маломощные прослои и линзы сидеритовых конкреций. Мощность свиты увеличивается до 150 м в центральной части СПГА.

В субаквальной части вендские отложения практически повсеместно перекрыты четвертичными осадками. Их кровля часто сложно гляциодислоцирована, в нижней части ледниковой моренной толщи присутствуют местные отторженцы вендского чехла. Гляциодислокация в районе о-ва Котлин обычно подвержено 1–6 м разреза.

Дочетвертичный субстрат определяет многие особенности ландшафта и залегания четвертичных осадков в силу литоморфного характера рельефа. Дочетвертичные образования перекрыты толщей четвертичных отложений мощностью более 100 м в пределах погребенных врезов, где сохранились осадки нескольких оледенений. Морена последнего из них формирует практически сплошной покров. Отложения на о-ве Котлин имеют сероватую и зеленовато-серую окраски. Помимо включений вендского материала присутствуют гальки и крупные валуны (до 2 м в диаметре) кристаллических пород Балтийского щита. Ледниковые отложения перекрываются ледниково-озерными ленточными глинами мощностью в первые метры на возвышенных участках, с увеличением в полигенетических отрицательных формах рельефа.

Рельеф дочетвертичной поверхности о-ва Котлин и Невской губы сформировался в ходе кайнозойской денудации, среди которой в плейстоцене доминировала ледниковая. Наибольшей селективной дифференцированной эрозии подверглись осадочные терригенные породы чехла. Заметим, что специфика крайней восточной части Финского залива заключается в выраженной близширотного простираения в разнопорядковых формах современного и дочетвертичного рельефа. Это косвенно свидетельствует в пользу опосредованного контроля эрозионного рисунка нарушениями рифейского (возможно, верхнерифейско-волынско-го) возраста, для которых характерна указанная специфическая ориентировка. Также развиты северо-западные и северо-восточные нарушения, причем последнее направление кулисами часто сочетается с субширотным. В осадочном чехле активизированные разрывные нарушения фундамента чаще проявлены флексурами со смещениями до 15 м, но спокойное залегание чехла редко осложнено разломами

и флексурами, несколько чаще наблюдаются незначительные изменения угла регионального наклона моноклинали.

В целом применительно к проявленным в чехле разрывным нарушениям можно отметить:

1) малую амплитуду вертикальных смещений, не превышающую 20, чаще 10–15 м;

2) нелинейность, сегментированность нарушений в плане (либо их проявлений в чехле) и неустойчивость параметров. Местами отмечается преобладание северо-восточного и субширотного простираний, что указывает на общую слабую реактивизацию разломов древнего заложения;

3) восточная часть залива, по данным исследований акватории, вопреки распространенным представлениям [16], не имеет никаких признаков грабена. Его отсутствие отчетливо видно по характеру погружения фундамента, что, впрочем, очевидно и без имеющихся морских геофизических данных из сопоставления глубин залегания фундамента на южном, северном побережьях и в осевой части «грабена» на о-ве Котлин. Однако это не означает, что данная отрицательная форма рельефа имеет лишь денудационную природу. Вполне вероятен избирательный характер денудации, когда положение ряда глубоких погребенных врезов вдоль северного побережья контролируется зоной нарушений. Важно отметить совпадение простирания куты залива с ориентировкой мощной верхнерифейско-волинской зоны разломов (около 115°), проходящей в 70 км к северу и определившей контуры Вуоксинской рубцовой синклинали в западной части Ладоги [2]. Она является одной из немногих слабоактивизированных в чехле зон, что повлияло и на избирательный характер денудации, возможно, в силу микросейсмической трещиноватости.

Роль неотектонических процессов заключается прежде всего в изостатических послеледниковых движениях Балтийского щита [20; 24; 27; 37] с региональными девиациями за счет местных факторов, к которым, как мы постараемся показать, относится и антропогенный.

Методика исследований. При прогнозе общего изменения рельефа и береговых линий районов, подверженных влиянию изостатических процессов, используется компьютерное физическое моделирование с региональными уточнениями реологических параметров [21; 27; 42]. Физические формулы и принципы расчетов на изменения баланса во времени и пространстве применяются в соответствующих компьютерных кодах [17; 19–21; 23; 25]. Хотя импульс развития моделирование приобрело в результате изучения гляциоизостатических процессов, расчет общего изменения нагрузки не зависит от ее природы, но по значениям плотности осуществляется соответствующий перерасчет.

Существенное влияние дополнительных факторов на ход процесса послеледниковой релаксации, например гидроизостазии, количественно оцененной применительно к Ладожскому озеру

[4; 18], заставляет задуматься о своевременности и необходимости использования полученных наработок при оценке техногенной составляющей изостатических движений.

Ранее мы указывали, что изменение положения земной поверхности определяется рядом геологических процессов, не исчерпывающихся лишь движениями земной коры [3]. При этом изменение нагрузки вызывает упругий (эластичный) быстрый ответ [20] и последующую вязкую реакцию астеносферы и мантии.

Эластичный ответ провоцируют изменения обводнения почв, снегового покрова, колебания уровня грунтовых и поверхностных вод, атмосферные изменения (давление атмосферы на земную поверхность) и другие причины, причем сезонные вертикальные движения земной коры весьма существенны, обычно 4–10 мм и более [39]. Количественные оценки упругой реакции среды обычно обязательно сопровождают проектирование крупных водохранилищ с последующим контролем моделей прямыми методами. Существует множество примеров такого рода, хотя они не привели к единообразию в подходах [23; 28], что может объясняться и региональной геологической спецификой. При расчетах упругих реакций трудности связаны с определением констант Ламе, где λ — первый параметр Ламе, а μ (модуль сдвига или модуль упругости при сдвиге) — второй параметр Ламе [10]. Например, модели движений земной коры крупнейшего норвежского водохранилища Бласье отличаются прежде всего отсутствием краевого поднятия в береговой зоне при принятом $\lambda = \mu = 0,13 \cdot 10^{11}$ Па [23] либо его прогнозом при $\lambda = 0,41 \cdot 10^{11}$ Па и $\mu = 0,13 \cdot 10^{11}$ Па [28] (рис. 2). Это искусственное озеро интересно размером, площадь зеркала Бласье $\sim 0,34$ % Ладожского озера (~ 3 % от площади Санкт-Петербурга — см. рис. 1).

Оценки параметров Ламе для основных типов пород и возможные изменения с глубиной известны в научной литературе [29].

Сводные профили глубинного сейсмозондирования в юго-восточной части Балтийского щита показывают, что кристаллическая кора является мозаично-неоднородной средой при глубине до границы М в 39–45 км [15], а это подразумевает отклонения от наших упрощенных расчетных моделей.

Альтернативные эффективные способы количественного определения эластичных деформаций связаны с прогрессом в изучении приливных теорий [22] и применении параметров Лява [11]. На этом основана другая ветка программных решений [35], которая была использована для контроля. Приведены обзор и сопоставление методов [30].

При моделировании процесса прогиба в районе водохранилищ иногда условно принимают, что до глубины 36 км земная кора является твердым упругим телом, а подстилающие ее высокотемпературные горные породы — упругой и одновременно высоковязкой жидкостью [14].

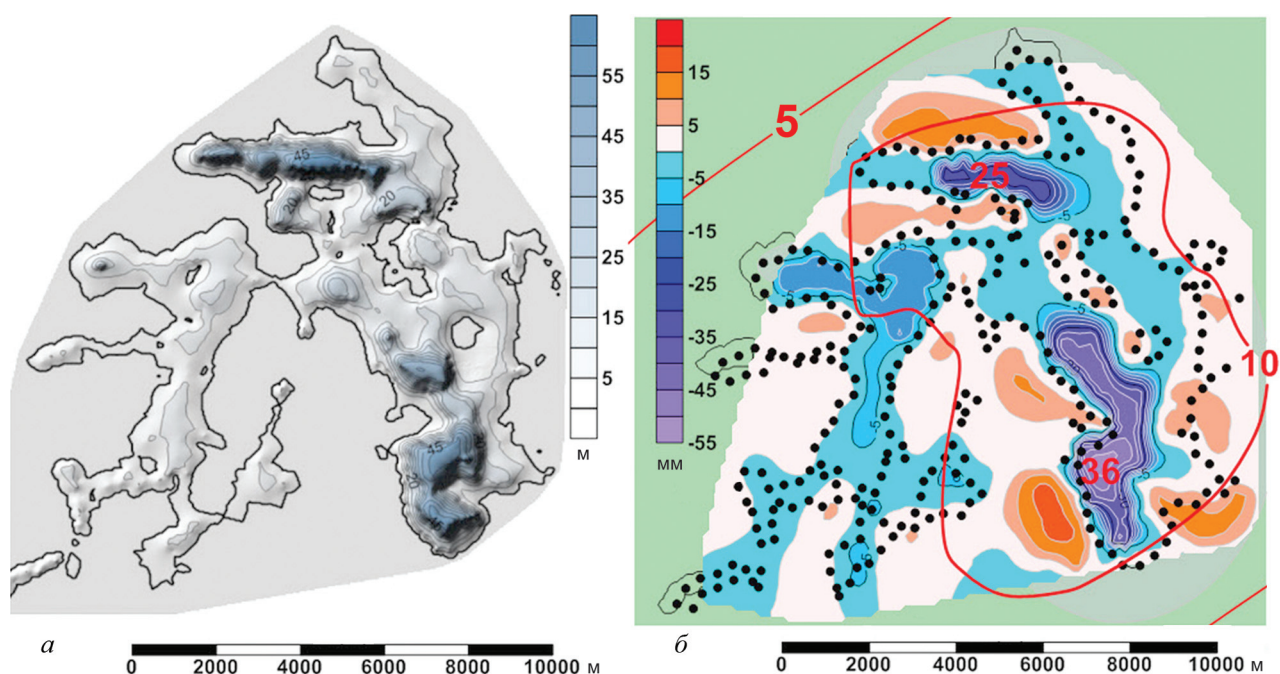


Рис. 2. Частичное заполнение озера Бласье за 1983–1985 гг. — а, сопоставление расчетной упругой реакции по W. Fjeldskaag [23] (красные линии и цифры) и принципов, изложенных Freeden & Michel [28] (цветовая контурная заливка) — б

Озеро Мид в Северной Америке — одно из наиболее изученных частой сетью повторных нивелировок водохранилищ. Здесь было выявлено погружение более 20 см за 15 лет [33]. Площадь зеркала Мид $\sim 3,6$ % от такового Ладожского озера (~ 31 % от площади Санкт-Петербурга — см. рис. 1). Демонстрируя по рисунку вертикальных движений в большей степени упруговязкую, а не упругую реакцию (рис. 3), оно отличается от ряда других. Объяснение этого явления привело к возникновению специфических моделей [31],

предполагающих — при местной эффективной эластичной мощности литосферы (T_e) около 30 км — наличие верхнего десятикилометрового упругого слоя и подстилающего двадцатикилометрового упруговязкого с нижним пределом вязкости около 10^{20} Па/с и подкоровой вязкостью 10^{18} Па/с.

Амплитуда изостатических движений будет принципиально отличаться при различной T_e , так что необходимо ее корректное определение применительно к региону. Помимо традиционных,

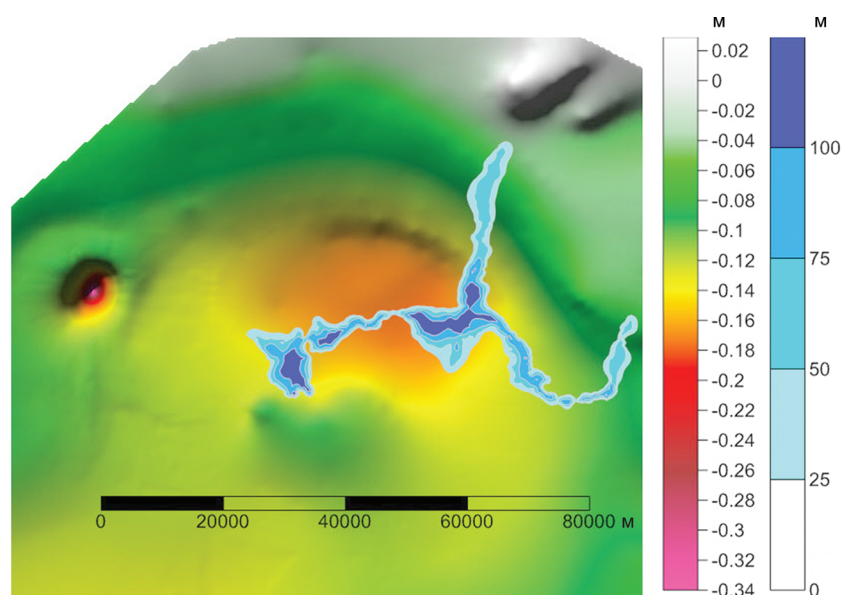


Рис. 3. Заполнение озера Мид (синие контуры) и изостатическая реакция (красно-зеленая цвето-теневая заливка), по данным повторных нивелировок [33]. Изолированная аномалия в западной части — депрессионная воронка, связанная с отбором грунтовых вод Лас-Вегасом

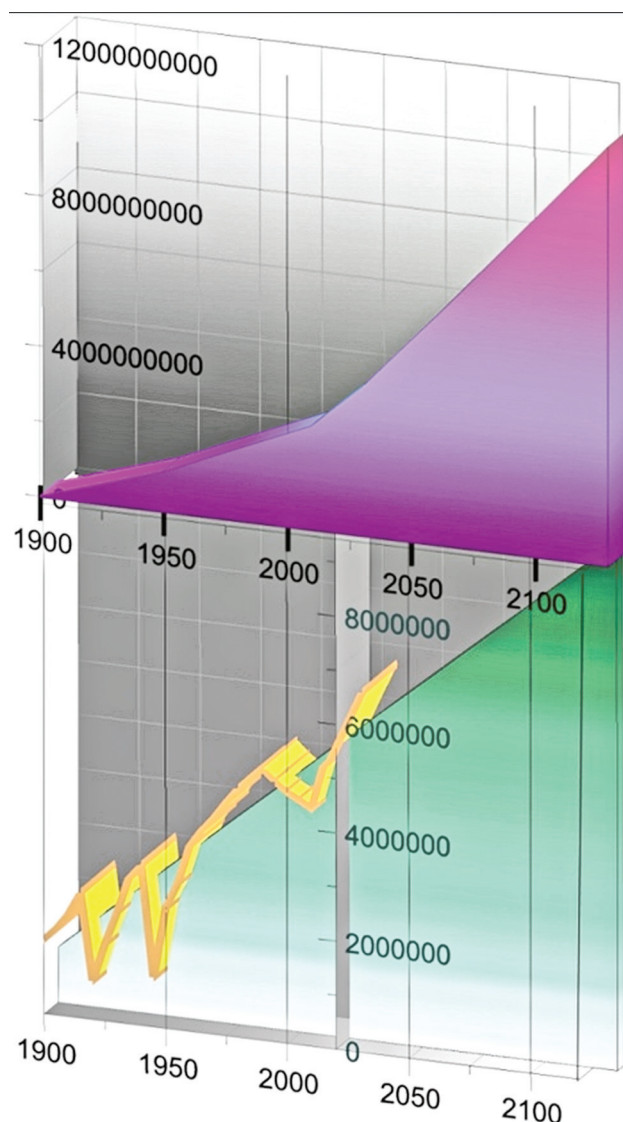


Рис. 4. Внизу — график изменения численности населения (вертикальная ось Y) во времени по годам (ось X) показан желтым цветом, зеленым — линейный прогностический тренд до 2120 г. Вверху — график прогнозного роста ежегодного накопления твердых бытовых отходов в тоннах (вертикальная ось Y) во времени по годам (ось X)

нами использован метод пенеппена, позволяющий по его изгибной деформации за счет вышележащей толщи получать довольно точные количественные определения. При этом принципиальны зоны с более молодым возрастом выраженных денудационных процессов для учета вероятного в ряде случаев увеличения (в зависимости от термальной истории) T_e в геологическом времени.

Вязкость и мощность астеносферы в свою очередь крайне важны при расчетах скорости изостатической реакции [20]. Хотя ее участие применительно к древним щитам, таким как Балтийский, признается далеко не всеми, многие геодинамические проблемы не находят иного объяснения [41].

В качестве рабочей реологической основы, показавшей удовлетворительные результаты при моделировании Финско-Ладожского сегмента

Балтийского щита, нами принимается величина вязкости мантии порядка 10^{21} Па/с, а также наличие специфической астеносферы (либо слоев и линз со специфическими свойствами) с вязкостью в диапазоне $2,0 \cdot 10^{18} - 7,0 \cdot 10^{19}$ Па/с при $T_e \sim 5 \cdot 10^{23}$ Нм.

Для проведения приблизительных расчетов влияния жизнедеятельности человека были подготовлены grids, оценивающие техногенную нагрузку и ее изменения в будущем столетии. Они суммируют осредненные значения мощности накопленных техногенных отложений, нагрузки от зданий, сооружений и релевантных элементов городской и социальной инфраструктуры.

Матрицы, аппроксимирующие прогнозные сценарии, рассматривают варианты разрастания моноцентрической Санкт-Петербургской агломерации при условии быстрого роста численности населения. Согласно анализу Федеральной службы государственной статистики (Росстата), к 2031 г. население Петербурга увеличится до 6 млн 352 тыс. человек относительно текущей цифры 5 млн 361 тыс. официально зарегистрированных и проживающих к началу 2019 г. Линейный тренд (рис. 4) прогнозирует их рост приблизительно до 10 млн к 2020 г. Это позволяет нам оценить возможные масштабы строительства и объемы твердых бытовых отходов (ТБО) Петербурга и агломерации с применением простых известных формул расчета, исходя из среднего объемного и весового уровня образования мусора на человека и предприятие [6].

Удельные нормы образования ТБО в странах мира различаются с максимальными показателями в США, где фиксируется более 812 кг/год на душу населения [12], причем каждые 10 лет эта цифра увеличивается на 10 % [6]. Временной рост учитывался нами, как и обратный фактор потенциального снижения массы ТБО за счет увеличения сжигаемого материала. Расчеты демонстрируют, что только лишь растущие годовые объемы ТБО (в тысячах тонн) сравнительно небольшой СПГА превышают годовые выносы взвешенных веществ с суши во многие крупные шельфовые бассейны при несопоставимых площадях. Таким образом, не будет преувеличением считать многие агломерации крупнейшими депоцентрами мира на единицу площади, хотя весьма специфически! Уже этот фактор позволяет говорить о необходимости количественных оценок изостатических отклонений.

Существующий слой техногенных отложений перекрывает болотные, морские либо озерно-ледниковые отложения с изменчивой мощностью, составляющей первые метры на значительных площадях. Принятая нами в расчетах плотность при пересчете в эквивалент водной нагрузки — $1,7$ г/см³.

Другая значимая составляющая представлена осредненной по районам нагрузкой от зданий и сооружений (в том числе полезной). Алгоритм ее аппроксимации включал обобщение параметров типовых строительных проектов (<http://>

data.gov.spb.ru/opendata/7840013199-passports_houses/) с их приблизительным распределением на площади, строительные калькуляторы (<https://prostobuild.ru/onlainraschet/204-raschet-nagruzki-na-fundament.html>), использование известных данных по этажности застройки (сводная карта высотности Яндекса https://yandex.ru/company/researches/2014/buildings_height_map/), а также компьютерный анализ ее плотности по доступным снимкам картографических интернет-сервисов. В зависимости от типовых и индивидуальных проектов нагрузка от зданий и сооружений, включая полезную, обычно изменяется в диапазоне до 40 т/м^2 , за исключением таких отдельных объектов, как Лахта-центр. Как известно, высотная застройка распространена по периферии в связи с ограничениями в исторической части Петербурга. В настоящее время площадь агломерации с близкой к сплошной застройке достигает 600 км^2 . Кроме того, условно выделяются два пояса агломерации — внутренний и внешний. Площадь территории второго (внешнего) пояса даже в настоящее время превышает 6000 км^2 , что существенно для изостатических движений. В прогнозных расчетах был принят сценарий роста численности населения всей агломерации до 10 млн человек к 2120 г.

Результаты и обсуждение. Для упрощения демонстрации коро-мантийных ответов на антропогенную нагрузку мы представим примеры моделей как быстрой упругой реакции, так и продолжительной собственно изостатической, связанной с вязким течением глубинного материала. При этом рассмотрим результаты осуществления застройки тех или иных крупных районов для упрощения оценки амплитуд движений, хотя для более точной детерминации их скоростей желательна детализация с вовлечением частых временных срезов.

Упругая реакция. По результатам моделирования, первые этапы застройки Петербурга, включая послевоенное восстановление до 1950-х годов [13], могли привести лишь к малоамплитудным движениям. При этом максимальное расчетное погружение вряд ли превышало 3,5 см (рис. 5), более вероятные результирующие значения — 2–3 см. Незначительная нагрузка на такой сравнительно небольшой площади должна практически полностью компенсироваться литосферой.

В 1960-е годы интенсивно развивается жилищное строительство в новых районах города. Только за 1966–1983 гг. было построено 40 млн м^2 жилой площади. В настоящее время Петербург активно расширяется с застройкой периферических районов и элементов агломерации при значительной роли высокоэтажного, а также уплотнительного строительства. Преимущественно упругая расчетная реализованная реакция должна была составить до 5,5 см (рис. 5).

Одно из направлений развития СПГА — создание намывных территорий — искусственных

земельных участков Невской губы Финского залива между островами Котлин и Васильевским с различными версиями стратегического проекта Петербурга «Морской фасад». Известны идеи кольцевого намыва с получением и последующей застройкой намывных островов. Хотя такие проекты пока не получили одобрения на реализацию, их осуществление в последующем столетии вероятно. В качестве примера изостатических реакций рассмотрим абстрактный схематичный план интенсивного преобразования человеком восточной части Невской губы с высокоэтажной застройкой. Впрочем, более значимой будет составляющая перераспределения осадочного материала в процессе строительства, а существующее повышение уровня океана приведет к пересмотру абсолютных отметок антропогенно создаваемых участков в сторону увеличения. Суммарное максимальное погружение во время реализации подобных проектов оценивается нами в 7–11 см (рис. 6). При этом возможны различные реакции в пределах береговых застроенных районов, зависящие в том числе от местонахождения песка, с помощью которого предполагается намыв.

Собственно изостатическая реакция. Возрастающая площадь техногенной нагрузки могла привести к вовлечению в изостатические процессы более глубоких горизонтов, однако определение амплитуды и продолжительности ответа будут существенно отличаться в зависимости от особенностей реологических моделей. Напомним, что величина T_e оценивается в моделях послеледниковой адаптации принципиально различно, обычно в диапазоне от 30–40 [17; 24; 26] до 70–100 км и более [37; 42]. Отметим также, что T_e и мощность литосферы не тождественные понятия. В практическом отношении важно, что амплитуда релевантного ответа (в противоположность площади проявления реакции) будет существенно уменьшаться при увеличении T_e . При существующей техногенной нагрузке она будет меняться от 20–40 см (рис. 7) до незначительной величины, поэтому необходимы дополнительные критерии ее корректного определения.

Вполне логичны представления о вероятных латеральных изменениях T_e в зависимости от возраста коры и последующих процессов тектономагматической активизации. По специализированному анализу аномалий Буге предполагается направленное увеличение T_e от 5–15 км вдоль атлантической окраины Балтийского щита до 50 и более в западной [38]. Однако в западной равнинной части, где T_e прогнозируется выше 25 км, у метода существуют серьезные ограничения, так что ожидать сколько-нибудь надежных значений здесь не приходится [34]. По характеру выклинивания плитного чехла юго-восточного склона Балтийского щита в районе Петербургской агломерации и реакции на плейстоценовое эрозионно-аккумулятивное перераспределение материала T_e было определено нами в интервале 35–50 км с направленным ростом от 7 км во

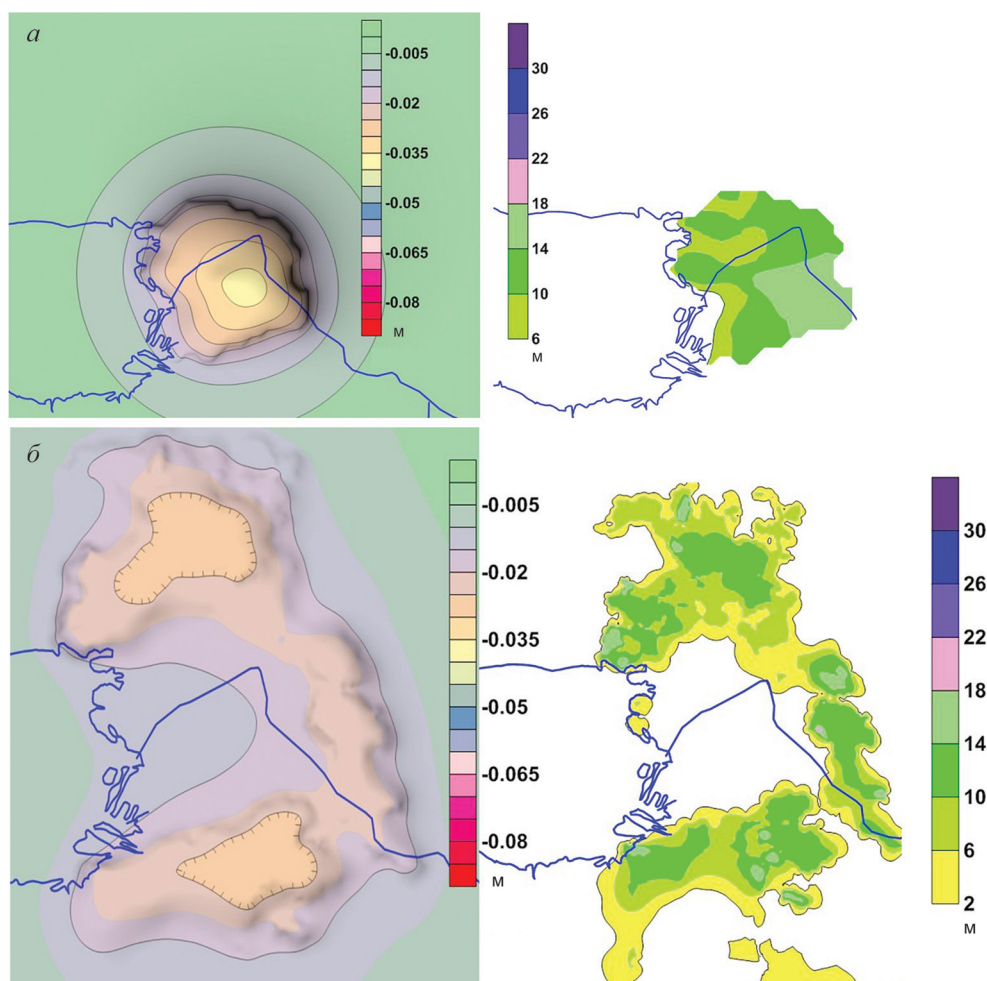


Рис. 5. Возможная реализованная упругая реакция на антропогенные изменения в центральной (а) и периферической (б) частях Санкт-Петербурга. Справа показаны соответствующие эквиваленты максимальной водной нагрузки

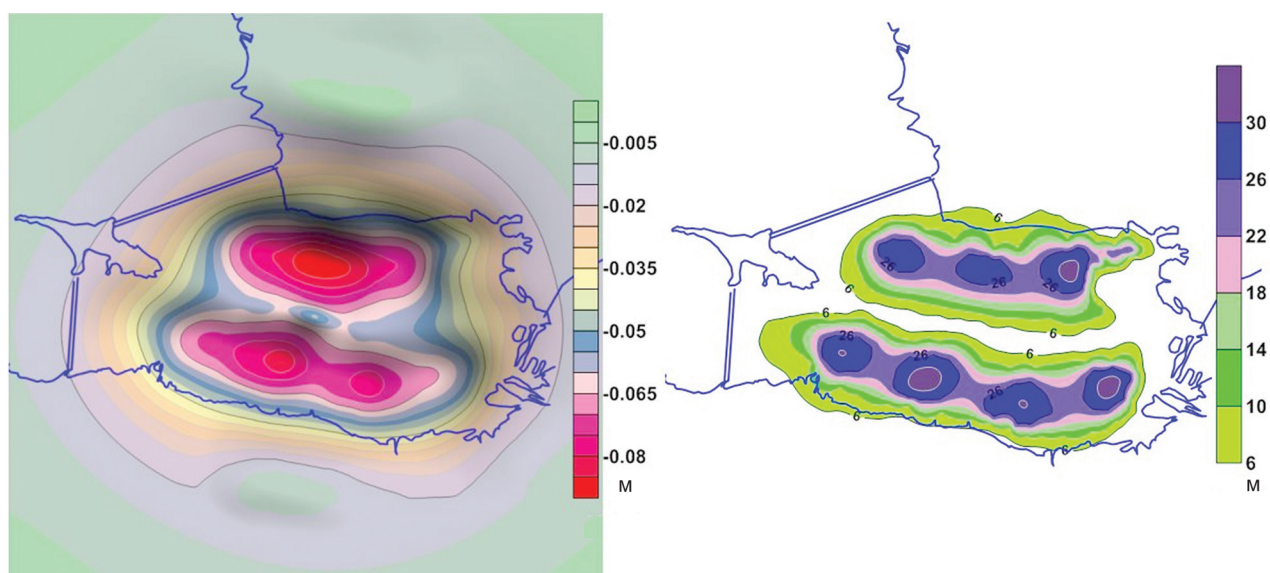


Рис. 6. Возможная упругая реакция на масштабное создание и застройку искусственных земельных участков восточной части Невской губы. Справа — эквивалент водной нагрузки

Рис. 7. Возможная общая изостатическая реакция на антропогенные изменения Санкт-Петербургской агломерации без учета ее будущего развития

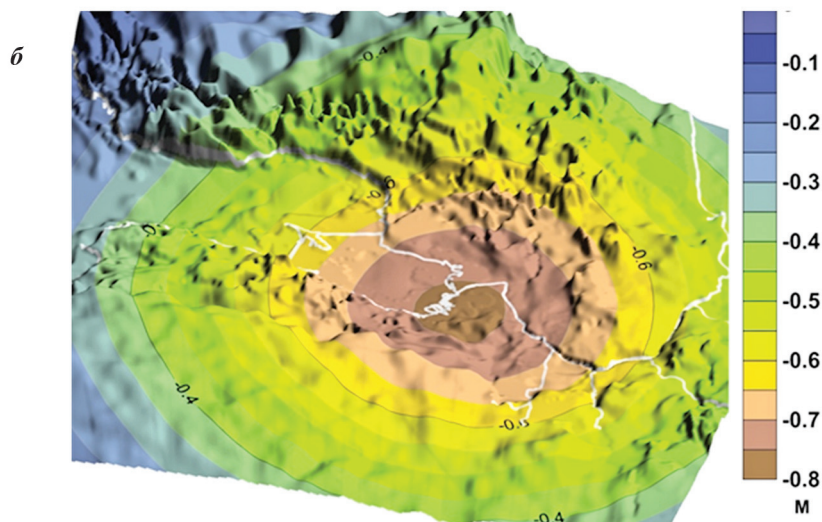
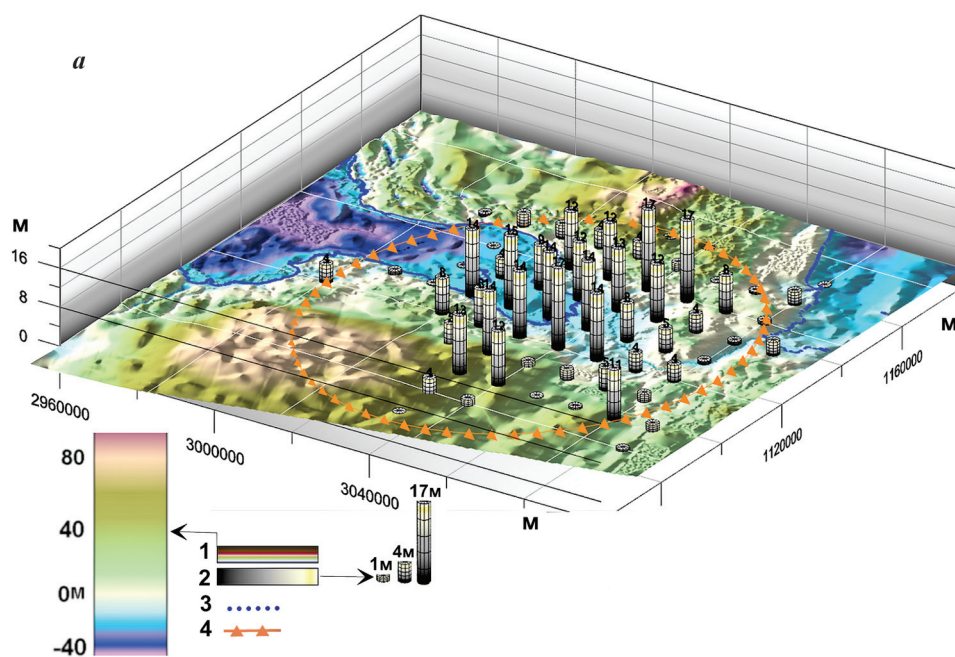
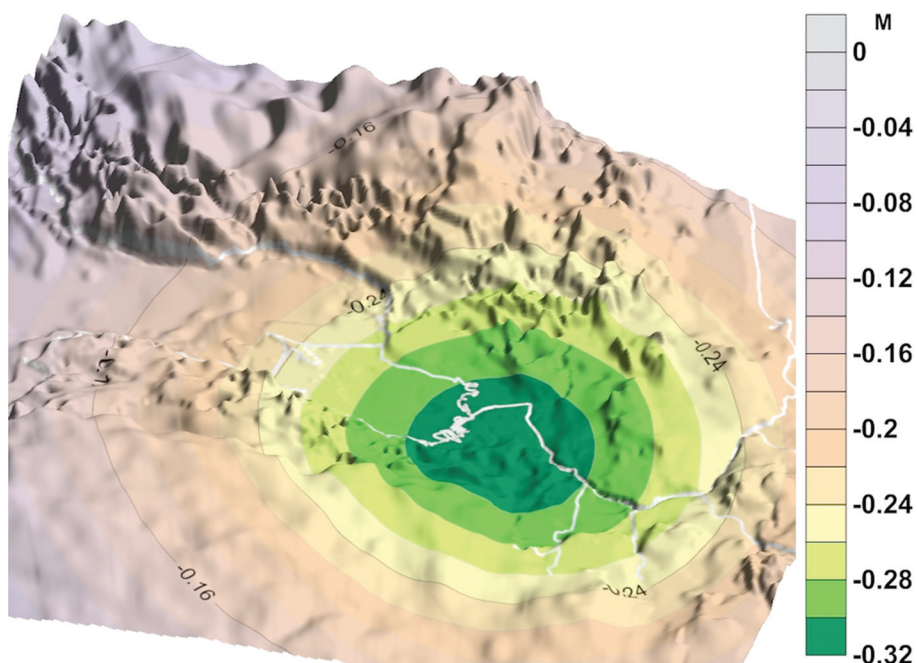


Рис. 8. Возможное распределение техногенной нагрузки через 100 лет (а) и суммарная максимальная собственно изостатическая реакция на антропогенные изменения Санкт-Петербургской агломерации по данному сценарию (б)

1 – оценочный рельеф; 2 – нагрузка в метрах водного эквивалента; 3 – современная береговая линия; 4 – зона диаметром 100 км

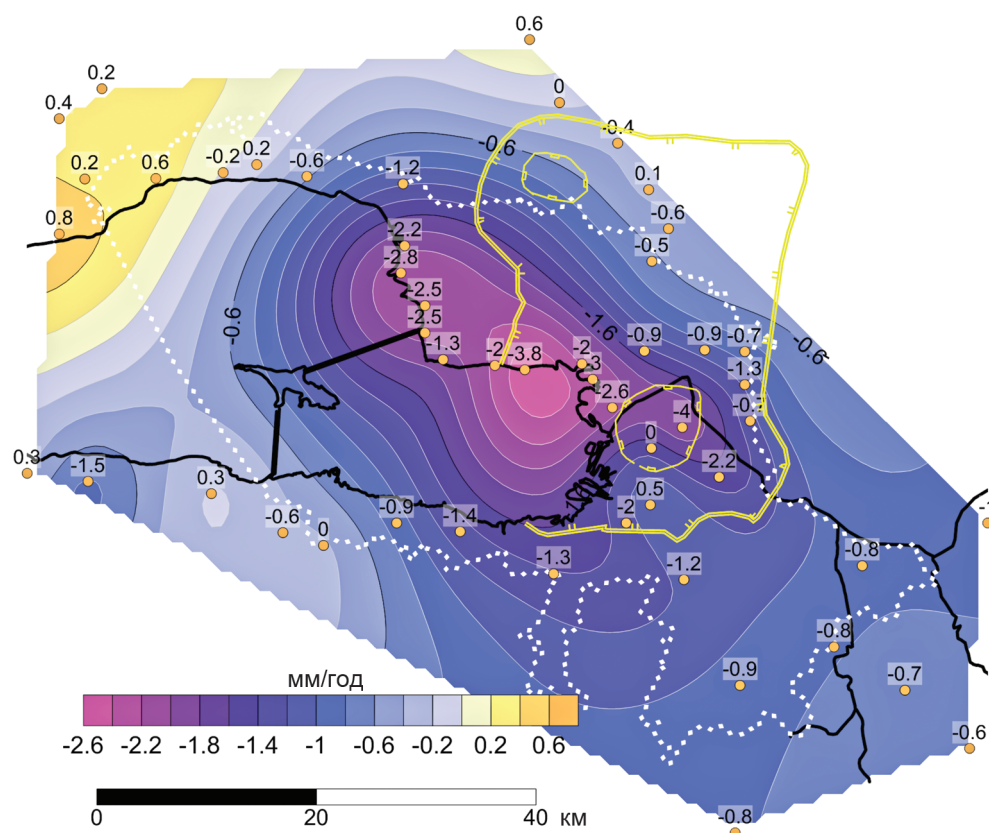


Рис. 9. Аппроксимация современных движений, по данным повторных нивелировок на 2005 г. (оранжевые точки) [16] без аномальных значений. Светлые линии с бергштрихами показывают центральную часть депрессионной воронки [7] до начала восстановления пьезометрических уровней в 1980-е годы. Белая линия точечного пунктира — граница Санкт-Петербурга

время раннерифейских магматических проявлений в районе Ладожского озера [18]. При этих параметрах ожидаемые максимальные амплитуды преимущественно будущего прогибания от уже существующей нагрузки — до 25–30 см (безотносительно конкретного длительного временного интервала), однако различные направления будущего развития СПГА могут существенно изменить ситуацию.

Общая же расчетная максимальная амплитуда изостатических движений может вследствие расширения СПГА достичь одного метра (рис. 8) при продолжительном, выходящем далеко за рамки 2120 г. процессе вязкого перераспределения материала, зависящем от реологии глубоких горизонтов литосферы и характера астеносферы. На быстроту реакции влияет распределение глубинной вязкости при максимальной скорости в случае наличия высокорасположенных линз с параметрами $2\text{--}4 \cdot 10^{18}$ Па/с, что возможно, исходя из анализа местной гидроизостатической реакции Ладожского озера [4].

Представления о современных вертикальных движениях региона отличаются в зависимости от используемых методов наблюдений [5; 8] и масштабов моделирования (степени осреднения), однако сохраняется общий глобальный тренд, обычно связываемый с последней дегляциацией. С ним интерферируют местные отклонения,

вызванные, например, гидроизостазией [4]. Хотя многие результаты измерений скоростей современных движений могут отражать лишь короткопериодные реакции, некоторые данные [8; 16] демонстрируют отличия от прогнозируемых моделями значений (от +0,8 до +2,2 мм/год) [5; 17; 32]. Опубликованные результаты повторных нивелировок в пределах СПГА [16] имеют принципиальное значение, раскрывая сложный рисунок местных отклонений вертикальных движений от тренда. На рис. 9 приведена обработка этих данных методом Криге после исключения локальных аномальных значений (более –8 мм) с последующим сглаживанием фильтром Гаусса.

В целом результат соотносится с прогнозным на время наблюдений несколько смещенным центром общих опусканий в зоны намыва районов Лахты и Васильевского острова. Теоретически в настоящее время относительный центр изостатической воронки (ИВ) может быть смещен к юго-востоку относительно рис. 9.

Погружение крупных агломераций обычно небезосновательно связывают с масштабной эксплуатацией подземных водоносных горизонтов и комплексов с формированием депрессионной воронки (ДВ). Действительно, такой процесс часто главенствует в погружении топографической поверхности за счет изменений, происходящих прежде всего в водоупорах [44]. Однако

он существенно зависит от положения и типов водоносных комплексов, а также степени уплотнения осадочных пород. Основы расчетов были заложены около столетия назад Карлом Терцаги и используются при сопоставлении с наблюдениями [43]. Эксплуатация вендского водоносного комплекса, безусловно, участвует в процессе погружения поверхности, но ограничивающим фактором представляется величина эрозионного среза, поскольку, по нашим оценкам, вендские отложения в геологической истории претерпели уплотнение денудированной толщей мощностью не менее 1500 м. Локальное воздействие может быть и в том числе связано с изменениями порового давления в четвертичных осадках. Принципиально, что максимальное снижение напоров в вендском водоносном комплексе (около 70 м) с центром ДВ в пределах городской черты наблюдалось в 1970-х годах в связи с интенсивным отбором воды для технических нужд, но с 80-х годов произошло практически полное восстановление напоров. В настоящее время центр ДВ сместился существенно северо-западнее Санкт-Петербурга [7]. Однако даже абрис максимального развития ДВ (см. рис. 9) не соотносится с трендом погружения региона, а ее роль в случае СПГА представляется несколько завышенной, несмотря на участие в процессе, особенно применительно к некоторым локальным аномалиям. Заметим также, что ДВ и ИВ должны иметь реверсивную интерференцию. Развитие ДВ может приводить к погружению поверхности, но с релевантным поднятием поверхности фундамента, и наоборот при перераспределении водных масс и минерализации в осадочных породах. Миграция вод по зонам повышенной трещиноватости в пределах василеостровской свиты и погребенных плейстоценовых врезов, впрочем, также оказывает ограниченное расчетное влияние на ИВ, учитываемое нами.

В последующее столетие изостатические движения за счет одного лишь антропогенного фактора могут ухудшить прогноз затопления побережья за счет дополнительного погружения, составляющего до 10–25 % от прогнозируемого поднятия уровня океана. Однако это лишь часть проблемы влияния изостазии. Дело в том, что гидроизостазия при дополнительном ожидаемом расчетном повышении уровня крайней южной части Ладоги и общем повышении уровня грунтовых вод будет интерферировать с техногенной составляющей, замедляя незначительное периферийное гляциоизостатическое поднятие либо даже создавая в будущем область единого обширного малоамплитудного погружения, дополнительно ухудшающего прогноз.

Заключение. Современный геодинамический режим служит одним из главенствующих факторов изменения рельефа земной поверхности. Обоснованный расчет направленности и скоростей современных и будущих движений земной коры с учетом всех глобальных и региональных

факторов на основе современного компьютерного моделирования и представлений о реологии Земли необходим для анализа и оценки рисков воздействия опасных морских явлений, а также прогнозирования развития береговых зон в будущем.

Наши предварительные результаты демонстрируют, что оценка антропогенной составляющей вертикальных движений актуальна применительно к наиболее крупным быстро растущим агломерациям, находящимся в береговых зонах на низких абсолютных отметках в условиях повышающегося уровня океана, где даже небольшая амплитуда дополнительного погружения обязана учитываться при прогнозах. Быстрая упругая реакция среды и дальнейшее собственно изостатическое прогибание, вызванное масштабными техногенными изменениями, могут ускорить будущее затопление низменных прибрежных территорий и, таким образом, представляют дополнительную геологическую опасность.

Авторы признательны гл. науч. сотруднику исследовательской компании «Тектонор» (Норвегия) профессору В. Фьелдскару за обсуждение расчетов упругой составляющей вертикальных движений и изостазии региона, а также чл.-корр. РАН А. И. Жамойде и ст. науч. сотруднику Института озероведения РАН канд. геол.-минерал. наук Т. В. Сапелко за внимательное и критическое прочтение рукописи. Частично исследования выполнены при поддержке гранта РНФ № 17-77-20041.

1. Амантов А. В. Компьютерный атлас «Геология и полезные ископаемые восточной части Финского залива» / А. В. Амантов, В. А. Жамойда, С. Ф. Мануйлов, П. Е. Москаленко, М. А. Спиридонов // Региональная геология и металлогения. — 2002. — № 15. — С. 120–132.
2. Амантов А. В. Геология дочетвертичных образований и тектоника Ладожского озера // Региональная геология и металлогения. — 2014. — № 58. — С. 22–32.
3. Амантов А. В. Проблемы голоценового развития Южного Приладожья / А. В. Амантов, М. Г. Амантова, Д. В. Рябчук, А. Ю. Сергеев, Т. М. Гусенцова, В. А. Жамойда, В. Фьелдскар // Региональная геология и металлогения. — 2016. — № 65. — С. 37–49. — Режим доступа: http://www.vsegei.ru/ru/public/reggeology_met/content/2016/65/65_03.pdf (дата обращения: 06.02.2009).
4. Амантов А. В., Амантова М. Г. Моделирование послеледниковое развития района Ладожского озера и восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения. — 2017. — № 69. — С. 5–12. — Режим доступа: http://www.vsegei.ru/ru/public/reggeology_met/content/2017/69/69_02.pdf (дата обращения: 06.02.2009).
5. Васенин В. А. Оценка современных вертикальных движений земной поверхности для целей определения устойчивости исходных пунктов нивелирной сети г. Санкт-Петербурга и определения длительных осадков зданий и сооружений // Развитие городов и геотехническое строительство. — 2012. — № 14. — С. 37–56.
6. Венчулис Л. С., Скорник Ю. И., Флоринская Т. М. Система обращения с отходами: принципы организации и оценочные критерии. — СПб.: Изд-во ПИЯФ РАН, 2007. — 207 с.
7. Воронюк Г. Ю. Водообмен в краевых частях Балтийского шита и прилегающих артезианских бассейнах

- по изотопным и химическим данным (научные и прикладные аспекты). Карельский перешеек / Г. Ю. Воронюк, Г. С. Бородулина, И. А. Крайнюкова, И. В. Токарев // Труды Карельского научного центра РАН. — 2016. — № 9. — С. 46–56.
8. Галаганов О. Парадокс отличий в вертикальных движениях по данным определений разными методами / О. Галаганов, В. Горшков, Т. Гусева, Ю. Кузнецов, Н. Розенберг, В. Передерин, Н. Щербакова // Геодезия, картография и аэрофотознания. — 2009. — Вып. 71. — С. 241–248.
9. Дедеев В. А., Куликов П. К. Происхождение структур земной коры. — Л.: Наука, 1988. — 264 с.
10. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Теория упругости / Теоретическая физика. В 10 т. — М.: Наука, 1987. — Т. 7. — 248 с.
11. Ляв А. (А. Е. Н. Love) Математическая теория упругости / Перевод 4-го английского издания: В. В. Булгакова, В. Я. Натансона. — М.; Л.: 1935. — 674 с.
12. Масленников А. Ю. Характеристика твердых бытовых отходов // Твердые бытовые отходы: Спец. информ. бюл. — 2005. — № 1. — С. 1–3. — Режим доступа: <http://www.waste.ru/modules/section/item.php?itemid=33> (дата обращения: 11.11.2019).
13. Семенцов С. В. Градостроительство Санкт-Петербурга в XVIII — начале XXI века. — СПб.: СПбГАСУ, 2011. — 525 с.
14. Тетельмин В. В., Даниелов Э. Р. Прогиб земной коры от веса крупных водохранилищ // Вестник РАЕН. — 2014. — № 4. — С. 15–20.
15. Шаров Н. В. Глубинные сейсмические исследования в юго-восточной части Фенноскандинавского щита // Геофизический журнал. — 2015. — Т. 37, № 5. — С. 104–120.
16. Ядута В. А. Новейшая тектоника Санкт-Петербурга и Ленинградской области // Минерал. — 2006. — № 1. — С. 28–35.
17. Amantov A., Fjeldskaar W. Geological-Geomorphological features of the Baltic Region and Adjacent Areas: imprint on glacial-postglacial development // Regional geology and metallogeny. — 2013. — No. 53. — Pp. 90–104. — URL: http://www.vsegei.ru/ru/public/reggeology_met/content/2013/53/53_10.pdf (06.02.2020).
18. Amantov A., Amantova M., Fjeldskaar W. Late-Post-Glacial Tilt of the Lake Ladoga – Gulf of Finland Region and Rheology Models // Geophysical Research Abstracts. — doi: 10.13140/RG.2.2.20123.77608
19. Brothie J. F., Silvester R. On crustal flexure // Journal of Geophysical Research. — 1969. — Vol. 74. — Pp. 5240–5252.
20. Cathles L. M. The Viscosity of the Earth's Mantle. — Princeton: Princeton Univ. Press, 1975. — 386 p.
21. Cathles L. M. Interpretation of postglacial isostatic adjustment phenomena in terms of mantle rheology // Earth Rheology, Isostasy and Eustasy / N.-A. Mörner (ed.). — London: John Wiley and Sons, 1980. — Pp. 11–45.
22. Farrell W. E. Deformation of the Earth by surface loads // Reviews of Geophysics and Space Physics. — 1972. — Vol. 10, No. 3. — Pp. 761–797.
23. Fjeldskaar W. Elastic and isostatic subsidence of the Blåsjø artificial lake, Southern Norway // Terra Nova. — 1990. — Vol. 2, Iss. 4. — Pp. 377–381.
24. Fjeldskaar W., Cathles L. The present rate of uplift of Fennoscandia implies a low-viscosity asthenosphere // Terra Nova. — 1991. — Vol. 3. — Pp. 393–400.
25. Fjeldskaar W. Viscosity and thickness of the asthenosphere detected from the Fennoscandian uplift // Earth and Planetary Science Letters. — 1994. — Vol. 126. — Pp. 399–410.
26. Fjeldskaar W. The flexural rigidity of Fennoscandia inferred from the post-glacial uplift // Tectonics. — 1997. — Vol. 16. — Pp. 596–608.
27. Fjeldskaar W., Amantov A. Tilted Norwegian post-glacial shorelines require a low viscosity asthenosphere and a weak lithosphere / Regional geology and metallogeny. — 2017. — No. 70. — Pp. 48–59.
28. Freedman W., Michel V. Multiscale Potential Theory (With Applications to Geoscience). — Boston: Birkhäuser, 2004. — 509 p.
29. Ji S., Sun S., Wang Q., Marcotte D. Lamé parameters of common rocks in the Earth's crust and upper mantle // Journal of Geophysical Research. — 2010. — Vol. 115, B06314. — doi: 10.1029/2009JB007134
30. Kachuck S. B., Cathles L. M. Benchmarked computation of time-domain viscoelastic Love numbers for adiabatic mantles // Geophysical Journal International. — 2019. — Vol. 218, Iss. 3. — Pp. 2136–2149. — <https://doi.org/10.1093/gji/ggz276>
31. Kaufmann G., Amelung F. Reservoir-induced deformation and continental rheology in vicinity of Lake Mead, Nevada // Journal of Geophysical Research. — 2000. — Vol. 105, B7. — Pp. 16341–16358.
32. Kierulf H. P. A GPS velocity field for Fennoscandia and a consistent comparison to glacial isostatic adjustment models / Ed. by H. P. Kierulf, H. Steffen, M. J. R. Simpson, M. Lidberg, P. Wu, H. Wang // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2014. — Vol. 119, No. 8. — Pp. 6613–6629. — doi: 10.1002/2013JB010889
33. Longwell C. R. Geologic setting of Lake Mead // Comprehensive Survey of Sedimentation in Lake Mead, 1948–49 / Ed. by O. Smith, C. P. Vetter, C. B. Cummings. — Washington, 1960. — Pp. 11–20.
34. McKenzie D. A note on estimating T_e from Bouguer coherence // GEM – International Journal on Geomathematics. — 2016. — Vol. 7 (1). — Pp. 103–116. — URL: <https://link.springer.com/journal/13137/7/1> (06.02.2020).
35. Melini D., Gegout P., Spada G. et al. REAR – a regional ELastic Rebound calculator. 2014. User manual for version 1.0— URL: <http://hpc.rm.ingv.it/rear/REAR-v1.0-User-Guide.pdf> (19.10.2019).
36. Nerem R. S. Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era / Ed. by R. S. Nerem, B. D. Beckley, J. T. Fasullo, B. D. Hamlington, D. Masters, G. T. Mitchum // PNAS. — 2018. — Vol. 115, No. 9. — Pp. 2022–2025. — doi: 10.1073/pnas.1717312115
37. Peltier W. R., Argus D. F., Drummond R. Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. — 2015. — No. 120. — Pp. 450–487. — doi: 10.1002/2014JB011176
38. Pérez-Gussinyé M., Watts A. B. The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes // Nature. — 2005. — Vol. 436. — Pp. 381–384. — doi: 10.1038/nature03854
39. Poutanen M. Global periodic effects in GPS time series / Ed. by M. Poutanen, M. Ollikainen, H. Koivula, M. Bilker, J. Jokela, H. Virtanen // Proceedings of the workshop: the state of GPS vertical positioning precision: Separation of Earth processes by space geodesy (April 2–4, 2003, Luxembourg). — Luxembourg, 2004. — Vol. 23. — Pp. 137–142.
40. Puura V. Latest events affecting the Precambrian basement, Gulf of Finland and surrounding areas / Ed. by V. Puura, A. Amantov, S. Tikhomirov, I. Laitakari // Geological Survey of Finland. — 1996. — Special Paper 21. — Pp. 115–125.
41. Richards M. A., Lenardic A. The Cathles parameter (C_t): A geodynamic definition of the asthenosphere and implications for the nature of plate tectonics // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. — 2018. — Vol. 19. — Pp. 4858–4875. — <https://doi.org/10.1029/2018GC007664>
42. Steffen H., Wu P. Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia – a review of data and modelling // Journal of Geodynamics. — 2011. — Vol. 52, No. 3–4. — Pp. 169–204.
43. Santos S. M., Cabral J. J. S. P., Filho I. D. S. P. Monitoring of soil subsidence in urban and coastal areas due to groundwater overexploitation using GPS // Natural Hazards. — 2012. — Vol. 64. — Pp. 421–439. — <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0247-9>
44. Zhang Y. Q. Characterization of land subsidence induced by groundwater withdrawals in the plain of Beijing city, China / Ed. by Y. Q. Zhang, H. L. Gong, Z. Q. Gu, R. Wang,

X. J. Li, W. J. Zhao // *Hydrogeology Journal*. — 2014. — Vol. 22. — Pp. 397–409. — doi: 10.1007/s10040-013-1069-x

1. Amantov A. V., Zhamoida V. A., Manuilov S. F. et al. Computer atlas “Geology and minerals of the eastern part of the Gulf of Finland”. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2002. No. 15, pp. 120–132. (In Russian).
2. Amantov A. V. Pre-Quaternary geology and tectonics of Lake Ladoga. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2014. No. 58, pp. 22–32. (In Russian).
3. Amantov A. V., Amantova M. G., Ryabchuk D. V. et al. On the question of Holocene development of south Lake Ladoga region. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2016. No. 65, pp. 37–49. URL: http://www.vsegei.ru/ru/public/reggeology_met/content/2016/65/65_03.pdf (06.02.2009). (In Russian).
4. Amantov A. V., Amantova M. G. Modeling of post-glacial development of Lake Ladoga and the Eastern part of the Gulf of Finland. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2017. No. 69, pp. 5–12. URL: http://www.vsegei.ru/ru/public/reggeology_met/content/2017/69/69_02.pdf (06.02.2020). (In Russian).
5. Vasenin V. A. Estimation of modern vertical movements of the earth's surface for the purpose of determining the stability of the initial points of the leveling network of St. Petersburg and the definition of long-term precipitation of buildings and structures. *Urban Development and Geotechnical Construction*. 2012. No. 14, pp. 37–56. (In Russian).
6. Ventsulis L. S., Skornik Y. I., Florinskaya T. M. Sistema obrashcheniya s otkhodami: printsipy organizatsii i otsenochnye kriterii [Waste management system: principles of organization and evaluation criteria]. St. Petersburg: PIYaF RAN. 2007. 207 p.
7. Voronyuk G. Yu., Borodulina G. S., Kraynyukova I. A. et al. Water exchange in the marginal parts of the Baltic Shield and adjacent artesian basins according to isotopic and chemical data (scientific and applied aspects. Karelian Isthmus). *Proceedings of the Karelian scientific center of the Russian Academy of Sciences*. Petrozavodsk. 2016. No. 9, pp. 46–56. (In Russian).
8. Galaganov O., Gorshkov V., Guseva T. et al. Paradox of differences in vertical movements according to definitions by different methods. *Geodesy, Cartography and Aerial Photography*. 2009. Iss. 71, pp. 241–248. (In Russian).
9. Dedeev V. A., Kulikov P. K. Proiskhozhdenie struktur zemnoy kory [Origin of Earth crust structures]. Leningrad: Nauka. 1988. 264 p.
10. Landau L. D., Lifshits E. M. Teoriya uprugosti [Theory of elasticity]. Teoreticheskaya fizika v 10 t. Moscow: Nauka. 1987. Vol. 7. 258 p.
11. Love A. E. H. Matematicheskaya teoriya uprugosti [Mathematical theory of elasticity]. Perevod 4-go angliyskogo izdaniya: V. V. Bulgakova, V. Ya. Natanzona. Moscow; Leningrad. 1935. 674 p.
12. Maslennikov A. Y. Characteristics of municipal solid waste. *Solid household waste: Special Newsletter*. 2005. No. 1, pp. 1–3 (In Russian). URL: <http://www.waste.ru/modules/section/item.php?itemid=33> (11.11.2019).
13. Sementsov S. V. Gradostroitel'stvo Sankt-Peterburga v XVIII – nachale XXI veka [Urban planning of St. Petersburg in the XVIII – early XXI century]. St. Petersburg. 2011. 511 p.
14. Tetelmin V. V., Danielov E. R. Deflection of the Earth's crust from the weight of large reservoirs. *Bulletin of the Russian Academy of Natural Sciences*. 2014. No. 4, pp. 15–20. (In Russian).
15. Sharov N. V. Deep seismic studies in the South-Eastern part of the Fennoscandian Shield. *Geophysical journal*. 2015. Vol. 37. No. 5, pp. 104–120. (In Russian).
16. Yaduta V. A. Newest tectonics of St. Petersburg and Leningrad region. *Mineral*. 2006. No. 1, pp. 28–36. (In Russian).
17. Amantov, A., Fjeldskaar, W. 2013: Geological-Geomorphological features of the Baltic Region and Adjacent Areas: imprint on glacial-postglacial development. *Regional geology and metallogeny*. 53. 90–104. URL: http://www.vsegei.ru/ru/public/reggeology_met/content/2013/53/53_10.pdf (06.02.2020).
18. Amantov, A., Amantova, M., Fjeldskaar, W. 2017: Late-Post-Glacial Tilt of the Lake Ladoga – Gulf of Finland Region and Rheology Models. *Geophysical Research Abstracts*. doi: 10.13140/RG.2.2.20123.77608
19. Brothie, J. F., Silvester, R. 1969: On crustal flexure. *J. Geophys. Res.* 74. 5240–5252.
20. Cathles, L. M. 1975: The Viscosity of the Earth's Mantle. Princeton Univ. Press. 386.
21. Cathles, L. M. 1980: Interpretation of postglacial isostatic adjustment phenomena in terms of mantle rheology. In Möner, N. A. (ed.): *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*. 11–45.
22. Farrell, W. E. 1972: Deformation of the Earth by surface loads. *Rev. Geophys. Space Phys.* 10. 3. 761–797.
23. Fjeldskaar, W. 1990: Elastic and isostatic subsidence of the Blåsjø artificial lake, Southern Norway. *Terra Nova*. 2. 4. 377–381.
24. Fjeldskaar, W., Cathles, L. 1991: The present rate of uplift of Fennoscandia implies a low-viscosity asthenosphere. *Terra Nova*. 3. 393–400.
25. Fjeldskaar, W. 1994: Viscosity and thickness of the asthenosphere detected from the Fennoscandian uplift. *Earth and Planetary Science Letters*. 126. 399–410.
26. Fjeldskaar, W. 1997: The flexural rigidity of Fennoscandia inferred from the post-glacial uplift. *Tectonics*. 16. 596–608.
27. Fjeldskaar, W. and Amantov, A. 2017: Tilted Norwegian post-glacial shorelines require a low viscosity asthenosphere and a weak lithosphere. *Regional geology and metallogeny*. 70. 48–59.
28. Freedman, W., Michel, V. 2004: Multiscale Potential Theory (With Applications to Geoscience). Birkhäuser, Basel, Berlin, Boston. 509.
29. Ji, S., Sun, S., Wang, Q., Marcotte, D. 2010: Lamé parameters of common rocks in the Earth's crust and upper mantle. *Journal of Geophysical Research*. 115. B06314. doi:10.1029/2009JB007134
30. Kachuck, S. B., Cathles, L. M. 2019: Benchmarked computation of time-domain viscoelastic Love numbers for adiabatic mantles. *Geophysical Journal International*. 218. 3. 2136–2149. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz276>
31. Kaufmann, G., Amelung, F. 2000: Reservoir-induced deformation and continental rheology in vicinity of Lake Mead, Nevada. *Journal of Geophysical Research*. 105. B7. 16341–16358.
32. Kierulf, H. P., Steffen, H., Simpson, M. J. R. et al. 2014: A GPS velocity field for Fennoscandia and a consistent comparison to glacial isostatic adjustment models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 119. 8. 6613–6629. doi: 10.1002/2013JB010889
33. Longwell, C. R. 1960: Geologic setting of Lake Mead. In Smith, O., Vetter, C. P., Cummings, C. B. (eds.): *Comprehensive Survey of Sedimentation in Lake Mead, 1948–49*. Washington. 11–20.
34. McKenzie, D. 2016: A note on estimating T_e from Bouguer coherence. *GEM – International Journal on Geomathematics*. 7. 1. 103–116.
35. Melini, D., Gegout, P., Spada, G., King, M. 2014. REAR – a regional Elastic Rebound calculator. 2014. User manual for version 1.0. URL: <http://hpc.rm.ingv.it/rear/REAR-v1.0-User-Guide.pdf> (19.10.2019).
36. Nerem, R. S., Beckley, B. D., Fasullo, J. T., Hamlington, B. D., Masters, D., Mitchum, G. T. 2018: Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era. *PNAS*. doi: 10.1073/pnas.1717312115
37. Peltier, W. R., Argus, D. F., Drummond, R. 2015: Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 120. 450–487.
38. Pérez-Gussinyé, M., Watts, A. B. 2005: The long-term strength of Europe and its implications for plate-forming processes. *Nature*. 436. doi:10.1038/nature03854

39. Poutanen, M., Ollikainen, M., Koivula, H., Bilker, M., Jokela, J., Virtanen, H. 2004: Global periodic effects in GPS time series. *Proceedings of the workshop: the state of GPS vertical positioning precision: Separation of Earth processes by space geodesy (April 2–4, 2003, Luxembourg)*. Luxembourg. 137–142.
40. Puura, V., Amantov, A., Tikhomirov, S., Laitakari, I. 1996: Latest events affecting the Precambrian basement, Gulf of Finland and surrounding areas. *Geological Survey of Finland. Spec. Paper* 21. 115–125.
41. Richards, M. A., & Lenardic, A. 2018: The Cathles parameter (Ct): A geodynamic definition of the asthenosphere and implications for the nature of plate tectonics. *Geochimistry, Geophysics, Geosystems*. 19. 4858–4875. <https://doi.org/10.1029/2018GC007664>
42. Steffen, H., Wu, P. 2011: Glacial isostatic adjustment in Fennoscandia – a review of data and modelling. *Journal of Geodynamics*. 52. 3–4. 169–204.
43. Santos, S. M., Cabral, J. J. S. P., Filho, I. D. S. P. 2012: Monitoring of soil subsidence in urban and coastal areas due to groundwater overexploitation using GPS. *Nat Hazards*. 64. 421–439. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0247-9>
44. Zhang, Y., Gong, H., Gu, Z., Wang, R., Li, X., Zhao, W. 2014: Characterization of land subsidence induced by groundwater withdrawals in the plain of Beijing city, China. *Hydrogeology Journal*. 22. 397–409. doi: 10.1007/s10040-013-1069-x

Амантов Алексей Владиславович — канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <Amantov.A@yandex.com>
Кэсл Лоренс М. — заслуженный профессор, Корнеллский университет. Терстон-авеню, 616, Итака, Нью Йорк, 14853, США.

Амантова Марина Геннадьевна — инженер, ВСЕГЕИ¹.

Amantov Aleksei Vladislavovich — Leading Researcher, VSEGEI¹. <Amantov.A@yandex.com>
Lawrence M. Cathles — Professor Emeritus, Cornell University. 616 Thurston Ave, Ithaca, New York, 14853, USA.
Amantova Marina Gennadevna — Engineer, VSEGEI¹.

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.
A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

Металлогения протерозоя (2,5–0,65 млрд лет): геодинамика Земли (цикл суперконтинента) и рудообразование

Месторождения протерозоя — орогенные золоторудные, вулканогенные сульфидные, порфировые Mo-Cu-Ag и осадочно-экспляционные Pb-Zn (Завар в штате Раджастан в Индии) — образовались при формировании протерозойского суперконтинента Пангея, называемого некоторыми исследователями Колумбией. События глобального масштаба, произошедшие около 1,9 млрд лет и выраженные во внедрении в континентальную кору мафит-ультрамафитовых расплавов, связанных с мантийным апвеллингом, сыграли значительную роль в образовании сульфидных Ni-Cu, Fe-Ti-V и платинометаллических (PGE) месторождений. С разрывами суперконтинента около 1,5–1,2 млрд лет связана деструкция континентальной коры, образование осадочных бассейнов и проявление интракратонного анорогенного магматизма. К этим фазам приурочено формирование гидротермально-магматогенных Fe-окисных-Cu-Au (типа Олимпик-Дэм), Pb-Zn и Cu-песчаниковых стратифицированных, Sn и U месторождений несогласий.

Ключевые слова: металлогения, протерозой, суперконтинентальный цикл, Пангея.

S. I. TURCHENKO (IPGG RAS)

Proterozoic Metallogeny (2.5–0.65 Ga): geodynamics of the Earth (supercontinent cycle) and ore forming processes

Proterozoic ore deposits, such as orogenic Au, volcanogenic sulfide, porphyry Mo-Cu-Ag and Pb-Zn sedimentary-exhalative deposits (Zavar, state of Rajasthan, India) were formed during the assembly of the Pangea Proterozoic supercontinent, which some researches also name as Columbia. The ~1.9 Ga global-scale events expressed in the introduction into the continental crust of mafic-ultramafic melts related to the mantle upwelling played a significant role in the formation of Ni-Cu sulfide, Fe-Ti-V, and PGE deposits. Destruction of the continental crust, formation of sedimentary basins and intracratonic anorogenic magmatism were caused by breakup phases of the supercontinent around 1.5–1.2 Ga. Formation of some major deposits, such as hydrothermal-magmatic iron oxide-copper-gold (e.g. Olympic-Dam), Pb-Zn and Cu-sandstone stratified, Sn and U unconformity-type deposits is confined to these phases.

Keywords: metallogeny, Proterozoic, supercontinental cycle, Pangea.

Для цитирования: Турченко С. И. Металлогения протерозоя (2,5–0,65 млрд лет): геодинамика Земли (цикл суперконтинента) и рудообразование // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 81. — С. 97–104.

Введение. Протерозойский суперконтинент формировался из ранее разделенных протоконтинентальных блоков, которые периодически объединялись в суперконтиненты в течение истории развития Земли. Они были представлены: Кенорлендом (период 2,7–2,5 млрд лет [12]), Колумбией, или Пангеей (1,9–1,85 млрд лет [36; 39]), Родинией (1,1 млрд лет [32]) и Гондваной (0,55 млрд лет [35]). Цифровыми значениями обозначено время максимального объединения блоков в единый суперконтинент, что вызывает многочисленные дискуссии и сомнения. При этом один из древних — Колумбия (Пангея) — считается наиболее перспективным для исследований суперконтинентом.

Этот протерозойский суперконтинент был объединен из отдельных блоков континентальной коры в период 1,90 и 1,85 млрд лет, считающийся временем максимального сочленения блоков [34; 37]. Возможный разрыв или растяжение коры

такого сочленения происходили около 1,70 [29] или 1,6 млрд лет [40], а окончательный распад протерозойского суперконтинента — около 1,3–1,2 млрд лет назад [26; 38]. Другая, альтернативная, точка зрения заключается в том, что этот суперконтинент оставался единым до 1,0 млрд лет и был преобразован в Родинию (рис. 1) [18]. Соответственно этому предложены разнообразные конфигурации протерозойского суперконтинента [18; 29; 40]. На приведенном рисунке показан возможный переход суперконтинента Пангеи в Родинию со складчатыми поясами Росс-Деламерийским (или Транс-Гудзонским) в континентальном блоке Лаврентии и Протоуральско-Кадамским и Восточно-Гондванским в блоке Гондваны. Тут же показаны отделившиеся континентальные блоки Балтии (образовавшей докембрийский фундамент Восточно-Европейской платформы) и Сибири (фундамент Восточно-Сибирской платформы).



Рис. 1. Схема палеодинамических реконструкций для Родинии (1,3–1,0 млрд лет) в Южном полушарии единого суперконтинента периода протерозойской коллизии континентальных блоков Лаврентии, Балтии и Сибири [36]

1 — периферические блоки Гондваны, начавшие отделяться от нее в венде; 2 — континенты северного ряда; 3 — рифтогенные структуры; 4 — островодужно-аккреционные пояса; 5 — демаркационные разломы

Созидание и мантийный апвеллинг, сопровождающий плюмы, ассоциирующие с фрагментацией суперконтинента, привели к образованию крупных изверженных провинций и областей базальтовых покровов [38]. Такие изменения в термальной истории Земли также были благоприятны для формирования рудных месторождений и их сохранения [9; 30]. Временное распределение созидания и распада континентальной коры протерозойского суперконтинента контролировало изменения в составе атмосферы Земли и окислительно-восстановительных условий океанических вод, глобальных тепловых потоков, эпизодов мантийных плюмов, тектонический рециклинг, распространение мафит-ультрамафитового и фельзитового магматизма.

В этой работе представлен синтез основных рудных месторождений, образованных во время цикла формирования и распада протерозойской континентальной коры в едином суперконтиненте в период от 2,5 до 0,65 (0,54 по международной шкале) млрд лет.

Суперконтинентальный цикл и металлогения. Суперконтинентальный цикл вовлекает в свой состав периодическое сочленение и коллизию фрагментов континентальной коры и их последующий разрыв. Континентальные фрагменты в конечном счете вновь сочленяются, чтобы сформировать новый суперконтинент, и такой цикл начинается снова. Максимум слияния в суперконтинент в истории Земли подтверждается существованием временного измерения около 750 млн лет от сочленения до разрыва континентальной коры суперконтинента, которое

включает около 500 млн лет на временной интервал аккреции и около 250 млн лет на период разрыва континентальной коры (по мнению Дж. Роджерса и М. Сантош [37]). Распределение U-Pb возрастов по циркону в орогенических гранитоидах и детритовых цирконах соответствует суперконтинентальному циклу в истории Земли [11; 13]. Три фазы суперконтинентального цикла, т. е. аккреция (сочленение), коллизия и разрыв континентальной коры, генерировали различные объемы магм. Эти авторы отмечают, что во время фазы аккреции коры генерация объемов магм была значительной, а в фазы коллизии и разрыва коры — гораздо меньшей, но зато сохранность тектонических комплексов пород в эти фазы — больше, чем при сочленении коры.

Рассматривая последнее положение шире, можно отметить следующее: в протерозойских коровых структурах орогенические золоторудные и порфировые Mo-Cu-Ag месторождения тяготеют к бывшим субдукционным зонам [20], а вулканогенные сульфидные месторождения образовывались в зонах расланцевания и метаморфизма зеленосланцевой фации [3] на конвергентных границах сочленяющихся коровых блоков [27]. Железорудные формации с месторождениями железистых кварцитов также формировались в эту фазу коровой аккреции субконтинента [28]. Мафит-ультрамафитовые мантийно-производные интрузии с сульфидно-никелевым и платинометалльным оруденениями, гидротермально-магматогенные Fe-окисные-Cu-Au, осадочно-экспозиционные Pb-Zn, а также оловорудные месторождения ассоциируют с рифтингом и началом распада суперконтинента [20; 25].

Полный коровый разрыв и распад суперконтинента в завершающий цикл сопровождается формированием осадочных бассейнов со стратифицированными осадочными Pb-Zn, Cu-песчаниковыми и U месторождениями несогласий.

Металлогения фазы сочленения (аккреции) континентальных блоков. Орогенические золоторудные месторождения. Такие золоторудные месторождения отражают поздние этапы развития аккреционных поясов, сочленяющихся континентальных блоков при формировании суперконтинента [21]. Эти месторождения появлялись в истории развития Земли начиная с 3,4 млрд лет и затем в течение трех протерозойских периодов развития: 2,7–2,5; 2,1–1,8 и 0,7–0,6 млрд лет [19; 22]. Докембрийские месторождения по времени хорошо коррелируются с формированием суперконтинентов, отражая их преимущественную сохранность во время амальгамации суперконтинента. Два главных пика формирования орогенических месторождений золота приходятся на протерозой (1,9 и 1,8 млрд лет) и характерны для Транс-Гудзонского орогена Канадского щита, Амазонского и Западно-Австралийского кратонов [19], совпадающих с формированием Пангеи. В этом ряду может быть упомянут орогенический пояс Аравалли в Индии, золоторудная минерализация в котором отвечает периоду оформления коровых континентальных границ [6; 29] в протерозойском субконтиненте.

Железорудные формации и месторождения железа. Железорудные формации чувствительны к окислительно-восстановительным условиям, которые требуются при их образовании и формировании железорудных месторождений из богатых железом вод докембрийских океанов. Месторождения появлялись на пассивных границах континентов, и их размещение контролируется мантийно-плюмовыми событиями, которые происходили при быстром коровом росте [10]. В докембрии месторождения формировались

главным образом в периоды между 2,75–2,45 и 2,0–1,5 млрд лет. Эти два временных события генерации железорудных формаций соответствуют главным эпизодам мантийных плюмов [28] (рис. 2).

Слоистые железорудные формации (BIF) образовывались в основном между археем и палеопротерозоем перед ростом атмосферного кислорода, в то время как гранулярные железорудные формации (GIF) и месторождения железа типа Алгома были отложены в палеопротерозое после Великого окислительного события [8], что указывает на различные процессы, ответственные за генерацию двух типов железорудных формаций [10]. Пик образования железорудных формаций (GIF) и месторождения железа типа Алгома отвечает времени 1,9–1,85 млрд лет и проявлен в регионах п-ова Лабрадор в Северной Америке и на севере кратона Йилгарн в Австралии. Этот период совпадает с формированием суперконтинента Пангея и характеризуется развитием мантийного магматизма, реализующего большие объемы железа и восстановительных веществ. Эти вещества модифицировали восстановительное состояние вод океанов, что способствовало образованию богатых железом вод под поверхностной окисленной зоной, а это в свою очередь — генерации гранулярного типа железистых формаций (GIF) и месторождений Fe типа Алгома при аккреции протерозойского суперконтинента [30].

Вулканогенные сульфидные месторождения. Такие месторождения (VCM или колчеданные) являются стратиформными накоплениями в сингенетических вулканитах или вблизи них сульфидных минералов железа и полиметаллов, произведенных из гидротермальных флюидов вулканогенных пород. Многие из VCM образуются вдоль конвергентных границ в условиях корового растяжения, особенно в заостроводужных бассейнах или рифтовых вулканических дугах и черных курильщиках океанического дна при смешении гидротермальных флюидов

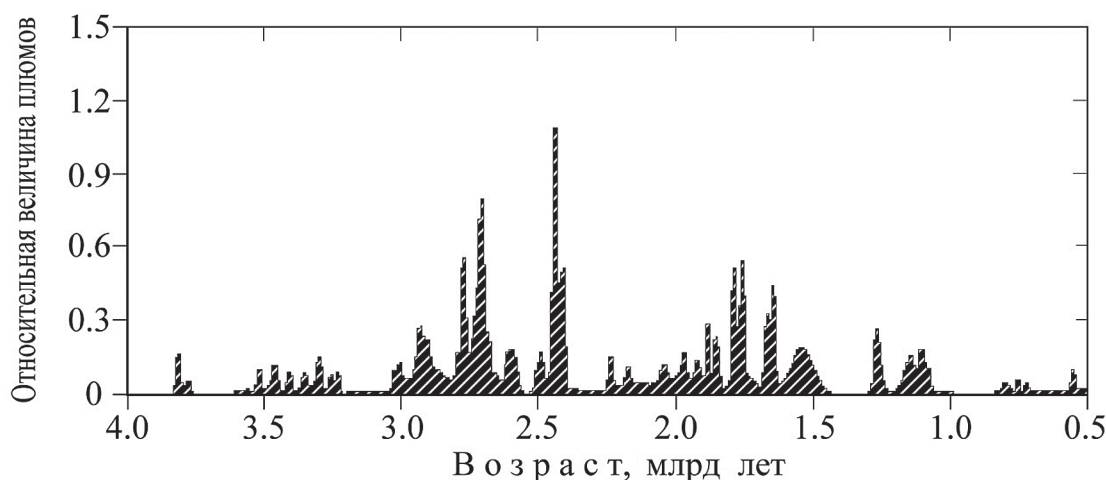


Рис. 2. Эпизоды мантийно-плюмовых событий по изверженным породам, наиболее активные из которых ассоциируют с генерацией железорудных формаций и месторождений [28]

с морской водой. В протерозое пик образования таких месторождений приходится на временной интервал 1,9–1,85 млрд лет при формировании суперконтинента Пангея. С докембрия до фанерозоя ВСМ показывают прогрессивное возрастание в них свинца, а также содержаний в рудах барита и других сульфатов, что происходило благодаря оксигенации окружающей обстановки среды рудообразования [27]. Пик в 1,9–1,85 млрд лет образования ВСМ типичен для таких крупных месторождений, как Флин-Флон и Раттон провинции Манитоба, Канада и Крандон в штате Висконсин США. Менее крупные месторождения ВСМ относятся к периоду 1,8–1,72 млрд лет [10]. Месторождения ВСМ рудного района Бергслаген в Швеции также произошли при вулканизме и метаморфизме района [3] около 1,9 млрд лет вдоль континентальной границы протерозойских структур с архейским кратоном. Образование ВСМ было синхронно с мафитовым вулканизмом возраста около 1,9 млрд лет глобального масштаба, особенно активно проявленного на Фенноскандинавском щите [4]. Эта активность произошла при мантийном апвеллинге, который также привел к созданию крупных изверженных провинций [24] при образовании протерозойского суперконтинента.

Стратиформные Pb-Zn осадочно-эксгальационные месторождения в карбонатных породах. Для докембрия, особенно протерозоя, типичными являются стратиформные осадочно-эксгальационные колчеданно-полиметаллические (пирит-пирротинные с Pb и Zn) месторождения в карбонатных породах, сопровождающих вулканы. Они приурочены к тектоническим структурам континентальных окраин, заостроводужных бассейнов, континентальных рифтов и интракратонных прогибов. Главный период формирования таких месторождений – 1,85–1,7 млрд лет. К ним относятся месторождения Виханти и Пюхясалми (Ладожско-Ботнический пояс Фенноскандинавского щита) [3; 4], Брокен-Хилл (интраконтинентальный прогиб кратона Гоулер в Австралии) и Завар (ороген Аравали, Индия) [6]. Этот период времени почти совпадает с максимальной консолидацией и началом распада протерозойского суперконтинента [16].

Металлогения, связанная с фазами разрыва протерозойского суперконтинента. Железоокисно-медь-золоторудные месторождения магматогидротермального генезиса приурочены к зонам тектонического растяжения и разрыва земной коры протерозойского суперконтинента. Они отражают временную и пространственную связь с метасоматизированными гранитами А-типа [1; 23; 30]. Одним из таких ранних месторождений в истории развития Земли было неоархейское (2,57 млрд лет) пограничное по времени с протерозоем месторождение Кайрас в Амазонском кратоне, Бразилия, а второе наиболее известное типовое – Олимпик-Дэм (1,59 млрд лет)

в Австралии [22; 30], образованное после аккреции протерозойского суперконтинента и, вероятно, относящееся по времени к ранней фазе распада этого суперконтинента [40]. Возможно, большинство немногочисленных месторождений этого генетического типа могут характеризовать именно эту фазу суперконтинентального цикла [1].

Стратиформные месторождения меди, Pb-Zn в обломочных и карбонатных породах, а также месторождения урана типа несогласий. Такой тип месторождений меди отражает возможность прохождения медьсодержащих флюидов через обломочные осадочные породы и доломитовые илы в палеорифтовых прогибах и осадочных бассейнах, обладающих породами с восстанавливающими свойствами [23]. Такого рода месторождения меди образовывались в земной коре протерозоя после Окислительного события [8] и представлены крупными месторождениями меди в палеопротерозойском Кодаро-Удоканском бассейне Восточной Сибири, например Удокан [2]. В это же время сформировано крупное месторождение медисто-песчаникового типа Хаммаслахти в Ладожско-Ботническом поясе, Фенноскандинавский (Балтийский) щит [3]. Другое подобного типа неопротерозойское месторождение Реветт (~ 1,45 млрд лет) на северо-западе США [23] образовалось в период распада протерозойского суперконтинента, отражая тектонический цикл его существования.

Стратифицированные Pb-Zn месторождения, размещенные в карбонатных породах, более широко известны как месторождения типа долины Миссисипи. Они были образованы в платформенных тектонических условиях и располагались в карбонатных породах на пассивных окраинах платформ [31]. В ранней истории развития Земли появление таких месторождений отмечено около 2,0 млрд лет назад, например Буш Парк и Перинг в Южной Африке [17]. Но все же для докембрия такие месторождения редки и более типичны для фанерозойских карбонатных отложений.

Наиболее благоприятные *промышленные урановые месторождения типа несогласий (УМТН)* не известны в архейских комплексах, поскольку в это время отсутствовало достаточное количество кислорода в атмосфере. Но урановое орудование этого типа было широко распространено в неопротерозое после прохождения Великого окислительного события [8], которое способствовало окислению уранинита и превращению его в водорастворимые формы ионов уранила. Мировые ресурсы урана (> 33 %) связаны с неопротерозойскими месторождениями УМНТ, например бассейна Атабаска в Канаде и Макаптур-Ривер, совместно с Pb-Zn-Ag месторождениями возраста 1,7–1,5 млрд лет в Австралии или принадлежат к брекчиевым Fe-окисным-Cu-Au с ураном месторождениям (типа Олимпик-Дэм в Австралии). Месторождения УМНТ наблюдаются в интракратонных бассейнах, а брекчиевые

магматогенные тяготеют к поздним фазам интраконтинентальных рифтов, причем оба типа соответствуют завершению суперконтинентального цикла [20; 30].

Другие рудные месторождения, связанные с суперконтинентальным циклом. Сульфидные медно-никелевые месторождения образовывались при взаимодействии медь-никеленосных мафит ультрамафитовых магм с коровыми породами, обогащенными серой при внедрении мантийных плюмов в течение рифтогенеза [4]. Такие месторождения, как и месторождения элементов платиновой группы (PGE), были образованы около 1,9 млрд лет в провинции Сьюпириор, Канадский щит [24], и Карело-Кольском кратоне, Фенноскандинавский щит [7] при агрегации протерозойского суперконтинента. Но вот магматическое сульфидное Ni-Cu-Co месторождение Войсис Бэй в Канаде с возрастом 1,3 млрд лет уже свидетельствует о времени распада этого суперконтинента [30], подобно анортозитам с Fe-Ti-V орудением (массив Восточный) в Котуйкан-Монголинской шовной зоне Анабарского щита Восточной Сибири [5].

Вместе с тем, по мнению Н. Ли и соавторов [33], Mo-Ag оруденение в месторождении Лонгменди с возрастом 1,85 млрд лет в молибденоносном поясе Ксинлин, как и Mo-Cu порфировое месторождение Жайва с возрастом 1,76 млрд лет в южной части Северо-Китайского кратона, связаны со временем максимального сочленения коры протерозойского суперконтинента Пангея (или Колумбия). А вот Pb-Cu месторождения района Саргипали в карбонатных породах Восточной Индии (бассейн Куддапах) с возрастом 1,66 млрд лет уже свидетельствуют об их формировании в условиях корового растяжения [39] протерозойского суперконтинента.

Крупные оловорудные месторождения, генетически связанные с гранитами А-типа [15] и субщелочными гранитами возраста 1,82 млрд лет в оловорудных провинциях Питинга и Рондония в Амазонском кратоне [2], вмещают и редкоземельное оруденение (Nd, Ta, U, Zr и Th) [14]. Оруденение этого типа, приуроченное к гранитоидам А-типа, формировалось в фазы корового растяжения и внутриконтинентального рифтинга периода распада протерозойского суперконтинента Пангея.

Заключение. В суперконтинентальном цикле тектонические ассоциации пород периода аккреции и начала корового растяжения суперконтинента имеют незначительный потенциал сохранности, но тектонические ассоциации комплексов пород разрыва коры часто сохраняются в большей степени. В соответствии с этим рудная минерализация месторождений протерозойской истории развития Земли отражает подобные черты сохранности для исследований суперконтинентального цикла. Рудные месторождения, как орогенические золоторудные,

стратиформные свинцово-цинковые, Mo-Cu-Ag и вулканогенные сульфидные, отражают период аккреции континентальной коры протерозойской Пангеи в интервале 2,0–1,85 млрд лет. Этот период совпадает с временем проявления около 1,9 млрд лет мантийного суперплюмового события, которое определяло формирование ювенильной коры, ярко выраженное в образовании крупных изверженных провинций и прибавлении количеств металлов в океанической и континентальной земных корах. Все это вело к возникновению гранулярных железистых формаций (GIF) и месторождений железа типа Аллома, вулканогенных сульфидных и мантийно-производных сульфидно-никелевых, PGE и месторождений золота (рис. 3). Эти месторождения были образованы в условиях объединения или начального растяжения континентальной коры предполагаемого единого протерозойского суперконтинента.

Большая часть породных тектонических комплексов, отвечающих фазе разрыва континентальной коры суперконтинента, соответствует времени сохранности некоторых рудных месторождений периода 1,5–1,2 млрд лет. Этому времени отвечает формирование осадочных эпикратонных бассейнов со стратифицированными свинцово-цинковыми месторождениями типа Макаптур-Ривер в Австралии. К такому же тектоническому типу относятся медные месторождения типа Уайт-Пайн (США) в интракратонных рифтовых прогибах, а также гидротермально-магматогенные железо-окисные-медь-золоторудные – типа

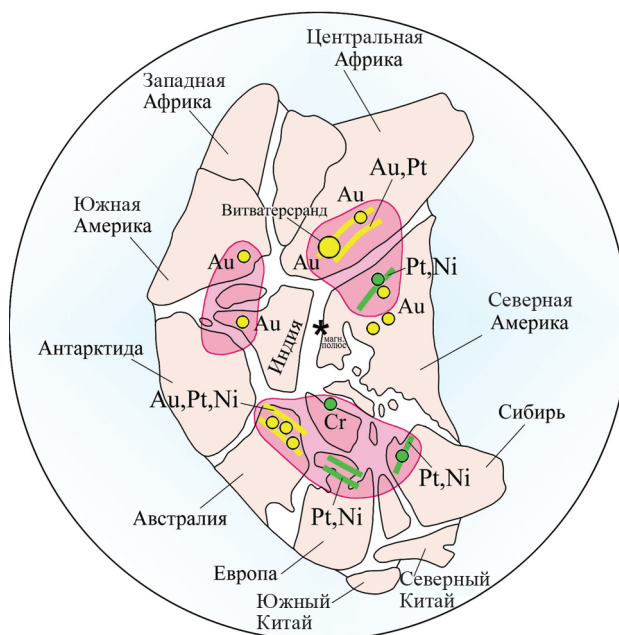


Рис. 3. Реконструкция протерозойского (2,5–0,65 млрд лет) суперконтинента Пангея в южнополярных координатах. Розовым обозначено возможное положение аккрецированных областей, несущих ранние концентрации платиноидов и золота, зеленым — крупнейших палеорифтов, которые вскрыли палеомантию и дали материал для мафит-ультрамафитовых интрузий с платинометалльными месторождениями, а желтым — для месторождений золота

Олимпик-Дэм в Австралии и оловорудные, редкоземельные — провинции Питинга в Амазонском кратоне.

Работа выполнена в рамках темы НИР 0153–2019–0001 «Геологические, изотопно-геохимические и петрологические критерии выделения глобальных рубежей формирования и эволюции континентальной коры и литосферной мантии древних щитов фундамента Восточно-Европейской платформы и Восточной Сибири».

1. Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. — СПб.: Наука, 2011. — 402 с.
2. Стратифицированные месторождения меди СССР / Ю. В. Богданов, Е. З. Бурьянов, Э. И. Кутырев и др. — Л.: Недра, 1973. — 312 с.
3. Турченко С. И. Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита. — Л.: Наука, 1978. — 120 с.
4. Турченко С. И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. — СПб.: Наука, 2007. — 175 с.
5. Турченко С. И., Розен О. М. Минералогия Анабарского щита // Отечественная геология. — 2012. — № 3. — С. 8–16.
6. Турченко С. И., Вревский А. Б., Дагелайский В. Б. Металлогения докембрия Индии // Геология рудных месторождений. — 2009. — Т. 51, № 4. — С. 355–368.
7. Amelin Yu. A., Heamen L. M., Semenov V. S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implication for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Research. — 1995. — Vol. 75. — Pp. 31–46.
8. Anbar A. D., Duan Y., Lyons T. W. et al. A whiff of oxygen before the great oxidation event? // Science. — 2007. — Vol. 317. — Pp. 1903–1906.
9. Barley M. E., Groves D. I. Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time // Geology. — 1992. — Vol. 20. — Pp. 291–294.
10. Bekker A., Slack J. F., Planavsky N., Krapež B. et al. Iron formations: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biosphere processes // Economic Geology. — 2010. — Vol. 105. — Pp. 467–508.
11. Belousova E. A., Kostitsyn Y. A., Griffin W. L. et al. The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data // Lithos. — 2010. — Vol. 119. — Pp. 457–466.
12. Bleeker W. The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces // Lithos. — 2003. — Vol. 71. — Pp. 99–134.
13. Condie K. C., Aster R. C. Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: the supercontinent connection and continental growth // Precambrian Research. — 2010. — Vol. 180. — Pp. 227–236.
14. Costi H. T., Dall'Agnol R., Pychavant M. et al. The peralkaline mineralized Madeira cryolite albite-rich granite of Pitinga, Amazonian craton, Brazil: petrography, mineralogy and crystallisation processes // Canadian Mineralogist. — 2009. — Vol. 47. — Pp. 1301–1327.
15. Dall'Agnol R., Costi H. T., Leite A. A. et al. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas // Precambrian Research. — 1999. — Vol. 95. — Pp. 9–39.
16. Deb M., Thorpe R. I., Cumming G. L. et al. Age, source and stratigraphic implications of Pb isotope data for conformable, sediment-hosted, base metal deposits in the Proterozoic Aravalli-Delhi orogenic belt, northwestern India // Precambrian Research. — 1989. — Vol. 43. — Pp. 1–22.
17. Duane M. J., Kruger F. J., Turner A. M. et al. The timing and isotopic character of regional hydrothermal alteration and associated epigenetic mineralization in the western sector of the Kaapvaal craton (South Africa) // Journal of African Earth Sciences. — 2004. — Vol. 38. — Pp. 461–476.

18. Evans D. A. D., Mitchell R. N. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna // Geology. — 2011. — Vol. 39. — Pp. 443–446.
19. Goldfarb R. J., Groves D. I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // Ore Geology Review. — 2001. — Vol. 18. — Pp. 1–75.
20. Goldfarb R. J., Bradley D., Leach D. L. Secular variation in economic geology // Economic Geology. — 2010. — Vol. 105. — Pp. 459–465.
21. Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Review. — 1998. — Vol. 13. — Pp. 7–27.
22. Groves D. I., Condie K. C., Goldfarb R. J. et al. Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits // Economic Geology. — 2005. — Vol. 100. — Pp. 203–224.
23. Groves D. I., Bierlein F. P., Meinert L. D. et al. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits // Economic Geology. — 2010. — Vol. 105. — Pp. 641–654.
24. Heaman L. M., Peck D., Toope K. Timing and geochemistry of 1.88 Ga Molson igneous events, Manitoba: insight into the formation of a craton-scale magmatic and metallogenic province // Precambrian Research. — 2009. — Vol. 172. — Pp. 143–162.
25. Hitzman M. W., Selley D., Bull S. Formation of sedimentary rock-hosted copper deposits through Earth history // Economic Geology. — 2010. — Vol. 105. — Pp. 627–639.
26. Hou G., Santosh M., Qian X. et al. Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: insights from radiating mafic dyke swarms // Gondwana Research. — 2008. — Pp. 14, 395–409.
27. Houston D. L., Pehrsson S., Eglington B. M. et al. The geology and metallogeny of volcanic-hosted massive sulfide deposits: variations through geologic time and with tectonic setting // Economic Geology. — 2010. — Vol. 105. — Pp. 571–591.
28. Isley A. E., Abbott D. H. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formations // Journal of Geophysical Research. — 1999. — Vol. 104. — Pp. 15461–15477.
29. Kaur P., Chaudhri N., Raczek I. et al. Zircon ages of late Palaeoproterozoic (ca. 1.72–1.70 Ga) extension-related granitoids in NE Rajasthan, India: regional and tectonic significance // Gondwana Research. — 2011. — Vol. 19. — Pp. 1040–1053.
30. Kerrich R., Goldfarb R. J., Richards J. P. Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework // Economic Geology. — 2005. — Vol. 100. — Pp. 1097–1136.
31. Leach D. L., Bradley D. C., Huston D. Sediment-hosted lead zinc deposits in Earth history // Economic Geology. — 2010. — Vol. 105. — Pp. 593–625.
32. Li Z. X., Bogdanova S. V., Collins A. S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Research. — 2008. — Vol. 160. — Pp. 179–210.
33. Li N., Chen Y. J., Santosh M. et al. The 1.85 Ga Mo mineralization in the Xiong'er Terrane, China: implications for metallogeny associated with assembly of the Columbia supercontinent // Precambrian Research. — 2011. — Vol. 186. — Pp. 220–232.
34. Meert J. G. What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent // Gondwana Research. — 2012. — Vol. 21. — Pp. 987–993.
35. Meert J. G., Lieberman B. S. The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian Radiation // Gondwana Research. — 2008. — Vol. 14. — Pp. 5–21.
36. Pesonen L. J., Elming S. A., Mertanen S. Paleomagnetic configuration of continents during Proterozoic // Tectonophysics. — 2003. — Vol. 375. — Pp. 289–321.
37. Rogers J. J. W., Santosh M. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent // Gondwana Research. — 2002. — Vol. 5. — Pp. 5–22.

38. Santosh M., Maruyama S., Yamamoto S. The making and breaking of supercontinents: some speculations based on super plumes, super downwelling and the role of tectosphere // *Gondwana Research*. — 2009. — Vol. 15. — Pp. 324–341.
 39. Vishwakarma R. K. 1.66-Ga-old metamorphosed Pb-Cu deposit in Sargipali (eastern India): Manifestations of tidal flat environment and sedex-type genesis // *Precambrian Research*. — 1996. — Vol. 77. — Pp. 117–130.
 40. Zhao G., Sun M., Wilde S. A. et al. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // *Earth-Science Reviews*. — 2004. — Vol. 67. — Pp. 91–12.
-
1. Larin A. M. Granity rapakivi i assotsiiiruyushchie porody [Rapakivi granites and associated rocks]. St. Petersburg: Nauka. 2011. 402 p.
 2. Bogdanov Yu. B., Bur'yanov Eu. Z., Kutuyev Ye. I. et al. Stratifitsirovannyye mestorozhdeniya medi SSSR [Stratiphic copper deposits of USSR]. Leningrad: Nedra. 1973. 312 p.
 3. Turchenko S. I. Metallogeniya metamorfogennykh sul'fidnykh mestorozhdeniy Baltiyskogo shchita [Metallogeny of metamorphic sulphide deposits Baltic Shield]. Leningrad: Nauka. 1978. 120 p.
 4. Turchenko S. I. Metallogeniya tektonicheskikh struktur paleoproterozoya [Metallogeny of tectonic structures Paleoproterozoic]. St. Petersburg: Nauka. 2007. 175 p.
 5. Turchenko S. I., Rozen O. M. Minerageny of Anabar Shield. *Otechestvennaya geologiya*. 2012. No. 3. — Pp. 8–16. (In Russian).
 6. Turchenko S. I., Vrevsky A. B., Dagelaysky V. B. Metallogeny of Precambrian India. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*. 009. Vol. 51. No. 4. Pp. 355–368. (In Russian).
 7. Amelin, Yu. A., Heamen, L. M., Semenov, V. S. 1995: U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implication for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Precambrian Research*. 75. 31–46.
 8. Anbar, A. D., Duan, Y., Lyons, T. W. et al. 2007: A whiff of oxygen before the great oxidation event? *Science*. 317. 1903–1906.
 9. Barley, M. E., Groves, D. I. 1992: Supercontinent cycles and the distribution of metal deposits through time. *Geology*. 20. 291–294.
 10. Bekker, A., Slack, J. F., Planavsky, N., Krapež, B. et al. 2010: Iron formations: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biosphere processes. *Economic Geology*. 105. 467–508.
 11. Belousova E. A., Kostitsyn, Y. A., Griffin, W. L. et al. 2010: The growth of the continental crust: constraints from zircon Hf-isotope data. *Lithos*. 119. 457–466.
 12. Bleeker, W. 2003: The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos*. 71. 99–134.
 13. Condie, K. C., Aster, R. C. 2010: Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: the supercontinent connection and continental growth. *Precambrian Research*. 180. 227–236.
 14. Costi, H. T., Dall'Agnol, R., Pychavant, M. et al. 2009: The peralkaline mineralized Madeira cryolite albite-rich granite of Pitinga, Amazonian craton, Brazil: petrography, mineralogy and crystallisation processes. *Canadian Mineralogy*. 47. 1301–1327.
 15. Dall'Agnol, R., Costi, H. T., Leite, A. A. et al. 1999: Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*. 95. 9–39.
 16. Deb, M., Thorpe, R. I., Cumming, G. L. et al. 1989: Age, source and stratigraphic implications of Pb isotope data for conformable, sediment-hosted, base metal deposits in the Proterozoic Aravalli-Delhi orogenic belt, northwestern India. *Precambrian Research*. 43. 1–22.
 17. Duane, M. J., Kruger, F. J., Turner, A. M. et al. 2004: The timing and isotopic character of regional hydrothermal alteration and associated epigenetic mineralization in the western sector of the Kaapvaal craton (South Africa). *Journal of African Earth Sciences*. 38. 461–476.
 18. Evans, D. A. D., Mitchell, R. N. 2011: Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology*. 39. 443–446.
 19. Goldfarb, R. J., Groves, D. I., Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Review*. 18. 1–75.
 20. Goldfarb, R. J., Bradley, D., Leach, D. L. 2010: Secular variation in economic geology. *Economic Geology*. 105. 459–465.
 21. Groves D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, M. et al. 1998: Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Review*. 13. 7–27.
 22. Groves, D. I., Condie, K. C., Goldfarb, R. J. et al. 2005: Secular changes in global tectonic processes and their influence on the temporal distribution of gold-bearing mineral deposits. *Economic Geology*. 100. 203–224.
 23. Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D. et al. 2010: Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*. 105. 641–654.
 24. Heaman, L. M., Peck, D., Toope, K. 2009: Timing and geochemistry of 1.88 Ga Molson igneous events, Manitoba: insight into the formation of a craton-scale magmatic and metallogenic province. *Precambrian Research*. 172. 143–162.
 25. Hitzman, M. W., Selley, D., Bull, S. 2010: Formation of sedimentary rock-hosted copper deposits through Earth history. *Economic Geology*. 105. 627–639.
 26. Hou, G., Santosh, M., Qian, X. et al. 2008: Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: insights from radiating mafic dyke swarms. *Gondwana Research*. 14. 395–409.
 27. Houston, D. L., Pehrsson, S., Eglington, B. M. et al. 2010: The geology and metallogeny of volcanic-hosted massive sulfide deposits: variations through geologic time and with tectonic setting. *Economic Geology*. 105. 571–591.
 28. Isley, A. E., Abbott, D. H. 1999: Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formations. *Journal of Geophysical Research*. 104. 15461–15477.
 29. Kaur, P., Chaudhri, N., Raczek, I. et al. 2011: Zircon ages of late Palaeoproterozoic (ca. 1.72–1.70 Ga) extension-related granitoids in NE Rajasthan, India: regional and tectonic significance. *Gondwana Research*. 19. 1040–1053.
 30. Kerrich, R., Goldfarb R. J., Richards J. P. 2005: Metallogenic provinces in an evolving geodynamic framework. *Economic Geology*. 100. 1097–1136.
 31. Leach, D. L., Bradley, D. C., Huston, D. 2010: Sediment-hosted lead zinc deposits in Earth history. *Economic Geology*. 105. 593–625.
 32. Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S. et al. 2008: Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*. 160. 179–210.
 33. Li, N., Chen, Y. J., Santosh, M. et al. 2011: The 1.85 Ga Mo mineralization in the Xiong'er Terrane, China: implications for metallogeny associated with assembly of the Columbia supercontinent. *Precambrian Research*. 186. 220–232.
 34. Meert, J. G. 2012: What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Research*. 21. 987–993.
 35. Meert, J. G., Lieberman, B. S. 2008: The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian Radiation. *Gondwana Research*. 14. 5–21.
 36. Pesonen, L. J., Elming, S. A., Mertanen, S. 2003: Paleomagnetic configuration of continents during Proterozoic. *Tectonophysics*. 375. 289–321.
 37. Rogers, J. J. W., Santosh, M. 2002: Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*. 5. 5–22.
 38. Santosh, M., Maruyama, S., Yamamoto, S. 2009: The making and breaking of supercontinents: some speculations based on super plumes, super down welling and the role of tectosphere. *Gondwana Research*. 15. 324–341.

39. Vishwakarma, R. K. 1996: 1.66-Ga-old metamorphosed Pb-Cu deposit in Sargipali (eastern India): Manifestations of tidal flat environment and sedex-type genesis. *Precambrian Research*. 77. 117–130.

40. Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. A. et al. 2004: A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*. 67. 91–12.

Турченко Станислав Иванович — доктор геол.-минерал. наук, гл. науч. сотрудник, Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН). Наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия. <turchsi@mail.ru>

Turchenko Stanislav Ivanovich — Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher. RAS Institute of the Precambrian Geology and Geochronology (IPGG RAS). 2 Naberezhnaya Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia. <turchsi@mail.ru>

Кимберлиты участка Сербеян (Анабарский щит) — продукт расплава, обогащенного натрием, хлором, карбонатом

Приводятся результаты микрозондового анализа состава минералов кимберлитов Сербеян: оливина, пироба, флогопита, содалита, пироксенов, шпинелидов и др. Магматический источник кимберлитов образовался в результате плавления метасоматизированных гранатовых лерцолитов при воздействии щелочно-хлоридных флюидов. По эволюции состава флогопита предполагается, что первоначальная магма могла иметь лампрофировый (лампроитовый?) состав, эволюция которой происходила по оранжевому тренду.

Ключевые слова: кимберлиты, Анабарский щит, Сербеян, пироп, флогопит, содалит.

N. I. GUSEV, A. V. ANTONOV (VSEGEI)

Kimberlites of the Serbeyan Prospect (Anabar Shield): melt products enriched with sodium, chlorine, carbonate

Results of a microprobe analysis of mineral compositions of the Serbeyan kimberlite: olivine, pyrope, phlogopite, sodalite, pyroxenes, spinelids, etc. The magmatic source of the Serbeyan kimberlites was formed as a result of melting of metasomatized garnet lherzolite under the influence of alkaline chloride fluids. Based on the evolution of the phlogopite composition, it can be assumed that the initial magma could have a lamprophyric (lamproite?) composition, the evolution of which took place according to the orange trend.

Keywords: kimberlite, the Anabar Shield, Serbeyan, pyrope, phlogopite, sodalite.

Для цитирования: Гусев Н. И., Антонов А. В. Кимберлиты участка Сербеян (Анабарский щит) — продукт расплава, обогащенного натрием, хлором, карбонатом // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 81. — С. 105–118.

Введение. Анабарский алмазоносный район [16; 29], именуемый также субпровинцией северных полей Якутской кимберлитовой провинции [14], охватывает восточную часть Анабарского щита и его восточное обрамление. Этот ареал кимберлит-карбонатитового магматизма также называется Куонамской кимберлитовой зоной [11]. Он содержит более 200 тел кимберлитов и карбонатитов интрузивной (дайки, массивы центрального типа, штоки, жилы) и эксплозивной (трубки взрыва и единичные жилы) фаций, выделяемых в качестве куонамского кимберлит-карбонатитового комплекса [7]. Куонамская зона занимает значительную территорию вдоль восточной границы Анабарского щита (I на рис. 1), прослеживается в субмеридиональном направлении на расстояние до 300 км и разделяется на отдельные кимберлитовые поля. В северной части Анабарского района в Орто-Ыаргинском и Старореченском полях развиты трубки взрыва карбонатитов, которые составляют около 80 % всех тел. В остальных полях карбонатиты развиты ограниченно и представлены единичными дайками и участками, с некоторыми из которых связана редкоземельно-редкометалльная минерализация, сходная с месторождением Томтор [21]. Тектоническая позиция карбонатит-кимберлитового магматического ареала определяется его

приуроченностью к северной ветви зоны глубокого Муна-Анабарского разлома [17] протяженностью около 960 км, разделяющего Анабарский (на западе) и Оленёкский (на востоке) блоки фундамента. Нижняя возрастная граница формирования кимберлитов определяется наличием в большинстве трубок ксенолитов раннетриасовых долеритов, а также ксенолитов пермских углей, аргиллитов и туфопесчаников с позднепалеозойскими — раннетриасовыми органическими остатками. С учетом многочисленных изотопных определений возраст кимберлитов большинством исследователей принимается как мезозойский: средний триас — ранняя юра, а возраст карбонатитов — позднеюрский [7; 9].

Алмазоносность кимберлитов Анабарского района. Традиционно различают две группы кимберлитов: породы группы I — более богатые CO_2 , их источники находятся в сублитосферной мантии, и группы II, называемые оранжеитами, которые обычно содержат слюду — флогопит, т. е. более богатые H_2O и, как утверждается, происходящие из субконтинентальной литосферы [35]. Кимберлиты Куонамской зоны относятся к разновидности слюдяных кимберлитов (по этому признаку принадлежат группе II) и являются слабоалмазоносными. По данным С. А. Прокопьева

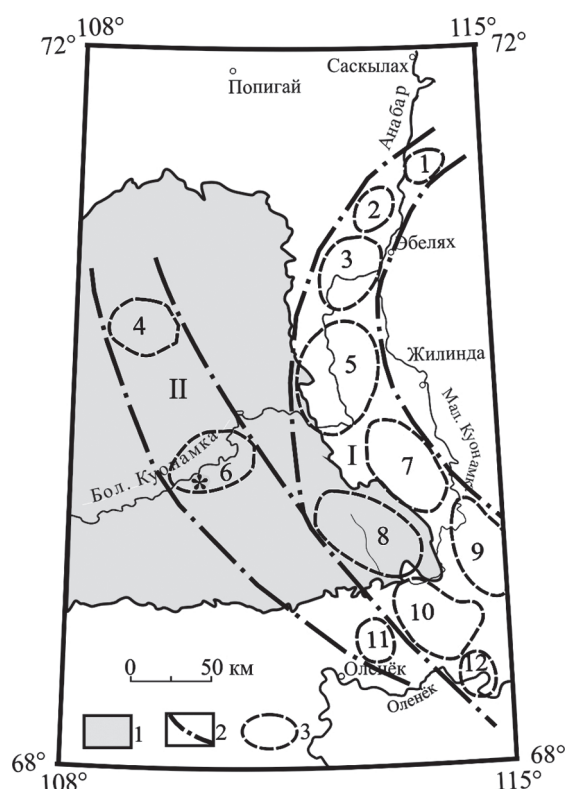


Рис. 1. Схема полей кимберлитов и конвергентных пород Анабарского алмазоносного района (по материалам [16; 28] с упрощениями)

1 – Анабарский щит; 2 – кимберлитовые зоны; 3 – поля кимберлитов и конвергентных пород: 1 – Биляхское (Анабарское, или Эбеляхское [28]), 2 – Орто-Ыаргинское, 3 – Старореченское (Нижнекуонамское), 4 – Рассохинское (предполагаемое), 5 – Ары-Мастахское (Среднекуонамское), 6 – Верхнекуонамское (Среднекуонамское [3; 13]), 7 – Дюкенское, 8 – Биригиндинское, 9 – Лучаканское, 10 – Куранахское, 11 – Осурское (Макаровское), 12 – Сенкю-Оленёкское (Усть-Силигирское). Звездочкой обозначен участок Сербьян

(2001 г.), из 200 выявленных тел кимберлитов 50 – убого алмазоносные и среднее содержание алмазов по ним составляет 0,008 кар/т. Близкой к промышленно-алмазоносной является только Малокуонамская трубка в Куранахском поле. Прогнозный потенциал Куонамской алмазоносной зоны по кат. P_3 оценивается в 48 млн карат алмазов [7]. Считается, что перспективы обнаружения промышленно-алмазоносных кимберлитов в Восточном Прианабарье невелики. Преобладание кимпикритов и альпикритов триас-юрского возраста делает маловероятным одновременное формирование здесь же алмазоносных кимберлитов, которые могли возникнуть задолго до кимпикритов и альпикритов и только в пределах жестких стабильных блоков Анабарского щита [11]. Активно поддерживается точка зрения о вероятной приуроченности алмазоносных кимберлитов к центральной части Анабарского щита [8; 27; 28]. Основанием для этого являются сведения об эруптивных аппаратах на Анабарском щите и присутствие алмазов в аллювии. Так, субширотное тело туфолавы основного

состава размером 200–250 × 1500 м установлено на междуречье Бол. Куонамка и Меркю [23]. В этом же районе обнаружен кристалл алмаза размером 0,1 мм в шлихе из бассейна правого водораздела р. Котуйкан [10].

Промышленно-алмазоносная трубка Малокуонамская в Куранахском поле отстоит от Куонамской зоны к западу на 50 км и расположена на погребенной части архейского Центрально-Анабарского террейна [11]. В 50–100 км к западу от Куонамской зоны геологами НПО «Аэрогеология» и ЦПСЭ ПГО «Якутсгеология» выявлены несколько обособленных участков с кимберлитами (Сербьян, Хатырык) среднепалеозойского возраста, не относящихся ни к одному из Куонамских полей [19]. По данным М. И. Лелюх с соавторами [15], в среднем течении р. Бол. Куонамка известны тела кимберлитов, возраст одного из которых составляет 350 млн лет (данные ГНПП «Аэрогеология», 1993 г.). По комплексу данных, на территории Анабарского щита в 100 км к западу от Куонамской зоны прогнозируется несколько перспективных кимберлитовых полей: Рассохинское, Сербьянское, Осурское [28], образующих тренд северо-западного простирания (II на рис. 1).

Геологическая позиция. Кимберлиты на участке Сербьян (Сербен по [8]) установлены геологами объединения «Аэрогеология» в результате заверки фотоаномалий, выделенных Л. И. Шахотко в 1981 г., а затем геофизических аномалий трубчатого типа [19]. Кимберлиты представлены дайками и приурочены к зоне повышенной трещиноватости северо-восточного простирания в правом борту р. Бол. Куонамка вблизи западной тектонической границы Джелиндинской глыбы. По этой зоне проходит граница между бекехской и килегирской толщами далдынской серии архея (рис. 2). Кимберлиты перекрыты с поверхности крупноглыбовым курумом гранулитов и вскрывались шурфами, траншеями и скважинами. Было выявлено шесть субмеридионально ориентированных жильных тел альнётитов и два тела кимберлитов северо-восточного (35°) простирания, одно из которых – Сербьян I – в отчете именуется Дюймовочкой. Мошность вскрытой дайки 4 см, возможно, достигает 10–15 см, судя по размеру обнаруженных обломков. Дайки прослеживаются в длину на 100–700 м, параллельные дайки расположены на расстоянии 25–150 м друг от друга [19].

Позже, по данным горных, буровых и опытно-методических геофизических работ, проведенных Амакинской экспедицией, был сделан вывод, что кимберлиты образуют штокообразное тело (С. А. Прокопьев, 2001 г.). Кимберлиты тяготеют к линейной зоне минимума поля силы тяжести северо-западного простирания, которая коррелируется по направлению с линейно-полосовой зоной положительных значений поля ΔT_a . В наблюдаемом гравитационном поле штокообразное тело отражается относительным

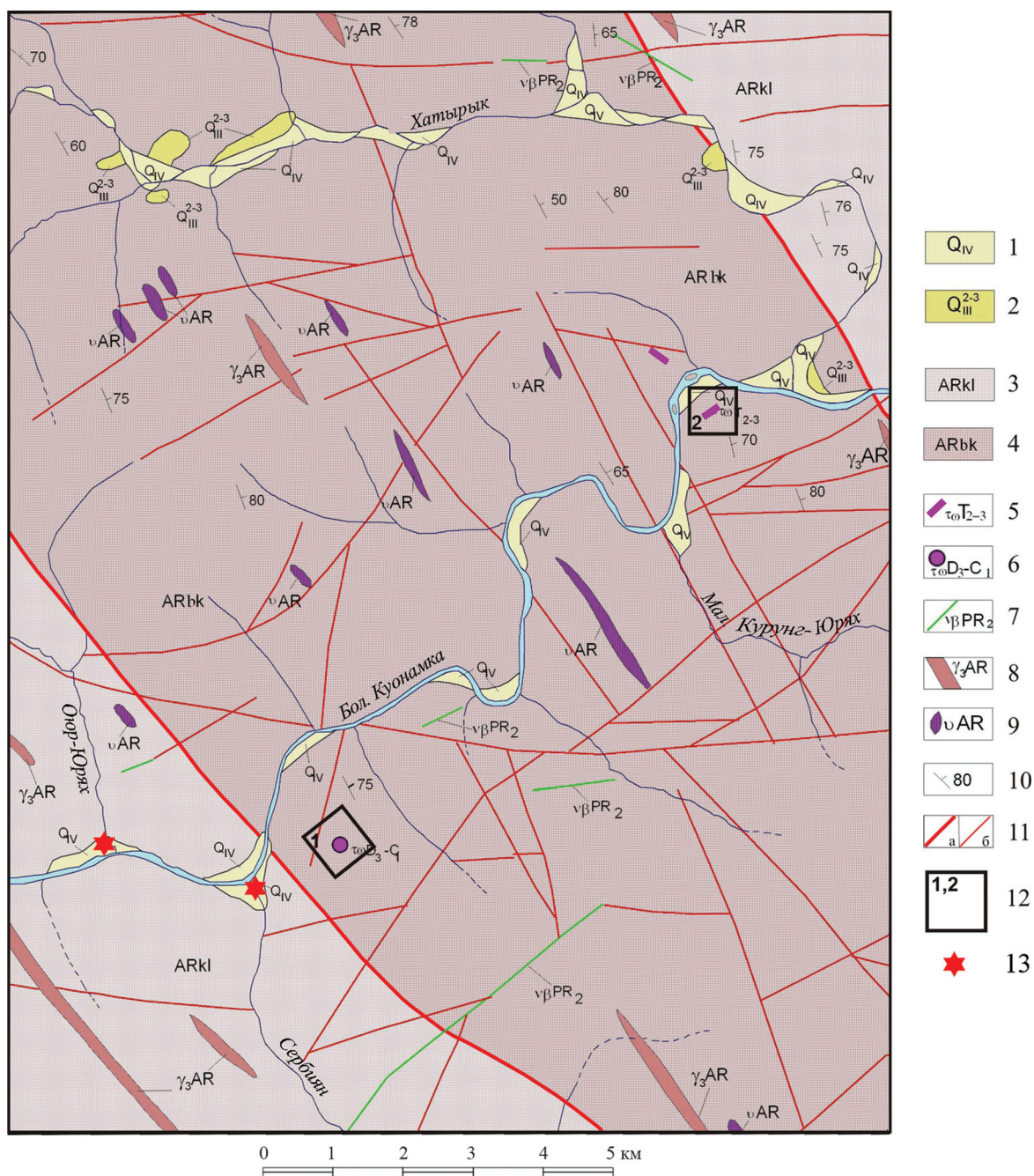


Рис. 2. Схема геологического строения района Верхнекуонамского кимберлитового поля (по материалам С. А. Прокопьева с соавторами (2001 г.) с изменениями и дополнениями)

1, 2 – четвертичная система: 1 – аллювиальные отложения, 2 – водно-ледниковые отложения; 3, 4 – архей, дал-дынская серия: 3 – килегирская толща (плаггиогнейсы, пироксеновые кристаллические сланцы, кварциты), 4 – бекелехская толща (меданократовые пироксеновые сланцы, эндербиты); 5, 6 – кимберлиты: 5 – дайкообразное тело, 6 – шток; 7 – дайки долеритов и габбродолеритов; 8 – лейкограниты и гранит-пегматиты; 9 – метапериодиты и метапироксениты; 10 – элементы залегания полосчатости метаморфических пород; 11 – тектонические нарушения (a – главные, b – второстепенные); 12 – участки с кимберлитами (1 – Сербейанский, 2 – Хатырыкский); 13 – находки алмазов в аллювии

минимумом, а в магнитном – приурочено к центральной части отрицательной магнитной линейной зоны, ограниченной с севера и юга, предположительно, тектоническими нарушениями северо-восточного направления. Выделенный контур штокообразного тела, по данным гравитационной и магниторазведки, имеет склонение на восток. Сейчас на участке доступны только обломки

пород, выброшенные взрывом при проходке горных выработок, которые обычно заполнены водой (рис. 3, a).

Методы исследований. Содержание петрогенных и редких элементов в породах определено методами XRF и ICP-MS в лаборатории ВСЕГЕИ. Погрешности определения методом



Рис. 3. Участок Сербеян

а — котлован после проходки горной выработки, предположительно, на месте штока Сербеян (координаты 69° 36' 04" с. ш., 110° 11' 34" в. д.); *б* — контакт кимберлитов (темная порода) и светло-серых архейских эндербитов

XRF не превышают 5 отн. %. Пределы обнаружения редких элементов составляют от 0,005 до 0,1 ppm. Точность анализа в среднем 2–7 отн. %. Определения состава минералов проводились в прозрачно-полированных шлифах на электронном микроскопе CamScan MV 2300 с энергодисперсионным спектрометром Link ISIS 300.

Петрографическая классификация даек. На участке Сербеян дайки сложены гипабиссальными породами флогопит-мелилит-оливинового состава [19]. Текстура массивная, структура порфировая с трахитоидной основной массой. Порфировые выделения представлены оливином и флогопитом. Оливин (15–20 % объема) образует преимущественно идиоморфные порфировые, иногда гломеропорфировые, выделения размером от 0,05–0,1 до 0,7–1,0 мм, редко более. Флогопит (до 2–3 % объема) представлен выделениями призматической формы размером от долей миллиметра до 1,5–2,0 мм. В кристаллах флогопита отмечены многочисленные включения кальцита, минералов основной массы породы, а также оливина. Иногда фиксируются сростания кристаллов флогопита с оливином. По составу основной массы породы разделены на две разновидности: 1) хлорит-флогопит-серпентин-мелилитовую и 2) хлорит-флогопит-серпентин-перовскитовую [19]. В составе основной массы принимают участие лейстовидные выделения кальцита, флогопита, мелилита, мелкие кристаллы перовскита, магнетита, миллерита, шпинели, а также амфиболы (тремолит?).

С целью оценки алмазности даек участка Сербеян были изучены гранаты [19] и микрокристаллические оксиды [18; 25]. Составы гранатов из координат $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{FeO}$ попадают в область перекрытия слабо- и неалмазных ультраосновных парагенезисов с алмазными лерцолитами, несколько составов соответствуют

алмазным перидотитам [19]. В основной массе породы среди микрокристаллических оксидов из дайки альенитов было установлено широкое развитие высокоглиноземистых хромшпинелидов, а также высокопримесных октаэдрических кристаллов перовскита, свидетельствующих о высокотемпературном характере кристаллизации этих минералов. На основании присутствия только низкохромистых разновидностей хромшпинелидов и разнообразных по составу титаномагнетитов был сделан вывод о бесперспективности пород на алмазы [25].

Петрографическая принадлежность даек участка Сербеян трактуется неоднозначно в связи со сложной номенклатурой семейства кимберлитов: «...кимберлиты являются гибридными породами, состав которых не отражает родоначальной магмы, и трудности диагностики собственных магматических и ксеногенных составляющих обуславливают проблематичность применения по отношению к ним традиционной для магматических пород классификации» [22]. В отличие от первоначальных определений дайковых пород участка Сербеян как кимберлитов и альенитов (последние состоят в основном из мелилита и биотита с фенокристаллами оливина и относятся к семейству щелочных мелилитовых лампрофиров), геологи Амакинской экспедиции идентифицировали здесь кимпикриты (беспироксеновые оливиновые мелилититы), которые относятся к сообществу кимберлитов.

Кимпикриты и альпикриты являются переходными от группы кимберлитов и альенитов к карбонатитам [11]. По минеральному составу кимберлиты не имеют четких естественных границ и граничат и со щелочно-ультраосновными породами, и с карбонатитами. Как показали исследования вещественного состава пород кимберлитовой формации, альениты и кимберлиты обладают одинаковыми структурными особенностями и связаны постепенными переходами

как по химическому составу вкрапленников, так и минеральным ассоциациям основной массы [1]. Кроме того, альнэиты, в отличие от кимберлитов, характеризуются более высоким содержанием SiO_2 , Fe_2O_3 , щелочных и редкоземельных элементов, но более низкими значениями летучих компонентов — CO_2 , H_2O . Эволюция кимберлитовых расплавов при формировании интрузивной серии кимберлит-альнэитовых пород заключается в увеличении содержаний CO_2 и H_2O в апикальных частях интрузий, где кристаллизовались кимберлитовые породы серпентин-флогопит-карбонатного состава, корневые части которых представлены монтчеллитовыми и мелилитовыми кимберлитами [1]. Вследствие этого альнэиты в большей степени распространены на территории глубокоэродированных полей, к которым относится участок Сербейн.

Изученные нами кимберлиты участка Сербейн обладают особенным петрологическим значением, поскольку внедрены в кристаллические породы фундамента Сибирской платформы и на уровне современного эрозионного среза не взаимодействовали с эвапоритами и карбонатными породами осадочного чехла, в котором размещается абсолютное большинство кимберлитов Якутской провинции. Как полнокристаллические породы, кристаллизующиеся из магмы в субвулканических условиях, они относятся к разряду гипабиссальных кимберлитов [36]. Породы свежие, в них практически отсутствуют вторичные минералы.

Возраст кимберлитов участка Сербейн определялся Rb-Sr методом [19]. Среднее значение по двум пробам из дайки составило 362 ± 7 млн лет, а по другим данным — 350 млн лет [8]. U-Pb возраст (SHRIMP) по перовскитам из двух даек (Дюймовочка 2 и Хатырык 3) в северо-восточной части Верхнекуонамского поля (участок 2 на рис. 2) — 229 ± 3 и 224 ± 2 млн лет [13]. В целом возраст кимберлитов Верхнекуонамского поля оценивается как $\text{D}_3\text{—C}_1$ и T_{2+3} [3].

Алмазонасность Верхнекуонамского поля подтверждается, по данным В. А. Истомина и др. (1992 г.), находками в аллювии р. Сербейн двух алмазов массой 44,9 мг и одного алмаза массой 1,3 мг в устье р. Оюр-Юрях (рис. 2) [19]. В шлихах аллювия р. Сербейн присутствует полный спектр минералов-индикаторов кимберлитов без следов механического износа на поверхности зерен. Пикроильмениты по р. Сербейн являются высокохромистыми, в отличие от низкохромистых Дюкенского и Ары-Мастахского кимберлитовых полей, расположенных ниже по течению р. Бол. Куонамка [8].

Минералогия. Кимберлиты участка Сербейн характеризуются порфировой структурой и трахитоидной текстурой, обладают кайнотипным обликом и практически не претерпели вторичных изменений. Контакты с эндебритами плотные припаянные (рис. 3, б) с зоной закалки,

выражающейся в уменьшении размера порфировых вкрапленников вблизи контакта. Порфировые выделения составляют порядка 50 % породы и представлены оливином (30 %), флогопитом (15 %) и редкими вкрапленниками пироба. Матрикс сложен мелкими чешуйками флогопита (40 %), заключенного в мезостазисе из желтовато-бурых в проходящем свете землистых непрозрачных минералов (10 %), содалита и вторичного томсонита (3–10 %), мелилита (10 %), клинопироксена (10 %), радиально-лучистых агрегатов волластонита (5 %), зачастую в ассоциации с пектолитом (5 %), мелкой вкрапленности апатита (2 %), титаномагнетита (1 %), перовскита (1 %), магнетита (1 %), желтовато-булой шпинели и барита. Во вкрапленниках флогопита и в основной массе диагностирован кальцит (4–5 %), содержание которого в других образцах пород участка Сербейн, по данным С. А. Прокопьева (2001 г.), может достигать 25–40 %. По минеральному составу породы участка ближе всего к кимберлитам группы II или оранжеитам [31; 35].

Оливин. Макрокристы оливина представлены корродированными трещиноватыми свежими кристаллами обломочного облика размером $0,2 \times 0,2 - 2 \times 3,8$ мм и более редкими субидiomорфными кристаллами дипирамидально-призматической формы размером $0,2 \times 0,45 - 0,4 \times 1$ мм. Иногда встречаются сростки зерен друг с другом и вкрапленниками флогопита, более мелкие обломки оливина образуют включения в флогопите. Отмечается зональность: в ядерных частях различаются относительно магнезиальные участки ($\text{Mg\#}^* 90\text{—}93$; $\text{Fa } 6,4\text{—}9,4$; $\text{NiO } 0,2\text{—}0,5$ мас. %) и менее магнезиальные ($\text{Mg\# } 85$; $\text{Fa } 14,64$; $\text{NiO } 0,06$ мас. %), в краевых частях состав оливина сопоставим — $\text{Mg\# } 90\text{—}89$ ($\text{Fa } 9,8\text{—}10,9$; NiO до 0,2 мас. %) и $\text{Mg\# } 89$ ($\text{Fa } 10,8$; NiO до 0,02 мас. %).

Флогопит фенокристов (2 на рис. 4) выражен отдельными крупными таблитчатыми чешуйками и гломеропорфировыми сростками размером до 2–3 мм. Иногда внутри фенокристов флогопита содержатся округлые включения оливина. Крупные фенокристы более густо окрашены и магнезиальны в центре ($\text{Mg\# } 76,1$, $\text{Cr}_2\text{O}_3 1,88$ %, $\text{TiO}_2 3,71$ %, $\text{Na}_2\text{O } 0,25$ %), чем на краях ($\text{Mg\# } 66,7$, $\text{TiO}_2 4,87$ %, Cr_2O_3 — ниже предела обнаружения, но иногда присутствует $\text{Ce } 0,54\text{—}0,58$ мас. %), и по составу тяготеют к тренду минетт и альнэитов (см. рис. 5).

Во внешней части келифитовой короны вокруг мегакриста пироба радиально расположенные резко удлиненные чешуйки флогопита имеют немного более магнезиальный состав ($\text{Mg\# } 78,6$), чем центральные части фенокристов в кимберлите, и более высокое содержание Cr_2O_3 (3,73 мас. %), низкое TiO_2 (0,75 мас. %) и почти постоянное присутствие в составе Na_2O (0,31 мас. %). Большинство зерен флогопита

* $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ в молекулярных количествах.

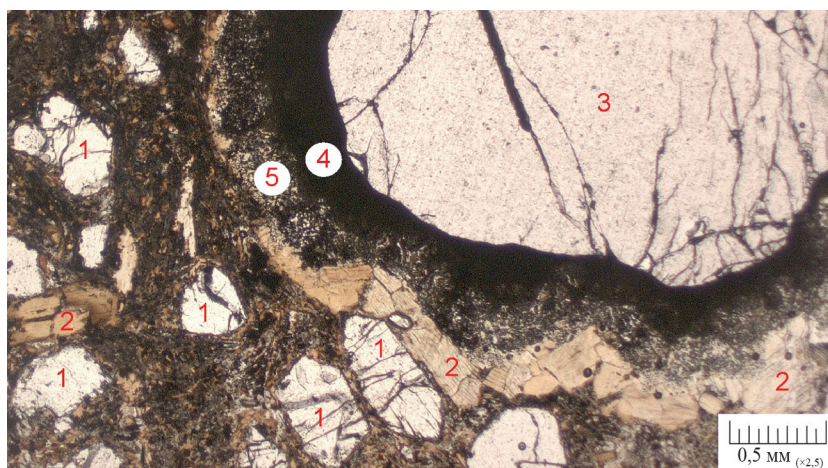


Рис. 4. Кимберлит (ник. II)

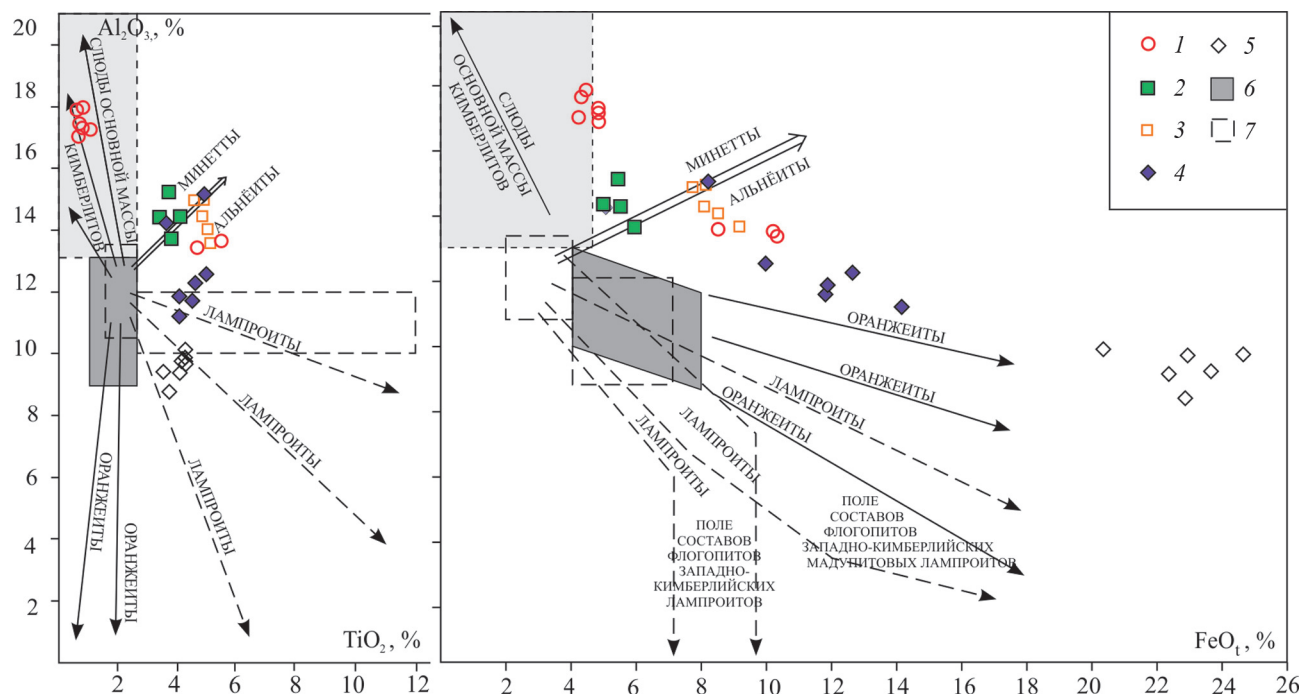
1 – оливин; 2 – флогопит; 3 – пироп; 4, 5 – части келифитовой оболочки: 4 – внутренняя, 5 – внешняя

в келифите по химизму соответствует слюдам основной массы кимберлитов (рис. 4), но отдельные чешуйки по составу близки к периферическим частям флогопитовых фенокристов.

Как и фенокристы, чешуйки флогопита в матриксе обладают зональным строением с более светлой каймой. Центральные части чешуек по сравнению с фенокристами заметно обеднены титаном и глиноземом, но обогащены железом (рис. 5, $Mg\#58,1$, MnO 0,04 мас. %). Во флогопите основной массы от центральных частей к краям чешуек снижается содержание

Al_2O_3 и увеличивается Fe_2O_3 (рис. 5), то есть проявлен тренд, характерный для лампроитов [35]. Краевые зоны зерен флогопита на границе с волластонитом относятся к аннитовому ряду, они обеднены Al, обогащены Fe ($Mg\#$ 31) и содержат MnO до 0,2 мас. %.

Пироп образует округлые выделения диаметром до 3–4 мм. Во внутренней части вкрапленника по соотношению кальция и хрома он относится к среднекальциевым пиропам алмазоносного лерцолитового парагенезиса (рис. 6). В келифитовой оболочке он значительно обеднен Ca и Cr, а также

Рис. 5. Диаграммы $Al_2O_3 - TiO_2$ и $Al_2O_3 - FeO_1$ для флогопитов

Основа диаграмм по [35]. 1 – флогопит во внешней части келифитовой каймы вокруг пироба; 2, 3 – крупный вкрапленник флогопита: 2 – центральная и 3 – периферическая части; 4, 5 – чешуйки флогопита в матриксе: 4 – центральные и 5 – периферические части; 6, 7 – поля составов фенокристовых флогопитов: 6 – оранжеиты, 7 – лампроиты

Al, Fe, Ti (табл. 1), но обогащен Si и Mg. Такой тренд возможен при воздействии силикатного метасоматического агента [30].

Келифитовая оболочка. Округлое выделение пироба окружено келифитовой оболочкой шириной около одного миллиметра. Основная масса внедрена внутрь зерна пироба по типу интрателлурических вкрапленников, видимо, за счет растворения мегакristов граната при подъеме магмы. Минералы в кайме представлены радиально-лучистым агрегатом, ориентированным перпендикулярно поверхности мегакristа граната. Кайма имеет зональное строение. Внутренняя более тонкокристаллическая зона шириной 120–200 мкм сложена удлинено призматическими зернами клинопироксена зонального строения: более густая окраска в центре зерен, светлая – по краям. Внутренняя часть зерен пироксена более магнезиальная ($Mg\#$ 75,2, Cr_2O_3 3,25 мас. %), внешняя часть обеднена Mg и Si и обогащена Ca и Al ($Mg\#$ 68,6, Cr_2O_3 4,66 мас. %). Внутренняя часть келифитовой короны по валовому химическому составу близка к замещаемому гранату, но отличается меньшим содержанием Si и Al и повышенным Na и K.

Переход к внешней более крупнозернистой зоне постепенный, граница неотчетливая. Состав внешней части короны более разнообразный: орто- и клинопироксен – 60 %, флогопит – 25 %, шпинель – 15 %. Вдоль внешней границы келифитовой каймы отмечается концентрация конформно ориентированных чешуек флогопита. Преобладают зерна клинопироксена, в интерстициях присутствует ортопироксен. Вблизи границы крупно- и мелкозернистых зон состав более глиноземистого клинопироксена ($Mg\#$ 71, Cr_2O_3 3,25 мас. %) отличается от диопсида ($Mg\#$ 80, Cr_2O_3 1,19 мас. %) в средней части крупнозернистой зоны. Плохо сохранившиеся реликты ортопироксена в ближней к контакту крупнозернистой зоне ($Mg\#$ 76,4, Cr_2O_3 1,94 мас. %), видимо, содержат существенную примесь клинопироксена (Al_2O_3 8,2 мас. %, CaO 1,95 мас. %). Флогопит в келифите соответствует слюдам матрикса основной массы кимберлитов (рис. 5).

Содалит образует идиоморфные кристаллы с призматическим сечением (0,01–0,07 мм). Судя по его идиоморфизму относительно вкрапленников флогопита и микролитов слюды, он является наиболее ранним на этапе кристаллизации основной массы породы.

Томсонит определен в кристаллах, подобных по морфологии содалиту, и, видимо, замещает содалит.

Шпинель (пикотит) в крупнозернистой зоне по составу плавно изменяется от более глиноземистого и магнезиального в ее внутренней части ($Mg\#$ 58,5, Cr_2O_3 13,67 мас. %) до более железистого и хромистого во внешней ($Mg\#$ 50,6, Cr_2O_3 24,29 мас. %). В целом шпинель относится к низкохромистой группе ($Cr/Cr + Al = 0,25–0,43$), что свойственно шпинелям келифитов в ассоциации с пироксенами и флогопитом [4].

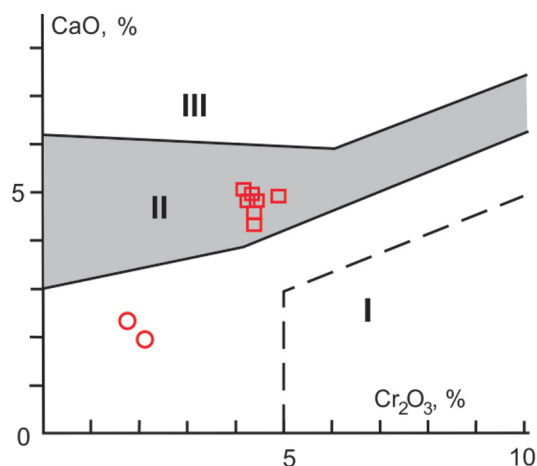


Рис. 6. Состав граната

Квадраты – внутренняя часть мегакristа, показанного на рис. 3, кружки – гранат из келифитовой оболочки. Поля состава граната из включений в алмазе: I – алмазоносных дунитов и гарцбургитов, II – лерцолитов, III – верлитов по В. С. Соболеву [26]

Отсутствие микрокристаллических выделений высокохромистых шпинелидов, наличие только низкохромистых разностей и разнообразных по составу титаномагнетитов отмечалось ранее, что указывает на относительно малоглубинный источник расплавов. Широкое развитие высокоглиноземистых хромшпинелидов, а также высокопримесных октаэдрических кристаллов перовскита в основной массе породы свидетельствует о высокотемпературном характере кристаллизации этих минералов [25].

Перовскит в связующей массе по размеру кристаллов представлен двумя типами: мелким < 0,005 мм (в оранжеитах < 0,01 мм [35]) и относительно крупным – октаэдрические и кубоктаэдрические кристаллы размером 0,01–0,02 мм [25]. В отличие от перовскита, из кимберлитов наблюдается повышенное содержание Se_2O_3 0,88 мас. % и SrO 2,6–3,3 мас. %.

Петрогеохимическая типизация кимберлитов. Породы участка Сербейн недосыщены кремнеземом (SiO_2 36,75–38,3 мас. %), калиевые ($K_2O/Na_2O = 1,9–2,8$), нормально-агпайтовые ($K_2O + Na_2O/Al_2O_3 = 0,85$), умеренно титанистые (TiO_2 1,87–2,14 мас. %). По петрохимическим параметрам, они классифицированы как железотитанистый высококалиевый ($K_2O > TiO_2$) тип кимберлитов [14]. В отличие от архетипических кимберлитов, они более обогащены SiO_2 , TiO_2 и K_2O , но характеризуются низким содержанием CO_2 , что более характерно для пород лампроитового семейства. По мнению И. В. Серова [25], повышенные содержания глинозема и кремнезема не позволяют отнести породы участка Сербейн к клану кимберлитовых пород, и по этой причине он называет их кимберлитоподобными ультрамафическими мелилит-флогопитовыми альеитами.

Таблица 1

Средний химический состав минералов кимберлита (%) участка Сербейн

Минералы	Компоненты																Cr/ Cr+Al	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	BaO	NiO	Nb ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Cl	Сумма		Mg/ Mg+Fe
Оливин макрокристы (7) края мелких зерен (2) Флогопитовые фенокристы центральная часть (5) периферическая часть (6) Флогопит в матриксе	39,08	—	—	—	10,02	0,00	50,26	—	—	—	—	0,52	—	—	—	—	99,87	79,56
	39,84	—	—	—	11,67	0,00	48,31	0,11	—	—	—	—	—	—	—	—	99,93	76,26
	39,89	3,71	14,37	1,88	5,33	0,00	21,90	—	0,25	10,01	—	—	—	—	—	—	97,33	76,13
	37,78	4,87	14,45	—	8,31	0,02	21,53	—	0,00	9,65	—	—	—	0,19	—	—	96,80	66,78
Флогопит в матриксе центральные части (7) периферические части (7) Флогопит в келифите (6)	38,64	4,58	12,35	0,00	11,32	0,04	20,22	—	—	9,72	—	—	—	—	—	—	96,88	58,09
	37,44	4,03	9,69	0,00	22,73	0,20	13,14	0,26	—	9,58	—	—	—	—	—	—	97,13	30,95
	38,65	0,75	17,43	3,73	4,56	—	21,60	—	0,31	10,13	—	—	—	—	—	—	97,15	78,63
Гранат центральная часть (7) гранат в келифите (2) Шпинелиды в келифите	41,59	0,44	19,51	4,34	7,26	0,12	21,40	4,95	—	—	—	—	—	—	—	—	99,60	69,56
	50,98	0,31	8,16	1,98	7,00	0,19	29,29	2,10	—	—	—	—	—	—	—	—	100,03	76,45
внутренняя часть келифита (2) средняя часть (1) внешняя часть (4) Пироксены в келифите	0,00	0,35	52,90	13,67	11,58	0,17	21,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99,68	58,45
	0,00	0,00	46,61	20,98	13,40	0,00	19,56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100,55	53,09
мелкозернистая внутренняя часть келифита: ядро (1) мелкозернистая внутренняя часть келифита: оторочка (1)	0,00	0,09	42,16	24,29	14,25	0,15	18,78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99,72	50,56
	48,70	0,30	8,19	3,25	7,36	0,18	28,69	2,83	0,32	—	—	—	—	—	—	—	99,81	75,16
мелкозернистая внутренняя часть келифита: оторочка (1) крупнозернистая внешняя часть келифита (3) Диопсид (внешняя часть келифита) (1)	44,05	0,45	13,01	4,66	6,89	0,21	19,41	10,05	0,32	—	—	—	—	—	—	—	99,05	68,62
	45,86	1,04	11,53	4,20	4,50	0,09	14,24	17,21	0,56	—	—	—	—	—	—	—	99,23	71,07
Матрикс Содалит (2) Бронзит (1) Титаномагнетит (7) Перовскит (3) Волластонит (6)	52,80	0,00	3,83	1,19	3,15	0,00	16,45	19,94	0,82	—	—	—	—	—	—	—	98,17	80,18
	36,05	—	29,73	—	0,36	—	0,11	0,89	22,64	0,30	—	—	—	—	5,9	—	96,16	76,43
	50,98	0,18	8,20	1,94	7,06	0,20	29,52	1,95	—	—	—	—	—	—	—	—	100,03	76,43
	—	12,15	4,64	0,73	74,29	0,32	6,84	—	—	—	—	—	—	—	—	—	98,97	6,67
	—	56,38	—	—	2,85	—	—	38,64	—	—	—	—	0,47	0,88	—	—	99,22	0,17
	53,74	—	—	—	1,07	—	—	44,46	—	—	—	—	—	—	—	—	99,28	

Примечание. В столбце «Минералы» в скобках указано количество измерений, использованных при подсчете средних концентраций. Прочерк — содержание ниже предела чувствительности.

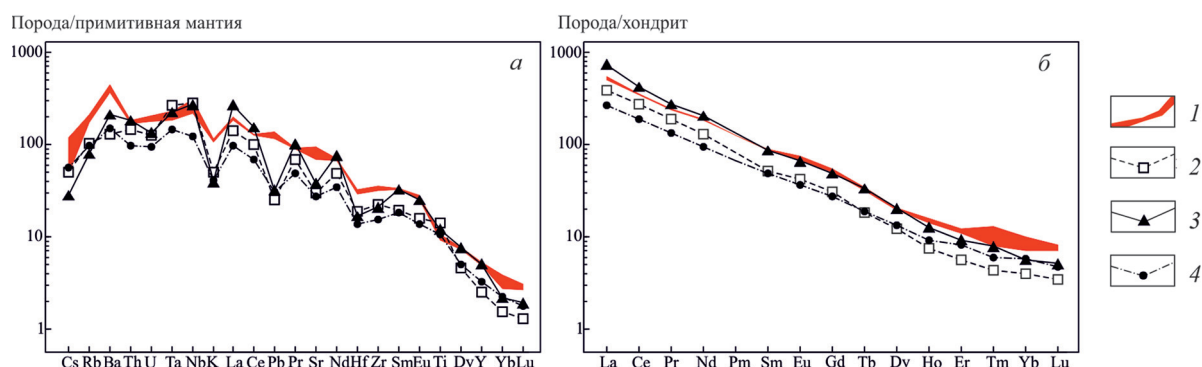


Рис. 7. Мультиэлементные диаграммы для кимберлитов куонамского комплекса

1 — кимберлиты участка Сербейн (три анализа); 2 — дайка Мачала; 3 — трубка Тылкачи; 4 — трубка Старая. Результаты анализов заимствованы из нашей работы [7]

Относительно повышенное содержание Na_2O (1,15–1,66 мас. %) характерно для содалитсодержащих разновидностей кимберлитов и не мешает отнесению пород к кимберлитам [33]. Отмечается недостаточно высокая для кимберлитов магнетиальность ($\text{Mg\#}$ 78,8–79,8), в результате породы участка Сербейн размещены между полями кимберлитовой и камафугитовой серий на диаграмме $\text{Mg\#} - \text{SiO}_2$. На петрохимических диаграммах для разделения кимберлитов [12] $\text{SiO}_2 / \text{MgO} - \text{MgO} / \text{FeO}_t$; $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO} / \text{FeO}_t$; $\text{MgO} / \text{FeO}_t - \text{TiO}_2$; $\text{MgO} / \text{FeO}_t - \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$ породы участка Сербейн размещаются в поле кимпикритов. Значительная часть индикаторных соотношений пород участка Сербейн (табл. 2) также ближе кимпикритам, но отношения Ce/Y , Ni/Co , Nb/Ta соответствуют кимберлитам, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, Cr/V , Cr/Zr — альпикритам, а $\text{K}_2\text{O}/\text{Ti}$, Ni/Ti и Ti/V — породам лампроит-оранжеитового семейства. Таким образом, геохимическая типизация пород участка Сербейн неоднозначна.

В отличие от слюдяных кимберлитов Куонамской зоны, при нормализации на состав примитивной мантии (рис. 7, а) в породах участка Сербейн более резко выражена положительная аномалия Ba (2440–2910 ppm), отсутствуют отрицательные аномалии Pb (17,1–20,6 и Sr 1370–1881 ppm). Обогащенность Ba и Pb отличает лампроиты от кимберлитов [37]. Характерны высокое содержание РЗЭ ($\Sigma\text{REE} = 476\text{--}490$ ppm) и фракционированное распределение $(\text{La/Yb})_N = 47\text{--}70$ (рис. 7, б), что указывает на присутствие граната в реститовой фазе.

Низкая величина отношения $\text{La/Nb} = 0,63\text{--}0,83$ в породах участка Сербейн характерна для магматических источников в астеносферной мантии [34]. Изотопный состав Nd и Sr кимберлитов этого участка близок к составу примитивной мантии: $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0,512332$; $\epsilon_{\text{Nd}}(0) = -0,4$; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,704409$ [14], и в этом они подобны группе I кимберлитов, что подтверждается по индикаторным соотношениям [31] $\text{Th/Nb} = 0,07\text{--}0,1$ и $\text{La/Nb} = 0,63\text{--}0,83$. Однако по соотношениям $\text{Ba/Nb} = 12\text{--}17$ и $\text{Ce/Pb} = 10\text{--}12$ они соответствуют кимберлитам группы II.

Обсуждение результатов. Кимберлиты — продукт гибридных и контаминированных магм, которые претерпели кристаллизацию в мантии до кристаллизации основной массы и мезостазиса. Поэтому гипабиссальные кимберлиты не являются представителями исходной первичной магмы [36] и обладают сложной и противоречивой классификацией [2; 5; 6; 11; 12; 20; 22; 35; 37]. В настоящее время популярна модель образования кимберлитов вследствие плавления мантийных перидотитов под воздействием глубинных флюидов легколетучих компонентов. Обычно выделяются два основных геохимических типа мантийного метасоматоза — карбонатитовый и силикатный [24]. По результатам изучения неизмененных кимберлитов трубки Удачная — одного из главных месторождений алмазов Якутии — минералогия дочерних фаз из расплавных включений в минералах основной массы кимберлитов отражает обогащение примитивных кимберлитовых расплавов карбонатным, хлоридным и натриевым компонентами [33]. Поэтому присутствие содалита в связующей массе кимберлита на участке Сербейн — важный признак обогащения расплава натрием и хлором, аналогично кимберлитам трубки Удачная.

В изученных породах макрокристы оливина и пироба являются мантийной ликвидусной фазой высокого давления. Оливин не кристаллизуется в приповерхностных расплавах и поэтому редко обогащается железом [36]. Мелкие зерна более железистого оливина, содержащего Ca, и деплетированные Ni, вероятно, кристаллизовались на глубине позже макрокристов из расплава, сформировавшего шток.

Крупные ксенокристы пироба, возможно, унаследованы из мантийных гранатовых лерцолитов. Гранат в келифитовой короне формировался при взаимодействии фенокристов пироба с кимберлитовым расплавом, в результате которого гранат обеднен Ca и Cr, но обогащен Si и Mg.

В породе отсутствует первичный флогопит гранатовых лерцолитов, который, как правило, низкоглиноземистый и содержит менее 1 мас. % TiO_2 и Cr_2O_3 [32]. Наиболее низкотитанистым

Таблица 2

Химический состав и индикаторные отношения петрогенных компонентов (масс. %) и элементов примесей (г/т) в породах участка Сербейн в сравнении со средними характеристиками щелочно-ультрамафических пород кимберлит-карбонатитового и лампроитового семейств

Компонент	Номера проб			Компонент	Номера проб			Индикаторные отношения	Состав пород					
	613	766	01-11*		613	766	01-11*		1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37,60	38,30	36,75	Nb	143	170	200	MgO/FeO _t	2,09–2,22	3,93	2,06	1,31	2,9	3,81
TiO ₂	2,06	1,87	2,14	Cs	1,0	1,04	1,0	SiO ₂ /MgO	1,74–2,03	1,15	1,26	1,81	2,13	1,3
Al ₂ O ₃	5,37	6,42	6,40	Ba	2440	2910	2505	K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,50–0,57	0,18	0,32	0,43	1	1,04
FeO _t	9,63	8,52	10,10	La	118	129	126	K ₂ O/MgO	0,14–0,17	0,02	0,06	0,14	0,175	0,11
MnO	0,21	0,19	0,21	Ce	211	210	218	K ₂ O/TiO ₂	1,48–1,73	0,44	0,43	0,66	1,06	2,82
MgO	21,40	18,90	21,11	Pr	23,3	23	22,8	MgO/CaO	1,39–1,69	1,79	1,47	1,04	4,41	3,64
CaO	13,6	13,6	12,5	Nd	84,5	87,9	84,6	K ₂ O/Na ₂ O	1,95–2,89	4,82	7,68	2,06	14,31	17,76
Na ₂ O	1,48	1,66	1,15	Sm	13,3	13,1	13,6	MgO/TiO ₂	9,66–10,39	19,5	7,2	4,79	7,12	25,38
K ₂ O	3,05	3,23	3,32	Eu	4,01	4,35	3,90	Ni/Ti	0,047–0,055	0,12	0,025	0,019	0,044	0,22
P ₂ O ₅	1,04	1,01	1,18	Gd	10,4	11,2	11,0	Ni/V	3,16–4,08	11,1	2,93	3	11,2	15,3
п.п.п.	2,76	4,92	2,25	Tb	1,3	1,18	1,2	Cr/Ti	0,048–0,067	0,13	0,05	0,03	0,05	0,3
CO ₂	н.о.	н.о.	2,15	Dy	5,27	5,09	4,9	Cr/V	3,58–4,42	11,7	5,47	4,38	12,3	20,3
Сумма	99,2	99,6	99,6	Ho	0,9	0,88	0,8	Ti/V	66–74	90,2	116	154	255	67,5
V	187	189	173	Er	2,03	2,0	1,8	Rb/Sr	0,06–0,09	0,021	0,05	0,03	0,33	0,13
Cr	826	706	620	Tm	0,33	0,23	0,2	Zr/Nb	1,6–2,6	1,45	1,28	1,72	5,1	2,4
Co	62	54,9	68	Yb	1,69	1,4	01,2	Ce/Y	9,13–9,44	9,4	15	14,3	25,8	21,3
Ni	591	602	706	Lu	0,21	0,18	0,2	Sr/Ba	0,56–0,75	1,17	0,62	0,68	0,13	0,4
Cu	142	120	126	Hf	9,22	8,34	8,1	Ni/Co	9,46–10,38	11,8	5,1	4,1	12,9	16
Rb	126	103	121	Ta	6,84	8,64	8,4	Cr/Zr	1,88–2,21	5,7	3,4	1,84	0,99	7,4
Sr	1370	1660	1881	Pb	17,1	19,8	20,6	K/Rb	200–227	299	189	399	6,9	171,6
Y	23,1	20,9	23,1	Th	14,04	13,4	13,8	Cr/Nb	3,11–5,8	8,21	4,36	3,17	5,03	16,5
Zr	373	348	329	U	3,97	3,63	4,2	Nb/Ta	21–23,8	23,4	26,5	18		14,5

Примечание. 1 – кимберлиты трубки Сербейн; 2–6 – типовые составы пород; 2 – кимберлиты; 3 – кимберлиты; 4 – альпикриты; 5 – оливиновые лампроиты; 6 – оранжиты. Результаты анализа пробы 01-11* заимствованы из работы [15], н.о. – не определялось. Параметры индикаторных отношений для 2–6 по [2; 13; 20].

(TiO_2 0,75 мас. %) является флогопит в келифитовой короне, образующийся при взаимодействии расплава с ксенокристами пиропы, однако при этом он наиболее высокохромистый (Cr_2O_3 3,73 мас. %). Флогопит в центральных частях фенокристов, обогащенный Mg, Ti и Cr, первоначально имел состав, подобный флогопиту минетт и альнётитов (рис. 5). Флогопит периферических частей фенокристов, а также в связующей массе, при высокой титанистости не содержит хрома. Обрастание фенокристов и кристаллизация флогопита в матриксе происходила при слабом снижении глиноземистости и увеличении известковистости и значительном увеличении железистости, но при постоянно повышенной титанистости ($\text{TiO}_2 = 4,03\text{--}4,87$ мас. %), подобно оранжеитовому тренду. Химический состав флогопитов подтверждает принадлежность изученных пород участка Сербейн к оранжеитам. Обрастание аннитом периферических частей вкрапленников флогопита в матриксе, вероятно, происходило в приповерхностных условиях. Интерпретация диаграмм (рис. 5) требует осторожности, поскольку, как показали исследования [6], состав слюд не может служить критерием классификации щелочно-ультраосновных пород и разграничения кимберлитов, оранжеитов и лампроитов. Надежный критерий, позволяющий разделять щелочно-ультраосновные породы на кимберлиты типа I и II, — изотопно-геохимическая характеристика пород [6].

Отличительной особенностью минерального состава изученных кимберлитов является низкое содержание карбонатов, серпентина и монтichelлита, обычных для основной массы кимберлитов, и присутствие раннего содалита и позднего волластонита в матриксе. В отличие от архетипических кимберлитов, для которых характерна дифференциация в сторону карбонатных расплавов, в изученных кимберлитах фракционирование карбонатов не проявлено. По причине низкого содержания воды в расплаве его эволюция идет в сторону обогащения K, Al, Si, при этом кальций связывается меллитом, клинопироксеном, перовскитом, а его избыток — волластонитом.

Шпинель в келифитовой короне от центра к периферии обедняется Al и Mg, но обогащается Fe и Cr. Данные по составу шпинели указывают на восстановительные условия и обогащение остаточного расплава железом и титаном, накопление которых происходило в результате кристаллизации магнезиальных и алюмокальциевых силикатов в условиях низкого парциального давления [1]. Роль карбонатов определяется фугитивностью кислорода, которая, судя по составу шпинели, была низкая, вследствие чего не проявлена тенденция к накоплению карбонатов.

В качестве источника магмы участка Сербейн могут быть приняты метасоматизированные гранатовые лерцолиты (судя по составу пиропы на рис. 6) при очень низкой степени частичного плавления [31] в условиях воздействия метасоматического агента, богатого щелочными металлами, Cl, CO_2 . Формирование низководного

кимберлитового расплава при участии карбонатно-хлоридных флюидов позволяет предполагать присутствие субдукционного компонента в виде карбонатных пород и эвапоритов в мантии под центральной частью Анабарского щита.

По эволюции состава флогопита вкрапленников можно предполагать, что родоначальная магма участка Сербейн могла иметь лампроитовый состав, эволюция которой происходила по оранжеитовому тренду. В такой эволюции нет противоречия, поскольку существует точка зрения об отказе от использования термина «оранжеиты» с заменой его карбонатистыми оливиновыми лампроитами, а для бескарбонатных разностей — лампроитами [37].

Выводы. Изученные кимберлиты поля Сербейн содержат оливин, не подвергшийся серпентинизации, что указывает на низкое содержание H_2O в расплаве. В основной массе породы в небольшом количестве присутствует карбонат, а в составе наиболее ранней фазы кристаллизации установлен содалит — хлорсодержащий алюмосиликат натрия. Кимберлиты участка Сербейн прорывают гранулиты фундамента Сибирского кратона, что исключает взаимодействие с эвапоритами и карбонатными породами осадочного чехла. Поэтому в качестве метасоматического агента, вызывающего плавления мантии, есть основание рассматривать щелочно-карбонатно-хлоридный флюид. В качестве источника расплава кимберлитов Сербейн может быть принято плавление метасоматизированных гранатовых лерцолитов при воздействии метасоматического агента, обогащенного щелочами, хлором и CO_2 . По эволюции состава флогопита можно полагать, что первоначальная магма участка Сербейн могла иметь лампрофировый (лампроитовый?) состав, эволюция которой происходила по оранжеитовому тренду. В районе участка Сербейн, кроме изученного тела, могут присутствовать другие типы кимберлитов. В частности, об этом свидетельствует находка алмаза в устье р. Оюр-Юрх — левого притока р. Бол. Куонамка. Кроме того, в изученных породах участка Сербейн отсутствует высокохромистый пикроильменит, установленный в аллювии р. Сербейн, что указывает на возможность обнаружения в Верхнекуонамском кимберлитовом поле других алмазоносных щелочно-ультрамафитовых тел с пикроильменитом. В любом случае следует иметь в виду, что карбонатно-хлоридные флюиды и расплавы, отщепленные в результате жидкостной несмесимости, являются решающим фактором образования алмазов [33].

Авторы выражают благодарность М. Н. Голубурдиной за проведение микрозондовых анализов и плодотворное обсуждение проблемных вопросов, позволившее значительно улучшить статью.

Работа выполнена по материалам составления Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения листа R-49 — Оленёк.

1. Алтухова З. А., Зайцев А. И. Особенности вещественного состава и возраст кимберлитовых пород Дюкенского, Лучаканского и Ары-Мастахского полей Якутской провинции // Литосфера. — 2006. — № 2. — С. 34–64.
2. Белов С. В. Минерагения платформенного магматизма (траппы, карбонатиты, кимберлиты). — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. — 537 с.
3. Брахфогель Ф. Ф., Зайцев А. И., Шамшина Э. А. Возраст магматитов — основа прогнозирования алмазности территорий // Отечественная геология. — 1997. — № 9. — С. 20–24.
4. Вишневецкий А. А., Колесник Ю. Н., Харьков А. Д. О генезисе келифитовых кайм на пиробазах из кимберлитов // Минералогический журнал. — 1984. — Т. 6, № 4. — С. 55–66.
5. Голобурдина М. Н. К вопросу о номенклатуре и классификации кимберлитов и лампроитов // Региональная геология и металлогения. — 2017. — № 72. — С. 55–64.
6. Голубева Ю. Ю., Цепин А. И. Уточнение критериев диагностики кимберлитов Якутии: петрохимия, минералогия // Доклады РАН. — 2004. — Т. 397, № 3. — С. 385–390.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист R-49 — Оленёк. Объясн. записка / Н. И. Гусев, М. Г. Пушкин, А. А. Круглова, Л. Ю. Сергеева и др. — СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 2016. — 448 с.
8. Граханов С. А. Перспективы коренной алмазности Анабарского кристаллического массива // Вестник Госкомгеологии: материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). — 2001. — № 1. — С. 65–74.
9. Граханов С. А., Смелов А. П. Возраст прогнозируемых коренных источников алмазов на севере Якутии // Отечественная геология. — 2011. — № 5. — С. 56–63.
10. Злобин В. Л., Ильин М. И., Тислов Ю. С. Платиноносные минералы и алмазы из золотоносных россыпей Анабарского щита // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века: Тезисы докладов. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. — Т. II. — С. 297–259.
11. Карбонатиты и кимберлиты (взаимоотношения, минерагения, прогноз). — М.: НИА-Природа, 2005. — 540 с.
12. Кимберлиты и некимберлитовая алмазность изверженных и метаморфических пород: Методич. руководство. — М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2010. — 448 с.
13. Кинни П. Д. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом / П. Д. Кинни, Б. Дж. Гриффин, Л. М. Хеамэн, Ф. Ф. Брахфогель, З. В. Специус // Геология и геофизика. — 1997. — Т. 38, № 1. — С. 91–99.
14. Костровицкий С. И. Изотопно-геохимическая систематика кимберлитов Сибирской платформы / С. И. Костровицкий, Т. Морики, И. В. Серов, Д. А. Яковлев, А. А. Амиржанов // Геология и геофизика. — 2007. — Т. 48, № 3. — С. 350–371.
15. Лелюх М. И., Стаднюк В. Д., Минченко Г. В. К вопросу о поисках коренных источников в северной части Якутской алмазносной провинции // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. — Мирный, 1998. — С. 264–266.
16. Машак М. С., Сотникова Г. Г. Минерагеническое районирование и полезные ископаемые Анабарского щита и его склонов // Региональная геология и металлогения. — 2004. — № 22. — С. 89–103.
17. Межвилк А. А. Муна-Анабарский глубинный разлом на Сибирской платформе // Геотектоника. — 1979. — № 6. — С. 86–97.
18. Микрористаллические оксиды из кимберлитов России / Гаранин В. К., Бовкун А. В., Гаранин К. В., Ротман А. Я., Серов И. В. — М.: ГЕОС, 2009. — 498 с.
19. Мингазов Д. Т., Голота Л. Е., Истомин В. А. Первые находки палеозойских кимберлитов в центральной части Анабарского щита // Докл. РАН. — 1996. — Т. 347, № 1. — С. 72–76.
20. Милашев В. А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазности. — Л.: Недра, 1991. — 204 с.
21. Молчанов А. В. Рудоносность Мальджарганского карбонатитового массива (Анабарский щит, Республика Саха — Якутия) / Д. К. Ходжаев, А. В. Молчанов, Н. Е. Морозова, И. В. Рыбаков, А. С. Ивановский // Региональная геология и металлогения. — 2007. — № 32. — С. 103–107.
22. Петрографический кодекс России: Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. 2-е изд. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. — 200 с.
23. Пономаренко А. И., Потуроев А. А. О включениях осадочных пород в брекчиях и туфолитах эруптивных аппаратов Анабарского щита // Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. — М.: Наука, 1970. — С. 64–67.
24. Похиленко Н. П. Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонатит-кимберлитовым магматизмом / Н. П. Похиленко, А. М. Агашев, К. Д. Литасов, Л. Н. Похиленко // Геология и геофизика. — 2015. — Т. 56, № 1–2. — С. 361–383.
25. Серов И. В. Минералогические и петролого-геохимические характеристики кимберлитовых и родственных им пород Якутской алмазносной провинции: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. — М., 2002. — 32 с.
26. Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974. — 263 с.
27. Толстов А. В., Граханов С. А. Прогнозно-минерагеническая оценка Анабарского поднятия // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века: Тезисы докладов. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. — Т. II. — С. 204–206.
28. Толстов А. В. Главные рудные формации севера Сибирской платформы. — М.: ИМГРЭ, 2006. — 212 с.
29. Харьков А. Д., Зинчук Н. Н., Крючков А. И. Коренные месторождения алмазов мира. — М.: Недра, 1998. — 555 с.
30. Agashev A. M. Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya / A. M. Agashev, D. A. Ionov, N. P. Pokhilenko, A. V. Golovin, Yu. Cherepanova, I. S. Sharygin // Lithos. — 2013. — Vol. 160. — Pp. 201–215. — doi: 10.1016/j.lithos.2012.11.014.
31. Becker M., Le Roex A. P. Geochemistry of South African on- and off-craton group I and group II kimberlites: petrogenesis and source region evolution // Journal of petrology. — 2006. — Vol. 47. — Pp. 673–703. — doi: 10.1093/petrology/egi089.
32. Carswell D. A. Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths // Physics and Chemistry of the Earth. — 1975. — Vol. 9. — Pp. 417–429. — doi: 10.1016/0079-1946(75)90031-2.
33. Kamenetsky V. S. Towards a new model for kimberlite petrogenesis: evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals / V. S. Kamenetsky, A. V. Golovin, R. Maas, A. Giuliani, M. B. Kamenetsky, Y. Weiss // Earth-Science Reviews. — 2014. — Vol. 139. — Pp. 145–167.
34. Kay R. W., Mahlburg-Kay S. Delamination and delamination magmatism // Tectonophysics. — 1993. — Vol. 219. — Pp. 177–189.
35. Mitchel R. H. Kimberlites, orangites and related Rocks. — New York: Plenum Press. 1995. — 410 p.
36. Mitchel R. H. Petrology of hypabyssal kimberlites: relevance to primary magma compositions // Journal of Volcanology and Geothermal Research. — 2008. — Vol. 174. — Pp. 1–8.

37. Pearson D. G., Woodhead J., Janney P. E. Kimberlites as geochemical probes of Earth's mantle // *Elements*. – 2019. – Vol. 15. – Pp. 387–392.

1. Altuhova Z. A., Zajcev A. I. Features of the material composition and age of kimberlite rocks of the Dyukensky, Luchakansky and Ary-Mastakhsky fields of the Yakutsk province. *Litosfera*. 2006. No. 2, pp. 34–64. (In Russian).

2. Belov S. V. Minerageniya platformennogo magmatizma (trappy, karbonatity, kimberlity) [Minerageny of platform magmatism (traps, carbonatites, kimberlites)]. Novosibirsk: Izd-vo SO RAN. 2008. 537 p.

3. Brahfogel' F. F., Zajcev A. I., Shamshina Je. A. Age of magmatites – the basis for predicting the diamond content of territories. *Otechestvennaya geologiya*. 1997. No. 9, pp. 20–24. (In Russian).

4. Vishnevskiy A. A., Kolesnik Ju. N., Har'kiv A. D. On the genesis of kelyphite rims on kimberlite pyropes. *Mineralogicheskij zhurnal*. 1984. Vol. 6. No. 4, pp. 55–66. (In Russian).

5. Goloburdina M. N. On the nomenclature and classification of kimberlites and lamproites. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2017. No. 72, pp. 55–64. (In Russian).

6. Golubeva Ju. Ju., Cepin A. I. Specification of diagnostic criteria for kimberlites of Yakutia: petrochemistry, mineralogy. *Doklady PAN*. 2004. Vol. 397. No. 3, pp. 385–390. (In Russian).

7. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossijskoj Federacii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'e pokolenie). List R-49 – Olenjok. Objasn. zapiska [State geological map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Sheet R-49 – Olenek. Explained note]. Eds.: N. I. Gusev, M. G. Pushkin, A. A. Kruglova, L. Ju. Sergeeva et al. St. Petersburg: Kartfabrika VSEGEI. 2016. 448 p.

8. Grahano S. A. Prospects for the primary diamond content of the Anabar crystalline massif. *Bulletin of the State Committee for Geology: materials on geology and minerals of the Republic of Sakha (Yakutia)*. 2001. No. 1, pp. 65–74. (In Russian).

9. Grahano S. A., Smelov A. P. Vozrast prognoziruemyyh korennyh istochnikov almazov na severe Jakutii. *Otechestvennaya geologiya*. 2011. No. 5, pp. 56–63. (In Russian).

10. Zlobin V. L., Il'in M. I., Tislov Ju. S. Platinum-bearing minerals and diamonds from gold placers of the Anabar shield. *Geological survey and mineral resources base of Russia on the threshold of the 21st century*. St. Petersburg: VSEGEI. 2001. Vol. II, pp. 297–259. (In Russian).

11. Karbonatity i kimberlity (vzaimootnosheniya, minerageniya, prognoz) [Carbonatites and kimberlites (relationships, mineralogy, prognosis)]. Moscow: NIA-Priroda. 2005. 540 p.

12. Kimberlity i nekimberlitovaya almazonosnost' izverzhennyh i metamorficheskikh porod: Metodicheskoe rukovodstvo [Kimberlites and non-kimberlite diamondiferous igneous and metamorphic rocks: a Methodological guide]. Moscow: GEOKART; GEOS. 2010. 448 p.

13. Kinni P. D., Griffin B. Dzh., Heamjen L. M. et al. Determination of U-Pb ages of perovskites from Yakut kimberlites by the ion-ion mass spectrometric (SHRIMP) method. *Geologiya i geofizika*. 1997. Vol. 38, No. 1, pp. 91–99. (In Russian).

14. Kostrovickij S. I., Morikio T., Serov I. V. et al. Isotope-geochemical systematics of kimberlites of the Siberian platform. *Geologiya i geofizika*. 2007. Vol. 48. No. 3, pp. 350–371. (In Russian).

15. Leljuh M. I., Stadnjuk V. D., Minchenko G. V. On the question of the search for indigenous sources in the northern part of the Yakutsk diamondiferous province. *Geology, patterns of distribution, methods for forecasting and searches for diamond deposits*. Mirnyj. 1998. Pp. 264–266. (In Russian).

16. Mashhak M. S., Sotnikova G. G. Mineralization zoning and minerals of the Anabar Shield and its slopes. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2004. No. 22, pp. 89–103. (In Russian).

17. Mezhevskiy A. A. Muna-Anabar deep fault on the Siberian platform. *Geotektonika*. 1979. No. 6, pp. 86–97. (In Russian).

18. Garanin V. K., Bovkun A. V., Rotman A. Ja., Serov I. V. Mikrokrystallicheskie oksidy iz kimberlitov Rossii [Microcrystalline oxides from kimberlites of Russia]. Moscow: GEOS. 2009. 498 p.

19. Mingazov D. T., Golota L. E., Istomin V. A. The first finds of Paleozoic kimberlites in the central part of the Anabar Shield. *Doklady RAN*. 1996. Vol. 347, No. 1, pp. 72–76. (In Russian).

20. Milashev V. A. Petrohimija kimberlitov Jakutii i faktory ih almazonosnosti [Petrochemistry of kimberlites of Yakutia and factors of their diamond content]. Leningrad: Nedra. 1991. 204 p.

21. Molchanov A. V., Hodzhaev D. K., Morozova N. E., Rybakov I. V., Ivanovskij A. S. Ore bearing of the Maljargan carbonatite massif (Anabar Shield, Republic of Sakha – Yakutia). *Regional'naya geologiya i metallogeniya*. 2007. No. 32, pp. 103–107. (In Russian).

22. Petrograficheskij kodeks Rossii: Magmaticheskie, metamorficheskie, metasomaticheskie, impaktnye obrazovaniya. 2-e izd. [The Petrographic Code of Russia: Magmatic, metamorphic, metasomatic, impact formations. 2nd ed.]. St. Petersburg: VSEGEI. 2008. 200 p.

23. Ponomarenko A. I., Poturoev A. A. On inclusions of sedimentary rocks in breccias and tuffolavas of eruptive apparatuses of the Anabar Shield. *Geology, petrography and mineralogy of magmatic formations of the northeastern part of the Siberian Platform*. Moscow: Nauka. 1970. Pp. 64–67. (In Russian).

24. Pohilenko N. P., Agashev A. M., Litasov K. D., Pohilenko L. N. Relations between carbonatite metasomatism of depleted peridotites of the lithospheric mantle with diamond formation and carbonatite-kimberlite magmatism. *Geologiya i geofizika*. 2015. Vol. 56. No. 1–2, pp. 361–383. (In Russian).

25. Serov I. V. Mineralogical and petrological and geochemical characteristics of kimberlite and related rocks of the Yakut diamondiferous province: Abstract. diss. ... cand. geol.-mineral. sciences. Moscow. 2002. 32 p. (In Russian).

26. Sobolev N. V. Glubinnye vkljucheniya v kimberlitah i problema sostava verhnjej mantii [Deep inclusions in kimberlites and the problem of the composition of the upper mantle]. Novosibirsk: Nauka. 1974. 263 p.

27. Tolstov A. V., Grahano S. A. Forecast-mineralogenetic assessment of the Anabar Uplift. *Geological Survey and Mineral Resources Base of Russia on the Threshold of the 21st Century: Abstracts*. St. Petersburg: VSEGEI. 2001. Vol. II, pp. 204–206. (In Russian).

28. Tolstov A. V. Glavnye rudnye formacii severa Sibirskoj platformy [The main ore formations of the north of the Siberian Platform]. Moscow: IMGRE. 2006. 212 p.

29. Har'kiv A. D., Zinchuk N. N., Krjuchkov A. I. Korennyye mestorozhdeniya almazov mira [Root deposits of world diamonds]. Moscow: Nedra. 1998. 555 p.

30. Agashev, A. M., Ionov, D. A., Pokhilenko, N. P. et al. 2013: Metasomatism in lithospheric mantle roots: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya. *Lithos*. 160. 201–215. (In Russian).

31. Becker, M., Le Roex, A. P. 2006: Geochemistry of South African on- and off-craton group I and group II kimberlites: petrogenesis and source region evolution. *Journal of petrology*. 47. 673–703.

32. Carswell, D. A. 1975: Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths. *Physics and Chemistry of the Earth*. 9. 417–429.

33. Kamenetsky, V. S., Golovin, A. V., Maas, R., Giuliani, A., Kamenetsky, M. B., Weiss, Y. 2014: Towards a new model for kimberlite petrogenesis: evidence from unaltered kimberlites and mantle minerals. *Earth-Science Reviews*. 139. 145–167.

34. Kay, R. W., Kay, S. M. 1993: Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*. 219. 177–189.

35. Mitchel, R. H. 1995: *Kimberlites, orangites and related Rocks*. New York: Plenum Pres. 410.

36. Mitchel, R. H. 2008: Petrology of hypabyssal kimberlites: relevance to primary magma compositions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 174. 1–8.
37. Pearson, D. G., Woodhead, J., Janney, P. E. 2019: Kimberlites as geochemical probes of Earth's mantle. *Elements*. 15. 387–392.

Гусев Николай Иванович — зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <nikolay_gusev@vsegei.ru>

Антонов Антон Владимирович — зав. сектором, ЦИИ ВСЕГЕИ¹. <Anton_Antonov@vsegei.ru>

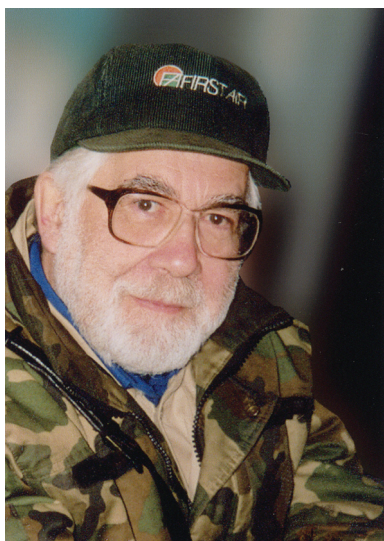
Gusev Nikolay Ivanovich — Head of Department, VSEGEI¹. <nikolay_gusev@vsegei.ru>

Antonov Anton Vladimirovich — Head of Department, VSEGEI¹. <Anton_Antonov@vsegei.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

Памяти Давида Абрамовича Додина



21 апреля 2020 г., не дожив полгода до своего восьмидесятипятилетия, скончался выдающийся советский и российский геолог, член-корреспондент Российской академии наук, заслуженный деятель науки России Давид Абрамович Додин.

Потомственный геолог, один из старейших представителей Геологического сообщества России, Д. А. Додин вошел в историю как один из первооткрывателей крупнейшего в мире платиноидного медно-никелевого Октябрьского месторождения в Норильске, на базе которого работает компания «Норникель».

Давид Абрамович прошел длинный путь от студента Ленинградского горного института, инженера-геолога по съемке и поискам месторождений полезных ископаемых до кандидата и доктора геолого-минералогических наук, члена-корреспондента РАН. В течение многих лет, работая в НИИГА (1958–1970), в Норильской опытно-методической экспедиции (1971–1985), с 1985 г. во ВНИИОкеанология (НИИГА в 1981 г. был преобразован во ВНИИОкеангеология), Д. А. Додин сконцентрировал внимание на проблемах развития минерально-сырьевой базы страны и ее арктических территорий.

Чем бы ни занимался Давид Абрамович, и как начальник Тематической, Геолого-геохимической, Североземельской партий, и как заведующий геохимической лабораторией НИИГА или зав. отделом петрологии и металлогении ВНИИОкеангеология, его всегда привлекали наука и фундаментальные исследования. Оригинальные материалы Давида Абрамовича по Норильско-Таймырскому региону стали основой для генетических выводов по сульфидным

месторождениям платиноидно-медно-никелевых руд. В его геодинамической концепции формирования уникальных магматических месторождений была показана важная рудообразующая роль флюидизированных мантийных плюмов. В монографии «Металлогения Таймыро-Норильского региона» (2002 г.) прослеживается устойчивый парагенезис никеля и платины во многих регионах России, что дает возможность по-новому проводить оценку их перспектив, в том числе и на глубинном уровне. В 1991 г., когда после полувекового перерыва в стране серьезно заговорили о платине и других металлах платиновой группы, под руководством Д. А. Додина была разработана программа «Платина России». В ней участвовали специалисты многих научных и производственных организаций различных ведомств и коммерческих структур. Впервые был поднят вопрос о необходимости создания минерально-сырьевой базы платиновых металлов с учетом новых типов платиносодержащих руд. Масштаб научных исследований по программе «Платина России» (1991–2004) не имеет аналогов ни в России, ни в мире. И в этом огромная заслуга Д. А. Додина. В его работах равно проявились способности и руководителя, и организатора.

Значителен вклад Д. А. Додина в изучение Арктики. В книгах «Устойчивое развитие Арктики» (2005 г.), «Минералогия Арктики» (2008 г.) и многочисленных публикациях он обосновал важную роль периплатформенных поясов (в том числе Енисейско-Североземельского) в минералогии Арктики и разработал стратегическую концепцию освоения ее российского сегмента. Результаты научных исследований в различных областях нашли отражение в статьях Д. А. Додина, которых около 350, в основном посвященных геологии и экологии Севера. Он был участником 33-х полевых сезонов на Севере. Ему было присвоено звание «Почетного гражданина Таймыра».

Он был членом редколлегий большого количества сборников и ученого совета ВСЕГЕИ. Давид Абрамович отмечен многими наградами. Он Почетный разведчик недр, лауреат премии имени А. П. Карпинского, награжден знаком «Почетный полярник», медалями и грамотами Министерства геологии СССР и Министерства природных ресурсов и экологии РФ.

Светлая память о выдающемся ученом и человеке с исключительным личным обаянием, одном из старейших членов геологического сообщества России навсегда останется в сердцах его учеников и коллег.

*Дирекция и Ученый совет ВСЕГЕИ,
редакционная коллегия журнала*

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Порядок направления, рецензирования и опубликования статей

Редакция в своей деятельности руководствуется правилами издательской этики и предотвращения недобросовестной практики публикаций. Перед отправкой рукописи в редакцию автору необходимо ознакомиться с условиями опубликования статьи в журнале, в том числе с данными Правилами для авторов и Этическими принципами научных публикаций, размещенными на сайте журнала.

Статьи должны соответствовать профилю журнала. К рукописи статьи прилагаются сопроводительное письмо организации, отзыв и акт экспертизы (для русскоязычных статей) о возможности публикации в открытой печати. Положительный отзыв (рецензия) не является основанием для публикации статьи.

Редакция осуществляет рецензирование всех поступивших материалов с целью их экспертной оценки. Окончательное решение принимает редколлегия, опираясь на результаты независимого рецензирования. Рецензии хранятся в редакции журнала в течение 5 лет. При поступлении запроса редакция направляет копию рецензии в Министерство образования и науки РФ.

Статьи, требующие доработки, высылаются авторам. Если статья не принимается редколлегией к публикации, редакция журнала направляет авторам мотивированный отказ. Оригиналы статей не возвращаются.

Статьи от зарубежных авторов принимаются и публикуются на английском языке. Фамилия, имя, название статьи, аннотация, ключевые слова, список литературы должны быть представлены на двух языках — английском и русском.

Статья должна быть подписана автором (соавторами) перед списком литературы.

К статье обязательно прилагаются сведения обо всех авторах на русском и английском языках: фамилия, имя, отчество полностью, ученая степень, ученое звание, должность, полное название организации, ее почтовый адрес, e-mail автора.

Плата за публикацию с авторов (в том числе аспирантов и соискателей) не взимается. Гонорары не выплачиваются.

При подготовке статей редакция просит руководство-ваться следующими правилами:

1. Статья (с индексом УДК) должна быть представлена на электронном носителе (CD, эл. почта, сеть) в формате Microsoft Word с обязательным приложением распечатки в одном экземпляре на бумаге формата A4. Распечатка должна полностью соответствовать электронной версии. Шрифт текста Times New Roman, размер 12 пт, межстрочный интервал 1,5, абзацный отступ 1,25 см, форматирование по ширине, все поля по 20 мм. Страницы статьи должны быть пронумерованы.

Сложные формулы или отсутствующие в шрифте Times символы следует вносить вручную. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Equation 3.0.

2. Рекомендуемый объем статьи 1 печ. лист, включая таблицы и графику. Один печатный лист текста равен 40 тыс. знаков (с пробелами). Печатный лист графических материалов равен 3000 см².

3. К статье обязательно прилагаются аннотация (не более 10 строк) и ключевые слова (не более 5–7 слов) на русском и английском языках.

4. Каждая таблица обязательно должна иметь название, слова в названиях таблиц не сокращаются. Вся

таблица набирается шрифтом Times New Roman (размер 9 пт, через один интервал). Максимальный размер таблиц не должен превышать размера журнальной полосы — 16 × 25 см. Однотипные таблицы строятся одинаково.

5. Размеры оригиналов рисунков не должны превышать размера полосы журнала (16 × 25 см). Каждый рисунок дается в отдельном файле (не вложен в Word!) без компрессии (сжатия) в форматах *.cdr (графический редактор Corel Draw до 15-й версии), *.eps (Encapsulated Post Script) и *.tif (Tagged Image File Format). Диаграммы должны быть отрисованы в графической программе, но не в Microsoft Office. Фотографии должны быть с разрешением не менее 300 пикс/дюйм. Размеры букв и цифр на рисунках должны быть не менее 2 мм, толщина линий не менее 0,2 мм.

Цветные графические материалы должны быть ориентированы на четырехкрасочную печать. Использование красок типа PANTON не разрешается. При подготовке рисунков в любой программе черный цвет шрифта и линий задавать как 100% Black.

Специальные шрифты на рисунках должны быть переведены в кривые.

6. Вклейки (таблицы и рисунки больших размеров) редакция не принимает.

7. Таблицы и рисунки в текст не заверстываются и представляются отдельными файлами, распечатка производится на отдельных страницах. Все подписанные подписи собираются в отдельный текстовый файл. Рисунки (схемы) и таблицы должны иметь сквозную нумерацию.

8. Список пристатейной литературы составляется в алфавитном порядке и нумеруется. Публикации отечественных авторов в иностранной печати приводятся в списке иностранных работ. Ссылка на источник литературы в тексте — порядковый номер в квадратных скобках.

Не допускаются ссылки на неопубликованные работы (отчеты, авторефераты, диссертации и пр.), учебники. Ссылка на электронный источник оформляется как полнотекстовая ссылка с примечанием в скобках даты просмотра. Пример: (дата обращения: 28.07.2017).

Список оформляется в соответствии с ГОСТ Р 7.05–2008 «Библиографическая ссылка».

Список литературы должен быть представлен на двух языках — русском и латинице (романский алфавит).

Внимание! В романском написании обязательно приводятся в ссылке: на книгу — транслитерация названия и в квадратных скобках его перевод; на статью из журнала — транслитерация названия журнала и перевод заголовка статьи; на статью из сборника — перевод названия статьи и сборника.

Сайт для транслитерации — <https://translit.ru/ru/bgn/>.

9. При написании статей просим авторов использовать термины и понятия в значениях, зафиксированных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / под ред. Н. В. Мержеловского. — М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / под ред. А. И. Кривцова. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Геологический словарь. 3-е издание. В трех томах / гл. ред. О. В. Петров. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017.

Адрес редакции: 199106, Санкт-Петербург, Средний пр., д. 74

Журнал «Региональная геология и металлогения»

Телефон редакции: 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24)

E-mail: izdatel@vsegei.ru

