



# *Vestnik of Geosciences* **Вестник геонаук**

Февраль  
February  
2020,  
№ 2 (302)

## Главный редактор

А. М. Асхабов

## Chief Editor

A. M. Askhabov

## Редакционный совет

*А. И. Антошкина*, Сыктывкар, Россия  
*М. А. Т. М. Брокманс*, Тронхейм, Норвегия  
*И. Н. Бурцев*, Сыктывкар, Россия  
*Д. А. Бушнев*, Сыктывкар, Россия  
*Ю. Л. Войтеховский*, Санкт-Петербург, Россия  
*А. Д. Гвишиани*, Москва, Россия  
*И. В. Козырева*, Сыктывкар, Россия  
*М. Комак*, Любляна, Словения  
*В. А. Коротеев*, Екатеринбург, Россия  
*С. В. Кривовичев*, Санкт-Петербург, Россия  
*С. К. Кузнецов*, Сыктывкар, Россия  
*М. Мартинс*, Ору-Прету, Бразилия  
*Т. П. Майорова*, Сыктывкар, Россия  
*Ж. К. Мелгарехо*, Барселона, Испания  
*Ф. Мон*, Пекин, Китай  
*П. Мянник*, Таллин, Эстония  
*А. М. Пыстин*, Сыктывкар, Россия  
*К. М. Соджа*, Гамильтон, Нью-Йорк, США  
*О. В. Удоратина*, Сыктывкар, Россия  
*М. А. Федонкин*, Москва, Россия

## Editorial Board

*Anna I. Antoshkina*, Syktyvkar, Russia  
*Maarten A.T.M. Broekmans*, Trondheim, Norway  
*Igor N. Burtsev*, Syktyvkar, Russia  
*Dmitry A. Bushnev*, Syktyvkar, Russia  
*Yury L. Voytekhsy, Saint Petersburg, Russia*  
*Alexey D. Gvishiani*, Moscow, Russia  
*Irina V. Kozyreva*, Syktyvkar, Russia  
*Marko Komac*, Ljubljana, Slovenia  
*Viktor A. Koroteev*, Ekaterinburg, Russia  
*Sergey V. Krivovichev*, Saint Petersburg, Russia  
*Sergey K. Kuznetsov*, Syktyvkar, Russia  
*Maximiliano de Souza Martins*, Ouro Preto, Brazil  
*Tatyana P. Mayorova*, Syktyvkar, Russia  
*Joan Carles Melgarejo*, Barcelona, Spain  
*Fancong Meng*, Beijing, China  
*Peep Männik*, Tallinn, Estonia  
*Alexander M. Pystin*, Syktyvkar, Russia  
*Constance M. Soja*, Hamilton, NY, USA  
*Oksana V. Udoratina*, Syktyvkar, Russia  
*Mikhail A. Fedonkin*, Moscow, Russia

## Редакционная коллегия

*А. И. Антошкина*, *Т. М. Безносова* (ответственный секретарь), *И. Н. Бурцев*, *Д. А. Бушнев*,  
*И. В. Козырева*, *О. Б. Котова* (заместитель главного редактора), *С. К. Кузнецов*, *Т. П. Майорова*,  
*А. М. Пыстин*, *О. В. Удоратина*

## Editorial team

*A. I. Antoshkina*, *T. M. Beznosova* (Executive Secretary),  
*I. N. Burtsev*, *D. A. Bushnev*, *I. V. Kozyreva*,  
*O. B. Kotova* (Deputy Chief Editor), *S. K. Kuznetsov*,  
*T. P. Mayorova*, *A. M. Pystin*, *O. V. Udoratina*

## Технический редактор

*Г. Н. Каблис*

## Technical Editor

*G. N. Kablis*

## Заведующий редакцией

*Т. А. Некучаева*

## Managing Editor

*T. A. Nekuchaeva*

## НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Выходит ежемесячно. Основан в 1995 году академиком Н. П. Юшкиным.  
Предыдущее название:  
Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН  
Пятилетний импакт-фактор  
РИНЦ журнала (2018) – 0,350



## SCIENTIFIC JOURNAL

Monthly issued. Founded in 1995 by Academician N. P. Yushkin.  
Former title:  
Vestnik of Institute of Geology of Komi SC UB RAS  
Five-year RSCI  
impact factor (2018) — 0.350

**geo.komisc.ru/vestnik**

## Содержание

## Content

Научные статьи	Scientific articles
Модификация метода реконструкции концентраций гелия в глубинных подземных водах <i>М. А. Ганнибал</i> ..... 3	Modified procedure of reconstruction of helium concentrations in deep groundwaters <i>M. A. Gannibal</i> ..... 3
Принципы и методы технологической минералогии при переработке твердых полезных ископаемых <i>Б. И. Пирогов, Е. Г. Ожогина</i> ..... 11	Principles and methods of technological mineralogy in processing of solid mineral resources <i>B. I. Pirogov, E. G. Ozhogina</i> ..... 11
Происхождение магм как результат горячей аккреции Земли <i>В. С. Шкодзинский</i> ..... 15	Diversity of magmas as a result of Earth's hot accretion <i>V. S. Shkodzinskiy</i> ..... 15
Почему минеральные носители нужны микроводорослям <i>Т. Н. Щемелинина, Е. М. Анчугова, О. Б. Котова, Ш. Сан, Д. А. Шушков, А. В. Гогонин, Н. В. Лиханова, О. М. Зуева, Ю. С. Корчагина</i> ..... 24	Why mineral carriers are necessary for microalgae <i>T. N. Shchemelinina, E. M. Anchugova, O. B. Kotova, S. Sun, D. A. Shushkov, A. V. Gogonin, N. V. Likhanova, O. M. Zueva, Yu. S. Korchagina</i> ..... 24
<i>Научное сообщение</i>	<i>Science Report</i>
Термальная деградация изотопного состава углерода органического вещества конодонтов: предварительные результаты <i>А. В. Журавлев</i> ..... 29	Thermal degradation of carbon isotope composition of conodont organic matter: preliminary results <i>A. V. Zhuravlev</i> ..... 29
Хроника, события, факты	Chronicle, events, facts
Комментарий к статье В. С. Шкодзинского «Происхождение магм как результат горячей аккреции Земли» <i>И. И. Голубева</i> ..... 32	About V. S. Shkodzinskiy's article «Diversity of magmas as a result of Earth's hot accretion» <i>I. I. Golubeva</i> ..... 32
День открытых лабораторий в Институте геологии ..... 33	Open Lab Day at the Institute of Geology ..... 33
Старт геологического изучения Русского Севера (К 100-летию создания Северной научно-промысловой экспедиции) ..... 34	Start of geological exploration of the Russian North (100th anniversary of the Northern Research Expedition) ..... 34

Правила  
оформления  
статей



Vestnik  
article  
Formatting

[geo.komisc.ru/vestnik/authors](http://geo.komisc.ru/vestnik/authors)



## Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 550.424.4

DOI: 10.19110/geov.2020.2.1

### МОДИФИКАЦИЯ МЕТОДА РЕКОНСТРУКЦИИ КОНЦЕНТРАЦИЙ ГЕЛИЯ В ГЛУБИННЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

М. А. Ганнибал

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

m.a.gannibal@gmail.com

Усовершенствована методика реконструкции концентраций радиогенного гелия в глубинных подземных водах путем изучения гелия в газовой-жидких включениях (внутреннем объеме) кварца, извлеченного из керна скважин. Предложенная модификация позволяет выделить составляющую внутреннего объема образца, стабильную при температуре опытов, для чего было предложено подвергать образцы кратковременному предварительному прогреву, при котором должны разрушиться включения, вскрывающиеся при низких температурах. Реконструированные в ходе отработки методики значения  $P_{He}$  во внутреннем объеме образцов свидетельствуют о правдоподобии и хорошей воспроизводимости результатов. На образцах кварца из Кольской сверхглубокой скважины была также протестирована методика предварительной разбраковки образцов при помощи регистрации кривых выхода гелия в ходе линейного нагрева образца. Показано, что таким образом можно выбрать потенциально подходящие образцы, диагностировать наличие декрепитирующих газовой-жидких включений и мест нахождения гелия, не связанных с кристаллической структурой кварца. Изложены методологические соображения по поводу организации подобных исследований и способов верификации полученных результатов.

**Ключевые слова:** гелий, подземные воды, изотопы, сохранность, диффузия, время пребывания.

### MODIFIED PROCEDURE OF RECONSTRUCTION OF HELIUM CONCENTRATIONS IN DEEP GROUNDWATERS

M. A. Gannibal

Geological Institute, KSC RAS, Apatity

A modification of the technique for reconstructing concentrations of radiogenic helium in deep underground waters using quartz extracted from the drilled borehole core was developed and tested. In order to isolate the component of sample internal volume, stable at the temperature of the experiments, it was proposed to subject the samples to short-term preheating, at which inclusions opening at low temperatures should break down. The  $P_{He}$  values in the samples reconstructed in the course of the development of the samples indicate plausibility and good reproducibility of the results. The samples of quartz from the Kola Superdeep Borehole were also used to test the preliminary sorting of samples by recording the helium yield curves during linear heating of the sample. It is shown that in this way it is possible to choose potentially suitable samples, to diagnose the presence of gas-liquid decrepitating inclusions and helium sites that are not related to the crystal structure of quartz. Methodological considerations about planning such a research and methods of verification of the results are outlined.

**Keywords:** helium, groundwater, diffusion, isotopes, retention, residence time.

#### Введение

Изотопы гелия широко используются в качестве трассеров подземных вод по следующим причинам: 1) концентрации радиогенного He и изотопные отношения радиогенных и атмосферных изотопов, такие как  $^4He/^{20}Ne$ , могут пролить свет на возраст подземных вод (определенный как время пребывания воды на глубине, исключающей газообмен с атмосферой) и связанные с ним параметры [1]; 2) высокое содержание легкого изотопа  $^3He$  указывает на вклад мантийных летучих; 3) избыток  $^3He(^3H)$  используется для измерения возраста молодых подземных вод (см. напр.

[12]). Такие исследования обычно основаны на прямых измерениях концентраций изотопов благородных газов в пробах подземных вод. Однако для глубинных вод измерения могут выполняться только в том случае, если отбор проб возможен, т. е. в изучаемых породах имеются водоносные горизонты, есть соответствующее оборудование и технология бурения позволяет производить отбор проб воды.

Метод реконструкции концентраций гелия в глубинных подземных водах, основанный на равновесии концентраций в системе «минерал — вода», позволяет реконструировать концентрации гелия в воде без не-

**Для цитирования:** Ганнибал М. А. Модификация метода реконструкции концентраций гелия в глубинных подземных водах // Вестник геонаук. 2020. 2(302). С. 3—10. DOI: 10.19110/geov.2020.2.1.

**For citation:** Gannibal M. A. Modified procedure of reconstruction of helium concentrations in deep groundwaters. Vestnik of Geosciences. 2020. 2(302). Pp. 3—10. DOI: 10.19110/geov.2020.2.1.

посредственного отбора воды. Метод был разработан и успешно апробирован на образцах кварца из пермокаменноугольной толщи в Швейцарии (далее — ПКТ) [3, 13, 16]. Полученные данные позволили проследить источники, пути миграции и время пребывания радиогенного гелия в осадочной толще и таким образом оценить нижнюю границу возраста воды в пределах исследуемого интервала глубин. В рамках метода было введено понятие эффективного внутреннего объема образца, доступного для гелия (далее — ДГО). Экспериментально установлено, что поведение гелия в ДГО (по крайней мере, в изученных образцах) удовлетворительно описывается уравнением состояния идеального газа, а распределение гелия между водой и ДГО контролируется законом Генри [16]. Методика эксперимента включает в себя оценку ДГО образца путем его насыщения гелием в контролируемых РТ-условиях, расчет начального давления гелия в этом объеме на основе прямых измерений концентраций гелия в исходном образце и, наконец, пересчет последнего значения в концентрацию гелия в воде с использованием данных о растворимости гелия. Однако попытка механического применения метода к другому геологическому объекту — разрезу Кольской сверхглубокой скважины — привела к неудовлетворительным результатам, в частности, парциальное давление гелия, реконструированное для ДГО нескольких навесок одного и того же образца, в некоторых случаях отличалось более чем на порядок.

Тем не менее концепция равновесных концентраций гелия в системе «минерал — флюид» представляется достаточно многообещающей, чтобы продолжить поиск адекватных экспериментальных методов ее исследования. Таким образом, целью настоящей работы является расширение области применения метода реконструкции концентраций гелия в подземных водах и выработка надежных критериев корректности полученных результатов.

### Объект исследования

Применение вышеописанного метода к минералам из керна Кольской сверхглубокой скважины (далее — СГ-3) было обусловлено несколькими соображениями. Во-первых, этот метод наиболее оправдан для глубинных пород низкой проницаемости, в которых прямой отбор проб воды затруднен или невозможен, а сохранность радиогенного гелия достаточна для оценки времени его пребывания в изучаемом геологическом объекте. Разрез СГ-3 вполне соответствует этим критериям: результаты предыдущих исследований указывают на преимущественно радиогенное происхождение и высокие содержания гелия в породах и минералах разреза [1, 4]. В некоторых частях разреза также имеется слегка повышенное, по сравнению со среднекоровым, отношение  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , причем такое повышение характерно не для отдельных пород или минералов, а для определенных интервалов глубины. Это обстоятельство наряду с однородностью изотопного состава гелия, извлекаемого различными методами (дробление, плавление, ступенчатый нагрев), свидетельствует о доминирующем влиянии метаморфического флюида в прошлом и/или подземных вод в настоящем на формирование наблюдаемого распре-

деления изотопов гелия. Таким образом, разрез СГ-3 является перспективным объектом для изучения распределения изотопов гелия (а также U-He-системы в целом) не столько в породах как таковых, сколько в системе «вода — порода». Кроме того, получить экспериментальные данные о подвижности радиогенного гелия в системе «вода — порода» на глубине, превышающей 10 км, любым другим способом, кроме вышеупомянутого, весьма затруднительно.

Поскольку бурение СГ-3 прекратилось более четверти века назад, материал керна со временем становится все менее доступным. С другой стороны, уникальность данного объекта глубинного бурения обусловила его всестороннее исследование, в результате которого были опубликованы две монографии, а также многочисленные статьи, которые могут быть использованы в качестве ценного источника информации о составе пород, их физических свойствах и условиях залегания [1, 4, 6, 7].

Кварц в разрезе СГ-3 представлен жильными и пегматитовыми разностями; также он является одним из породообразующих минералов в гнейсах, широко распространенных в разрезе скважины. Практически все породы разреза в какой-то степени метаморфизованы. Степень метаморфизма увеличивается с глубиной от пренит-пумпеллитовой до амфиболитовой фаций.

В данной работе были использованы два образца кварца из керна СГ-3: 3803-2d (глубина 9860.8 м, 1 навеска) и 41305 (глубина 11352.2 м). Образец 38032-d был отобран из кварцевой жилы, а 41305 — из кварцевой составляющей пегматита.

Для сравнения и верификации полученных результатов были использованы четыре образца ПКТ: 1130.24, 1189.71, 1269.89 и 1389.67. Образцы представляют собой концентрат кварца, выделенного из песчаников, и содержат не более 1 % примесей других минералов. Номер образца соответствует глубине отбора исходного фрагмента керна.

Различие между обломочным кварцем из осадочных пород ПКТ, первоначально использовавшихся для реконструкции концентраций гелия в подземных водах, и кварцем из разреза СГ-3 (в основном из жил и пегматитов) в первую очередь объясняет несогласованность полученных результатов. Предыдущие исследования показали, что при ступенчатом нагреве одного из образцов жильного кварца из разреза СГ-3 (обр. 42057; глубина 11.6 км) гелий начинает выделяться при температуре по меньшей мере на 150–200 °C ниже, чем из обломочного кварца ПКТ [2]. Кривые изотермического нагрева образцов из разреза СГ-3 до и после насыщения гелием (которое также связано с прогревом) существенно различаются между собой. В частности, после импрегнации образцов гелием существенно (~ в 1.5–2.5 раза) сокращается доля гелия, выделившаяся в течение первого часа прогрева. Для сравнения, в образцах кварца из ПКТ эта разница составляет в среднем около 15 %, причем «первая порция» импрегнированного гелия может быть в процентном отношении как больше, так и меньше таковой исходного образца. Такое положение вещей позволяет предположить, что на начальном этапе прогрева исходных образцов, будь то экстракция или насыщение, происходит необратимое разру-



шение части ДГО. Поскольку ДГО представлен главным образом флюидными включениями [3, 16], это явление, по всей видимости, связано с декрепитацией части включений при температуре опыта.

### Методика эксперимента

Ввиду сравнительно крупного размера зерен кварца в исходных образцах и уникального характера и, соответственно, дефицита образцов, материал для анализа отбирался вручную. Ручное измельчение фрагментов зерна чередовалось с отбором чистого кварца и просеиванием. Чтобы обеспечить максимальный выход полезного материала, цикл «измельчение — отбор — просеивание» был повторен несколько раз. Для анализа использовалась фракция кварца 0.25–0.63 мм, которая была дополнительно очищена от примесей под бинокулярным микроскопом.

Чтобы выделить составляющую ДГО, стабильную при температуре 300–400 °С, при которой гелий полностью выделяется из образца в течение приемлемого промежутка времени (в пределах недели), были предложены следующие способы:

1) подвергнуть образцы кварца кратковременному предварительному нагреву: в исходных образцах при этом должны разрушиться включения, вскрывающиеся при низких температурах. Однако, учитывая, что параллельно с декрепитацией из образца теряется также «диффузионный» гелий, образцы, насыщенные гелием, следует прогреть аналогичным образом, что-

бы максимально возможно воспроизвести условия дегазации (обеспечить эквивалентные потери гелия путем диффузии);

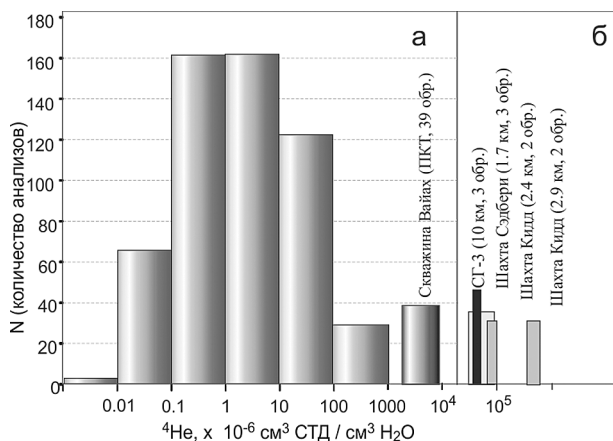
2) выполнить предварительную сортировку образцов с помощью линейного нагрева. Исследование мест нахождения благородных газов (в частности, гелия) в природных минералах [9, 18] показали хорошую информативность метода. При достаточной скорости нагревания этот метод позволяет наблюдать высвобождение гелия из разных мест нахождения и получить приблизительное представление о подвижности гелия в каждой позиции.

Таким образом, основные методики экстракции гелия из образцов в рамках данного исследования — линейный и изотермический (низкотемпературный) нагревы образцов. Дополнительно был выполнен анализ гелия, извлеченного из образцов деструктивными методами (дробление и плавление).

Для изотермического нагрева использовались сравнительно большие навески, около четверти грамма (см. таблицу). Нагрев осуществлялся в тигле из нержавеющей стали при помощи электропечи с терморегулятором «Термодат», позволяющей поддерживать температуру образца с точностью  $\pm 2$  °С. Такая методика предусматривает длительную выдержку образцов при умеренных постоянных температурах (~300–400 °С) без его разрушения, что позволяет использовать одну и ту же навеску для извлечения исходного и внедренного гелия.

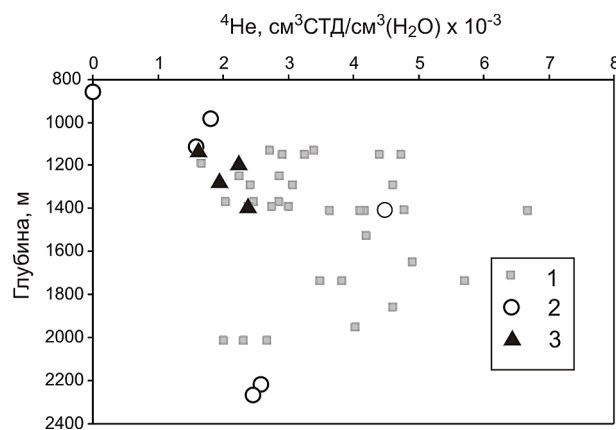
Плавление образцов осуществлялось при помощи высокотемпературной электропечи с двухсторонней откачкой при температуре 1600–1750 °С, которая обеспечивает полное извлечение благородных газов из образца.

Для извлечения газов дроблением образец помещался в стеклянную ампулу вместе с мелющими те-



**Рис. 1.** Концентрации гелия в природных водах: а — распределение концентраций гелия в подземных водах мира, согласно базе данных [15], общее количество образцов — 540 и результаты реконструкции концентраций гелия в подземных водах ПКТ с использованием навесок кварца [5]; б — единичные образцы воды, в которых измерены наиболее высокие концентрации гелия и концентрации, реконструированные в подземных водах разреза СГ-3

**Fig. 1.** Concentrations of helium in natural groundwaters: a — the distribution of helium concentrations in the groundwater of the world, according to the database [15], the total number of samples — 540 and the results of the reconstruction of helium concentrations in the groundwater of PCT using quartz samples [5]; б — single water samples in which the highest record helium concentrations were registered and concentrations reconstructed in the groundwater of the SG-3 section



**Рис. 2.** Концентрации гелия в водах разреза ПКТ: 1 — результаты реконструкции концентраций гелия в подземных водах ПКТ с использованием навесок кварца по оригинальной методике [5]; 2 — результаты прямых измерений [16]; 3 — результаты, полученные с использованием новой модификации методики реконструкции (данные автора)

**Fig. 2.** Concentrations of helium in the waters of the PCT section. 1 — the results of the reconstruction of the concentrations of helium in groundwater PCT using quartz samples according to the original method [5]; 2 — the results of direct measurements; 3 — results obtained using a new modification of the reconstruction technique (this work)



лами (стальными шариками), откачивался, после чего вакуумированная ампула отпаивалась. После этого ампула подвергалась воздействию вибрации в течение 20 мин. Характерный линейный размер частиц после дробления не превышал 0.05 мм.

Процедура нагрева образцов в вакууме с линейным повышением температуры и одновременной регистрацией ионного тока  $^4\text{He}^+$  (линейный нагрев) осуществлялась в динамическом режиме (под откачкой). Навески образцов (около 50 мг) помещали в тигель из нержавеющей стали и нагревали с помощью печи сопротивления с платиновым нагревателем; скорость нагрева контролировалась регулятором «Термодат» с Pt-Pt-Rh-термопарой. В системе напуска гелия использовалась ловушка для угля, охлаждаемая жидким азотом. Максимальная температура опыта — 1100 °С. Регистрация ионного тока  $^4\text{He}^+$  при линейном нагреве осуществлялась на масс-спектрометре МИ-1201 при помощи умножителя.

Содержания и изотопный состав гелия также измерялись на масс-спектрометре МИ-1201. Методика масс-спектрометрического анализа гелия детально описана в статье [13]. Чувствительность по гелию составляла  $5 \times 10^{-5}$  А торр $^{-1}$ . Концентрации  $^4\text{He}$  определялись методом высоты пика с погрешностью  $\pm 5\%$  (1 $\sigma$ ). Количества  $^4\text{He}$  в холостых опытах не превышали  $4 \times 10^{-14}$  моль. Все анализы были выполнены в Геологическом институте КНЦ ФИЦ РАН, г. Апатиты.

Для насыщения образцов был использован специально сконструированный тигель, способный выдерживать давление до 150 атмосфер при температуре до 600 °С. В этот тигель загружались образцы, затем туда подавался гелий из баллона ( $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 10^{-8}$ ) через редуктор, понижающий давление до заданного значения (около 30 атмосфер). Затем тигель нагревался до требуемой температуры (обычно около 300°). Температура и давление гелия в тигле поддерживались на одном уровне в течение всего эксперимента с точностью  $\pm 4$  °С и  $\pm 0.25$  атм. соответственно. Длительность насыщения была подобрана экспериментально и составляла около 1000 часов.

## Результаты и обсуждение

Как было сказано выше, наиболее вероятной причиной хаотичных результатов реконструкции парциального давления гелия в ДГО образцов является нестабильность части флюидных включений, которые, как было показано предыдущими исследованиями, составляют подавляющую часть ДГО [2, 16]. Чтобы исключить эту нестабильную часть, было предложено не рассматривать долю гелия, выделившуюся в течение фиксированного интервала времени (один час) в начале изотермического прогрева (общая продолжительность каждого эксперимента составляет 100—150 часов).

Такая процедура была применена к двум образцам керна СГ-3: 38032d (глубина 9860.8 м, 1 навеска) и 41305 (глубина 11352.2 м, 2 навески). Реконструированные значения  $P_{\text{He}}$  в образцах составили 1.58 атм. для образца 38032d и 1.17; 1.44 для двух навесок образца 41305. Ранее, при механическом применении предыдущей версии метода к этим образцам с использованием деструктивных методов извлече-

ния гелия (дробление и плавление), для этих образцов были получены значения 2.59; 2.64 и 3.38; 11.20 атм. соответственно (см. таблицу). Вторая пара значений наглядно иллюстрирует несостоятельность исходной версии метода применительно к образцам разреза СГ-3.

Таким образом, предложенный методологический прием позволил получить весьма близкие значения парциальных давлений гелия в ДГО образцов, свидетельствующие об удовлетворительной воспроизводимости экспериментов. Для сравнения, среднее значение давления гелия в ДГО образцов кварца из осадочных пород ПКТ в интервале глубин 1130—2012 м составило 0.49 атм.

Чтобы вычислить равновесную концентрацию гелия в воде, необходимо знать температуру и соленость воды, а также растворимость гелия при данных условиях. Температура в стволе скважины составляет в данном интервале глубин примерно 200 °С. Вопрос о солёности пока остается открытым; прямые измерения на таких глубинах невозможны, обсуждение косвенной оценки выходит за рамки данной работы. Более или менее современных данных о растворимости гелия в воде при 200 °С найти не удалось. Наиболее релевантные данные были опубликованы в монографии [10] со ссылкой на другие источники. Согласно этим данным, растворимость гелия в пресной воде при  $T \sim 200$  °С составляет  $3.1 \times 10^{-2}$  [см $^3$  СТД / г( $\text{H}_2\text{O}$ ) атм.]. При повышении солёности до 1 г-экв ( $\text{NaCl}$ )/л ( $\sim 58$  г/л) при температуре 160 °С растворимость гелия убывает на 25 %. Оценка концентрации гелия в подземных водах была выполнена с использованием данных о растворимости гелия в пресной воде при  $T \sim 200$  °С. Из вышесказанного следует, что это максимально возможная концентрация гелия в воде, равновесная с давлением, полученным для ассоциированной газовой фазы. Эти данные наряду с концентрациями гелия в природных водах, измеренными по всему миру [15], реконструированными значениями подземных вод в ПКТ [3] и несколькими рекордными значениями представлены на рисунке 1. Можно видеть, что полученные значения близки к рекордным измеренным значениям концентраций гелия, однако не превышают их.

Предложенная методика основывалась на следующих допущениях: 1) нестабильная часть ДГО представлена вторичными газово-жидкими включениями, которые полностью разрушаются при рабочей температуре изотермического нагрева (350 °С) в течение часа; 2) длительный прогрев, которому образец неизбежно подвергается как в ходе насыщения образцов гелием, так и при его экстракции, существенно не влияет ни на скорость диффузии гелия из образца, ни на объем оставшейся «стабильной» части ДГО.

Поскольку ни одно из допущений не поддается прямой экспериментальной проверке, методика была также опробована на образцах обломочного кварца из ПКТ. Для этих образцов есть данные реконструкции концентраций гелия по оригинальной методике, а также данные прямых измерений концентраций гелия в воде [14]. Эти данные представлены на рисунке 2 и в таблице; можно видеть, что они не сильно отличаются от полученных ранее. Фактически среднее расхождение концентраций гелия, полученных в со-

**Сопоставление результатов реконструкции давления гелия в ДГО кварца при помощи оригинальной методики [3—5]  
и ее модифицированной версии, представленной в настоящей работе**

**Comparison of the results of reconstruction of the pressure of helium in the apparent helium-accessible volume of quartz samples using the original technique [3—5]  
and its modified version presented in this paper**

Образец Sample	Объект Object	Описание образца Description	Глубина, м Depth, m	$^4\text{He}_{\text{ИСХ}}$ $\times 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$	$(^4\text{He}_{(1-\text{й час})}/^4\text{He}_{\Sigma})_{\text{ИСХ}}$	$^3\text{He}/^4\text{He}$ $\times 10^{-8}$	$^4\text{He}_{\text{НАС}}$ $\times 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$	$(^4\text{He}_{(1-\text{й час})}/^4\text{He}_{\Sigma})_{\text{ИСХ}}$	$P_{\text{He}}$ (ориг) [атм]	$P_{\text{He}}$ (нов), [атм]
38032d	СГ-3	Qz-жила в Ti-Amf-Pf сланце Qz-ein in Ti-Amf-Pf shale	9860.8	121.1	0.76	5.4	823	0.46	3.61 2.59 <sub>ДР</sub> ; 2.64 <sub>ПЛ</sub>	1.58
41305	СГ-3	Пегматит преимущественно Qz-состава) Pegmatite of Qz-composition	11352.2	28.2	0.65	2.9	296.2 238.1	0.26 0.24	2.50 3.16 3.38 <sub>ДР</sub> ; 1.20 <sub>ПЛ</sub>	1.17 1.44
1130.24	ПКТ	Qz-зерна в песчанике Qz-grain in sandstone	1130.24	56.3	0.45	10.0	5556	0.53	0.19	0.22
1189.71	ПКТ	Qz-зерна в песчанике Qz-grain in sandstone	1189.71	109	0.25	10.0	10130	0.40	0.23	0.30
1269.89	ПКТ	Qz-зерна в песчанике Qz-grain in sandstone	1269.89	77.4	0.36	9.5	6603	0.46	0.22	0.26
1389.67	ПКТ	Qz-зерна в песчанике Qz-grain in sandstone	1389.67	106.8	0.40	9.2	5817	0.36	0.34	0.32

*Примечание:* значения без индексов относятся к опытам изотермического отжига; индексы ДР и ПЛ — к дроблению и плавлению соответственно.

*Note:* values without indices relate to the isothermal heating runs. ДР and ПЛ indices relate to crushing and fusion respectively.

ответствии со старой и новой версиями методики, составило 20 %.

Разумно предположить, что все флюидонасыщенные включения разрушаются в течение первого часа прогрева, но могут быть и другие процессы, влияющие, возможно в решающей степени, на результаты реконструкции. Например, наряду с разрушением ДГО может произойти его увеличение из-за утечки жидкости, содержащейся во флюидных включениях без разрушения последних и, соответственно, увеличения доли объема газовой фазы (относительно жидкой фазы). Поскольку объем жидкости входит в объем ДГО с коэффициентом  $H$  (константа Генри, или растворимость гелия в жидкости), которая составляет около 0.01 в пресной воде, а в рассолах — около 0.001, такая утечка может критически повлиять на измеренный объем ДГО. Кроме того, длительная выдержка образцов при температуре 350 °С (рабочая температура экспериментов по изотермическому нагреву) может повлиять на их проницаемость для гелия. Поэтому необходим некоторый эмпирический критерий достоверности восстановления значений  $P_{He}$  в ДГО образцов.

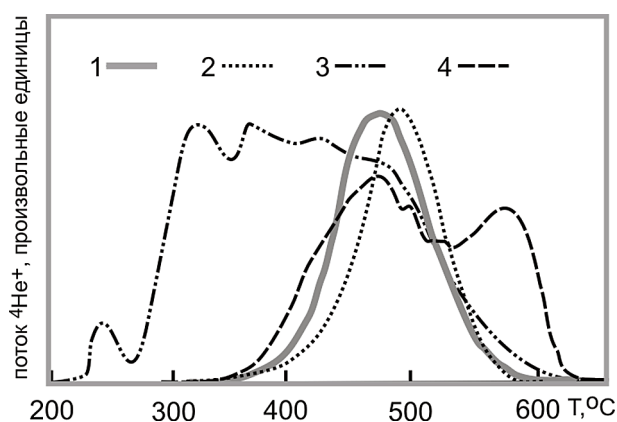
Самый простой способ достичь определенной уверенности в правильности результатов состоит в том, чтобы реконструировать парциальное давление гелия в нескольких образцах кварца с близких глубин или даже нескольких навесках одного и того же образца. Относительный объем включений, с учетом той его доли, в которой ДГО может подвергаться необратимым изменениям, является индивидуальным параметром не только для разных образцов, но и для разных навесок, следовательно, он также является основным источником возможной ошибки. Поэтому совпадение  $P_{He}$  для нескольких опытов будет свидетельствовать о правильности результатов.

Было бы еще надежнее сравнить результаты реконструкций  $P_{He}$  в различных минералах, поскольку в отличие от разреза ПКТ другие геологические объекты (включая СГ-3) могут содержать их в достаточных количествах.

Пригодность минерала для восстановления концентраций гелия в окружающих подземных водах определяется по ряду критериев [16]. Чтобы доказать, что кварц ПКТ соответствует этим критериям, потребовалось немало усилий. Наличие внедренного гелия в кварце песчаников ПКТ было установлено более или менее случайно [17] и обусловило разработку метода реконструкции концентрации гелия в подземных водах (а не наоборот). Если речь идет о выборе подходящего минерала из многих, основным критерием такого выбора, по-видимому, является чрезвычайно плохая сохранность захваченного гелия в выбранном минерале.

Выбор подходящего минерала может быть основан на расчете ионной пористости данного минерала [11] или просто на общих соображениях, однако из предыдущего опыта очевидно, что даже один и тот же минерал может реагировать на длительный прогрев по-разному. Поэтому образцы минеральных концентратов для исследования должны быть каким-то образом предварительно разбракованы. Вероятно, наиболее подходящим для этого является метод линейного нагрева (см. раздел «Методика эксперимента»).

До настоящего времени такие эксперименты были проведены только для нескольких образцов кварца из разреза СГ-3 (рис. 3). Сравнение этих кривых между собой, а также с аналогичной кривой, полученной для навески обломочного кварца из песчаника ПКТ (кривая 1 на рис. 3) позволяет выбрать потенциально подходящие образцы (кривая 2) хотя бы по принципу наибольшего соответствия. Также методика позволяет диагностировать наличие декрепитирующих (вторичных) газово-жидких включений (кривая 3) или мест нахождения гелия, не связанных с кристаллической структурой кварца (предположительно востков другого минерала — кривая 4). Таким образом, линейный нагрев представляется перспективным методом предварительной разбраковки образцов.



**Рис. 3.** Кривые высвобождения гелия при линейном нагреве образцов кварца: 1 — образец 1269.89, ПКТ; 2—4 — образцы кварца из разреза СГ-3: 2 — обр. 38032-д (глуб. 9860 м, жильный кварц), 3 — обр. 42057 (гл. 11614 м, выделен из гнейса), 4 — обр. 23341 (глуб. 7200 м, жильный кварц)

**Fig. 3.** Helium release curves for linear heating of quartz samples. 1 — sample 1269.89, PCT; 2—4 — samples from the SD-3 section: 2 — sample 38032-d (depth 9860 m, quartz vein), 3 — sample 42057 (depth 11614 m, quartz from gneiss), 4 — sample 23341 (depth 7200 m, quartz vein)

## Закключение

Метод реконструкции концентраций гелия в глубинных подземных водах, основанный на равновесии концентраций в системе «минерал — вода», был модифицирован применительно к минералам из керна разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3). Чтобы выделить составляющую ДГО, стабильную при температуре опытов, было предложено подвергать образцы кратковременному предварительному прогреву, при котором должны разрушиться включения, вскрывающиеся при низких температурах.

Разработанная процедура была применена к трем навескам двух образцов. Реконструированные значения  $P_{He}$  в образцах составляли 1.58 и 1.17, 1.44 атм. для образцов 38032д и 41305 соответственно — это весьма близкие значения, свидетельствующие о хорошей воспроизводимости результатов экспериментов. Оценка концентрации гелия в подземных водах показала, что полученные значения близки к рекордным





значениям концентраций гелия, измеренным в природных водах.

На образцах кварца из керна СГ-3 была также протестирована методика предварительной сортировки образцов при помощи регистрации кривых выхода гелия в ходе линейного нагрева образца. Показано, что таким образом можно выбрать потенциально подходящие образцы, диагностировать наличие декрепитирующих газово-жидких включений и мест нахождения гелия, не связанных с кристаллической структурой кварца.

*Работа выполнена в рамках Госзадания ГИ КНЦ РАН (тема № 0226-2019-0052) при поддержке гранта РФФИ «Ресурсы Арктики», проект №18-05-70004.*

## Литература

1. Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1991. 185 с.
2. Ганнибал М. А. Происхождение и миграция благородных газов в системе «вода — порода»: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ, 2012. 114 с.
3. Ганнибал М. А. Равновесное распределение гелия в системе «вода — порода»: новые возможности датирования древних подземных вод // Геохимия. 2012. № 1. С. 1—12.
4. Икорский С. В., Каменский И. Л., Смирнов Ю. П. Изотопы гелия в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 1.
5. Каменский И. Л., Толстухин И. Н., Шарков И. В., Пушкарев Ю. Д. Первые результаты измерения изотопного состава гелия на однокаскадном масс-спектрометре МИ-1201 // Геохимия. 1984. № 3. С. 439—443.
6. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М.: Недра, 1984. 490 с.
7. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования // М.: МФ «Технонефтегаз», 1998. 260 с.
8. Савченко В. П. К вопросу о геохимии гелия // Природные газы. 1935. № 9. С. 53—108.
9. Толстухин И. Н., Скиба В. И., Севостьянов А. Ю., Каменский И. Л., Ветрин В. Р. Места нахождения и происхождение благородных газов в минералах (на примере ильменита из щелочных гранитов Кольского полуострова) // Геохимия. 2014. № 12. С. 1099—1107.
10. Якуцени В. П. Геология гелия. Л.: Недра, 1968. 232 с.
11. Dowty E. Crystal-chemical factors affecting the mobility of ions in minerals // American mineralogist. 1980. V. 65. P. 174—182.
12. Kamensky I. L., Tokarev I. V., and Tolstikhin I. N.  $3\text{H}$ - $3\text{He}$  dating: A case for mixing of young and old groundwaters // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V.55, P. 2895—2899
13. Lehmann B., Waber N., Tolstikhin I., Kamensky I., Gannibal M., Kalashnikov E., and Pevzner B. Helium in solubility equilibrium with quartz and porefluids in rocks: A new approach in hydrology // Geophys. Res. Lett. 2003a. V. 30. N. 3. P.1128(1—3).
14. Pearson F. J., Balderer W., Loosli H. H., Lehmann B. E., Matter A., Peters T., Schmassmann H., Gautschi A. Applied isotope hydrogeology - A case study in Northern Switzerland. Amsterdam, Elsevier Science Publisher. 1991. 439 p.
15. Polyak, B. G., Prasolov E. M., Tolstikhin I. N., Yakovlev L. E., Ioffe A. I., Kikvadze O. E., Vereina O. B., Vetrina M. A.

NobleGasIsotopeDataBase — Url: <http://data.deepcarbon.net/ckan/dataset/523f4bf3-5de4-4c30-9c62-34af0dc62f70>

16. Tolstikhin I. N., Gannibal M., Tarakanov S., Pevzner B., Lehmann B. E., Ihly B., Waber H. N. Helium transfer from water into quartz crystals: A new approach for porewater dating. // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 238. P. 31—41.
17. Tolstikhin I. N., Lehmann B. E., Loosli H. H., Gautschi A. Helium and argon isotopes in rocks, minerals and related groundwaters: A case study in Northern Switzerland. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60, P. 1497—1514.
18. Tolstikhin I. N., Verchovsky A. B., Kamensky I. L., Skiba V. I., Gannibal M. A., Vetrin V. R. Amphibole: a major carrier of helium isotopes in crustal rocks // Chem. Geol. 2016. 444. 187—198.

## References

1. *Arkheyskiy kompleks v razreze SG-3* (Archean complex in SG-3 section). Apatity: KSC RAS, 1991, 185 p.
2. Gannibal M. A. *Proiskhozhdeniye i yemigratsiya blagorodnykh gazov v sisteme voda — poroda* (Origin and emigration of noble gases in water-rocks system). PhD dissertation. GEOKHI, Moskva, 2012, 114 p.
3. Gannibal M. A. *Ravnovesnoye raspredeleniye geliya v sisteme voda — poroda: novyye vozmozhnosti datirovaniya drevnykh podzemnykh vod* (Equilibrium distribution of helium in water-rocks system: new horizons for dating of old subwaters). *Geokhimiya*, 2012, No. 1, pp.1—12
4. Ikorskiy S. V., Kamenskiy I. L., Smirnov YU. P. *Izotopy geliya v razreze Kolskoy sverkhglubokoy skvazhiny* (Helium isotopes in section of Kola super deep borehole). *Doklady Earth Sciences*, 1994, V. 335, No. 1.
5. Kamenskiy I. L., Tolstikhin I. N., Sharkov I. V., Pushkarev YU. D. *Pervyye rezultaty izmereniya izotopnogo sostava geliya na odnokaskadnom mass-spektrometre MI-1201* (First results of isotope composition study by monocascade mass-spectrometer MI—1201). *Geokhimiya*, 1984, No.3, pp.439—443.
6. *Kolskaya sverkhglubokaya. Issledovaniye glubinnogo stroeniya kontinentalnoy kory s pomoshchyu bureniya Kolskoy sverkhglubokoy skvazhiny* (Kola superdeep borehole. Researches of structure of continental crust with the help of Kola superdeep borehole). Moscow: Nedra, 1984, 490 p.
7. *Kolskaya sverkhglubokaya. Nauchnyye rezultaty i opyt issledovaniya* (Kola superdeep borehole. Science results and research experience). Moscow: Tekhnoneftegaz, 1998, 260 p.
8. Savchenko V. P. *K voprosu o geokhimii geliya* (Helium geochemistry). *Prirodnyye gazy*, 1935, No. 9, pp. 53—108.
9. Tolstikhin I. N., Skiba V. I., Sevostyanov A. Yu., Kamenskiy I. L., Vetrin V. R. *Mesta nakhozhdeniya i proiskhozhdeniye blagorodnykh gazov v mineralakh (na primere ilmenita iz shchelochnykh granitov Kolskogo poluostrova)* (Location and origin of noble gases in minerals (example of ilmenite from alkaline granites of Kola peninsula)). *Geokhimiya*, 2014, No. 12, pp.1099—1107.
10. Yakutseni V. P. *Geologiya geliya* (Helium geology). Leningrad: Nedra, 1968, 232 p.
11. Dowty E. Crystal-chemical factors affecting the mobility of ions in minerals. *American mineralogist*, 1980, V. 65, pp. 174—182
12. Kamensky I. L., Tokarev I. V., and Tolstikhin I. N.  $3\text{H}$ - $3\text{He}$  dating: A case for mixing of young and old groundwaters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, V. 55, pp. 2895—2899
13. Lehmann B., Waber N., Tolstikhin I., Kamensky I., Gannibal M., Kalashnikov E., and Pevzner B. Helium in solu-



bility equilibrium with quartz and porefluids in rocks: A new approach in hydrology. *Geophys. Res. Lett.* 2003a, V. 30, No.3, pp.1128(1—3).

14. Pearson F. J., Balderer W., Loosli H. H., Lehmann B. E., Matter A., Peters T., Schmassmann H., Gautschi A. *Applied isotope hydrogeology- A case study in Northern Switzerland.* Amsterdam, Elsevier Science Publisher, 1991, 439 p.

15. Polyak, B. G., Prasolov E. M., Tolstikhin I. N., Yakovlev L. E., Ioffe A. I., Kikvadze O. E., Vereina O. B., Vetrina M. A. Noble Gas Isotope Data Base — Url: <http://data.deepcarbon.net/ckan/dataset/523f4bf3-5de4-4c30-9c62-34af0dc62f70>

16. Tolstikhin I. N., Gannibal M., Tarakanov S., Pevzner B., Lehmann B. E., Ihly B., Waber H. N. Helium transfer from

water into quartz crystals: A new approach for porewater dating. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2005, V. 238, pp.31—41.

17. Tolstikhin I. N., Lehmann B. E., Loosli H. H., Gautschi A. Helium and argon isotopes in rocks, minerals and related groundwaters: A case study in Northern Switzerland. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1996, V.60, pp.1497—1514.

18. Tolstikhin I. N., Verchovsky A. B., Kamensky I. L., Skiba V. I., Gannibal M. A., Vetrin V. R. Amphibole: a major carrier of helium isotopes in crustal rocks. *Chem. Geol.*, 2016, 444, pp. 187—198.

Поступила в редакцию / Received 16.04.2019



## ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛОГИИ ПРИ ПЕРЕРАБОТКЕ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Б. И. Пирогов, Е. Г. Ожогина

Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского, Москва  
vims-ozhogina@mail.ru

Показана возможность использования принципов, определяющих механизм образования технологических свойств минералов и руд в целом в единой геолого-техногенной среде. Системный подход к минералогическим исследованиям, осуществляемым комплексом физических методов, анализ информации об особенностях состава и строения руд и горных пород с учетом технологических данных позволяют корректно оценивать обогатимость твердых полезных ископаемых.

**Ключевые слова:** технологическая минералогия, технологические свойства минералов, геолого-техногенная система, онтогенез, неоднородность минерала.

## PRINCIPLES AND METHODS OF TECHNOLOGICAL MINERALOGY IN PROCESSING OF SOLID MINERAL RESOURCES

B. I. Pirogov, E. G. Ozhogina

All-Russian Scientific Research Institute of Mineral Raw named after N. M. Fedorovsky, Moscow

We presented possible application of principles generally determining the mechanism of formation of technological properties of minerals and ores in a common geological-technogenic environment. The systematic approach to mineralogical studies by a set of physical methods and the data analysis on special features of composition and structure of the ores and rocks, taking into account technological data, allowed correctly evaluating enrichment of solid minerals.

**Keywords:** technological mineralogy, technological properties of minerals, geological-technogenic system, ontogenesis, heterogeneity of mineral.

### Введение

Определяя позиции технологической минералогии в обогащении, В. И. Ревнивцев подчеркивал, что «в повышении эффективности технологии переработки минерального сырья особая роль принадлежит технологической минералогии. Она составляет фундамент, без которого на современном уровне невозможен целенаправленный научный поиск как принципиально новых путей развития, так и совершенствования технологии переработки минерального сырья» [8, с. 4]. Минералог и технолог для конкретного объекта должны использовать всю минералого-технологическую информацию в связи с разработкой рациональной (оптимальной) технологии переработки, включающей (по В. И. Ревнивцеву): рудоподготовку, обогащение, химическое извлечение, окускование и другие подготовительные процессы, использование отходов (в последнее время вся эта совокупность операций обобщается термином «геометаллургия»), а также последующую химико-металлургическую переработку. «Минералог из советчика должен превратиться в активного исследователя, который первым вступает в разработку рациональной технологии с учетом всего комплекса особенностей объекта по данным технологической минералогии» [8, с. 12].

### Методы и подходы

Минералогическое изучение руд и горных пород, позволяющее получить достоверную информацию о составе, особенностях морфологии, конституции индивидов и агрегатов минералов, сростаний их друг с другом, их гранулярном составе, физических свойствах, проводится комплексом минералого-аналитических методов [3–6, 13, 14]. Комплекс методов анализа определяется индивидуально для конкретного вида сырья. Полнота изучения руд и горных пород всегда зависит от решаемых задач. Арсенал методов минералогического анализа достаточно широк (оптическая и электронная микроскопия, люминесцентный, рентгенографический, рентгенотомографический, микрорентгеноспектральный, термический, ИК-спектрометрический и пр.), а их разумное сочетание позволяет практически всегда получить достоверную, сопоставимую, имеющую юридическую силу информацию об объекте исследования. Это в конечном счете дает возможность глубже проникнуть в природу технологических свойств, определить степень их контрастности при сепарации, возможности управления процессами обогащения, предложить методы селективного выделения минералов с использованием новых систем рудоподготовки и обогащения

**Для цитирования:** Пирогов Б. И., Ожогина Е. Г. Принципы и методы технологической минералогии при переработке твердых полезных ископаемых // Вестник геонаук. 2020. 2(302). С. 11–14. DOI: 10.19110/geov.2020.2.2.

**For citation:** Pirogov B. I., Ozhogina E. G. Principles and methods of technological mineralogy in processing of solid mineral resources Vestnik of Geosciences. 2020. 2(302). Pp. 11–14. DOI: 10.19110/geov.2020.2.2.

руд. Системный подход к минералогическим исследованиям, анализ полученной информации о тонких особенностях конституции минералов, онтогении и их типоморфных признаках и свойствах, минеральных ассоциациях и закономерностях изменчивости минералов с учетом технологических данных позволяют корректно оценивать обогатимость твердых полезных ископаемых.

Например, выявление формы нахождения фосфора в окисленных марганцевых рудах Порожинского месторождения, определение характера распределения в них апатита комплексом методов минералогического анализа позволили прогнозировать обогатимость руд, учитывая их фосфористость. Установлено, что апатит встречается в виде тонкой вкрапленности размером менее 10 мкм (рис. 1), а также образует многочисленные агрегаты, центральная часть которых сформирована апатитом, а периферия — опалом (рис. 2).

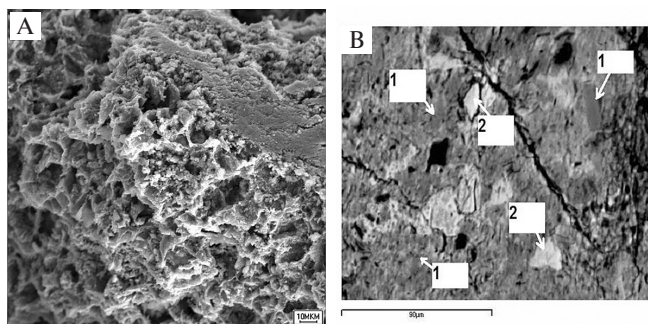


Рис. 1. А — рудный агрегат существенно псиломеланового состава. РЭМ; В — тонкая вкрапленность апатита (1) в рудном агрегате (2). Изображение в обратнорассеянных электронах

Fig. 1. А — Ore aggregate of generally psilomelane composition. SEM. В — Thin impregnation of apatite (1) in ore aggregate (2). Image in backscattered electrons

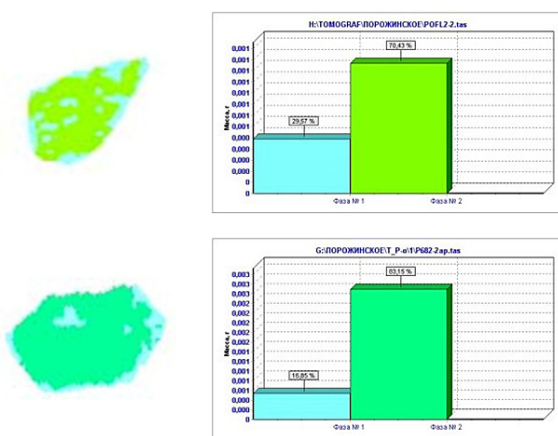


Рис. 2. Опал-апатитовые агрегаты (голубое — опал, зеленое — апатит): томограммы, обработка по программе TomAnalysis и гистограммы процентного соотношения фаз

Fig. 2. Opal-apatite aggregates (blue — opal, green — apatite): tomograms, TomAnalysis processing and histograms of the percentage phase ratio

## Современные принципы технологической минералогии

В современном понимании технологическая минералогия с учетом геологических данных объединяет минералогические и технологические исследования, связанные с изучением вещественного состава, текстурно-структурных признаков твердых полезных ископаемых, технологических свойств минералов на макро-, микро- и наноуровнях в эволюции единой геолого-техногенной системы и направленные на комплексное использование минерального сырья, разработку рациональных и экологически чистых технологий. Говоря о генетической природе технологических свойств минералов и руд с позиций технологической минералогии, следует подчеркнуть, что они формируются в единой геолого-техногенной системе круговорота минеральных веществ в природе и технологии их переработки в различных энергетических полях (гравитационных, магнитных, электрических и др.). Единая геолого-техногенная система охватывает физическое, вещественное и энергетическое пространства, в которых минерал развивается во взаимосвязи со средой (природной и технологической), эволюционируя под действием внешних и внутренних факторов. Причем изменения основных характеристик минералов (морфологии и анатомии индивидов, гранулометрии индивидов и агрегатов; состава, кристаллической структуры минералов; типов их сростаний и, как следствие, технологических свойств) происходят в системе «минерал — среда» и обусловлены тремя видами взаимосвязей: энергетической (обмен энергией при структурных преобразованиях индивида), вещественной (поступление вещества из среды в индивид, обеспечивающее его рост, или, наоборот, разрушение индивида и удаление вещества из минерала в среду) и информационной (передача особенностей структурной организации вещества и энергии от среды к минералу и обратно). Развивая идеи Н. П. Юшкина [12] о взаимосвязи между минералом и средой в природе, следует считать их применимыми и к технологическим системам. Опираясь на данные об эволюции изменчивости минерального состава, текстур, структур и свойств, в том числе технологических, руд месторождений различных генетических типов (принцип наследования структурных, вещественных и морфологических признаков минералов, законы минералогии: информационные, резонанса, инерции и др. [9, 11]) взаимосвязи и — во многом — подобие процессов их образования (преобразования) в природе и технологии, а также данные технологических экспериментов, мы формируем наши представления о технологических свойствах минералов и руд в целом.

Различные технологические свойства минералов являются функцией их конституции и генезиса. Поэтому «жизнь» минералов, начатая в геологических процессах, характеризуется локализацией информации, потенциально сохраняющейся на разных уровнях «памяти» индивидов (морфологическом, структурном, изотопном, молекулярном, магнитном и т. п.) и отражающейся в текстурно-структурных особенностях руд, продолжается в технологических аппаратах, определяя их двойственную природу [2]. Необходимо подчеркнуть, что каждая группа технологических свойств минералов связана в идеале с





ведущими (определенными) кристаллохимическими параметрами. Однако кристаллохимической информации о поведении минералов в обогащении руд недостаточно без знаний генетической природы их технологических свойств [11].

При оценке руд необходимо акцентировать внимание на их текстурно-структурных характеристиках. Именно в них «замораживаются» все элементы заключительного этапа минералообразования, дающие представления об основных минеральных ассоциациях, о кристалломорфологии, гранулометрии, составе и кристаллической структуре, свойствах, анатомии индивидов (зерен), сростаниях и границах контактирующих в них минералах. Минералог в ретроспективном плане должен (умозрительно) восстановить природу формирования сростаний на различных этапах минералогенеза, что позволит совместно с технологом создать схему переработки руды, определив последовательность и стadiйность технологических процессов и операций. При этом для сосуществующих минералов различных ассоциаций очень важно выявить прежде всего природу их относительного возраста и проследить эволюцию основных закономерностей изменчивости кристалломорфологии, конституции, свойств индивидов (зерен) сростаний минералов в гранулометрическом спектре. Именно выявление и объяснение эволюционной природы структур — первичных и вторичных — является важным шагом для понимания через сростания рудных и нерудных минералов происхождения руд и оценки их минералого-технологических особенностей [11].

Исследование индивидов минералов (кристаллов, зерен, техногенных частиц, в том числе обломочных малых частиц) опирается на фундаментальные эволюционные закономерности процессов минералогенеза и техногенеза [11]. Использование онтогенетического метода Д. П. Григорьева [10] для познания генетической природы свойств минералов, представлений Н. В. Петровской [1, 8, 11, 12] о неоднородности как фундаментальном свойстве минералов различного генезиса позволяют выявить особенности онтогении и неоднородности минералов в единой системе на трех основных уровнях оценки обогатимости руд различных генетических типов [11], которые отражают взаимосвязи процессов минералогенеза минеральных ассоциаций руд в природе и их преобразования при переработке в техногенезе. Уровень I — текстурный (макроуровень) — отражает грубую неоднородность; уровень II — структурный (микроуровень) — характеризует изменчивость неоднородности сростаний минералов в различных ассоциациях; уровень III — микро- и наноуровень индивидов (микроагрегатов) минералов — фиксируя их тонкую и ультратонкую неоднородности, определяет сложность фазового и элементного состава (в том числе псевдоморфоз и другие сложные формы замещения и преобразования минерального вещества, сопровождающиеся выносом и привносом компонентов). Причем каждый уровень неоднородности руд при техногенезе отражает изменчивость их определенных минералого-технологических характеристик в различных узлах технологической схемы. Поэтому здесь важен онтогенетический метод изучения руд, так как концептуальная модель онтогенетического прогнозирования исходит из главной

идеи онтогении — идеи направленного развития минеральных индивидов. Смысл применения онтогенетической информации при технологических изысканиях обусловлен выбором оптимальных условий раскрытия зерен полезного минерала (размер, форма, характер сростаний, особенности границ) и оптимизацией технологического процесса с учетом неоднородностей состава и свойств мономинеральных зерен, определяемых анализом анатомии индивидов.

Имея онтогенетическую характеристику руд, можно выделить в них принципиально разные по обогатимости типы, предусмотреть ступенчатую систему измельчения с использованием различных технологий обогащения на различных стадиях [10]. Как показывает опыт Всероссийского научно-исследовательского института минерального сырья им. Н. М. Федоровского по прогнозной оценке обогатимости руд железа, марганца, редких металлов, неметаллических полезных ископаемых, использование принципов и методов технологической минералогии позволяет получить надежные результаты. Для каждого генетического типа руд исходная информация о минералого-технологических неоднородностях индивидов сосуществующих рудных и нерудных минералов потенциально накапливается и сохраняется в виде разнообразных морфо-структурных характеристик и свойств на макро-, микро- и наноуровнях, а затем по-разному преобразуется на конкретных стадиях технологической схемы их переработки. Задача минералоба — опираясь прежде всего на минералогические методы, выявить и оценить особенности минералого-технологической неоднородности с учетом технологических экспериментов и совместно с технологом максимально учесть их при разработке схемы обогащения руд.

**Подводя итоги,** следует отметить, что при минералогическом изучении руд, горных пород и продуктов их обогащения появляется возможность получить прямую информацию о генезисе технологической «жизни» минералов (технологической онтогении) по данным изменчивости первичной морфологии и особенностям кристаллохимии минералов в гранулометрическом спектре дробленно-измельченной руды (или горной породы). Однако надо иметь в виду, что длительность природных процессов, которые формируют технологические свойства минералов, до установления термодинамического равновесия исчисляется тысячелетиями. Быстро же текущие технологические процессы, обусловленные производительностью аппаратов, интенсивно разрушая естественную информационную структуру минерала, медленнее передают ее новым продуктам процессов в более или менее сохранившемся виде. Согласно принципу наследования структурных, вещественных и морфологических признаков минералов, их технологические свойства (плотностные, магнитные, полупроводниковые, люминесцентные, флотационные и др.) потенциально проявляются в различных эволюционных рядах минералов (ассоциаций), отражающих непрерывное направленное развитие процессов минералогенеза (результат взаимодействия в различных энергетических полях минералов со средой). Этот принцип является одним из самых важных при оценке обогатимости твердых полезных ископаемых, создании эффективных технологий их переработки. Достоверную



информацию о технологических свойствах минералов и руд в целом, формирующихся в единой геолого-технологической системе, сегодня можно получить, используя комплекс метрологически оцененных методов минералогического анализа.

## Литература

1. Быстров И. Г., Пирогов Б. И., Якушина О. А. Морфоструктурные и конституционные особенности титаномagnetита железных руд Пудожгорского месторождения // Геология рудных месторождений. 2015. № 6. С. 546—572.
2. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. М., 1975. 340 с.
3. Котова О. Б., Ожогина Е. Г. Комплексная оценка горнопромышленных отходов с позиций технологической минералогии // Проблемы и перспективы эффективной переработки минерального сырья в 21 веке (Плаксинские чтения — 2019): Материалы международного совещания. Иркутск, 2019. С. 27—30.
4. Котова О. Б., Ожогина Е. Г. Минералогическо-технологические методы оценки труднообогатимых полезных ископаемых // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVII Геологического съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2019. С. 319—322.
5. Ожогина Е. Г. Современные проблемы и перспективы развития технологической минералогии // Разведка и охрана недр. 2018. № 10. С. 3—6.
6. Ожогина Е. Г., Пирогов Б. И., Горбатова Е. А. Минералогическо-технологическая оценка труднообогатимого рудного сырья (на примере железных руд и отходов обогащения) // Горный журнал. 2019. № 4. С. 59—64.
7. Петровская Н. В. Неоднородность минералов — один из важнейших вопросов современной минералогии // Неоднородность минералов и рост кристаллов: Материалы XI съезда ММА // М.: Наука, 1980. С. 3—10.
8. Пирогов Б. И. Системное минералогическо-технологическое исследование руд в связи с их обогащением // Разведка и охрана недр. 2019. № 2. С. 41—43.
9. Пирогов Б. И., Поротов Г. С., Холошин И. В., Тарасенко В. Н. Технологическая минералогия железных руд. Л.: Наука, 1988. 304 с.
10. Ревнивцев В. И. Роль технологической минералогии в обогащении полезных ископаемых // ЗВМО. 1982. Вып. 4. С. 4—20.
11. Ревнивцев В. И., Доливо-Добровольская Г. И., Владимиров П. С. Технологическая минералогия обломочных малых частиц. СПб.: Наука, 1992. 248 с.
12. Юшкин Н. П. Практическое значение онтогенеза минералов // ЗВМО. 1980. Вып. 4. С. 385—395.
13. Kotova O., Ozhogina E. Applied mineralogy of mining industrial wastes. In: Glagolev S. (Ed.): ICAM 2019, SPEES, pp. 103—106 (doi: 10.1007/978-3-030-22974-0\_23).
14. Ozhogina E. G., Kotova, O. B. New methods of mineral processing and technology for the progress of sustainability in complex ore treatment // IMPC 2018 — 29th International Mineral Processing Congress. 2019. Moscow. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum (2-s2.0-85059406017) P. 32—40.
15. leznych rud Pudozhgorskogo mestorozhdeniya (Morphostructural and constitutional features of titanomagnetite of iron ores of the Pudozhgorsk deposit). *Geology of ore deposits*. 2015, No. 6, pp. 546—572.
16. Grigoriev D. P., Zhabin A. G. *Ontogeniya mineralov* (Ontogeny of minerals). Moscow, 1975, 340 p.
17. Kotova O. B., Ozhogina E. G. *Kompleksnaya otsenka gornopromyshlennykh otkhodov s pozitsii tekhnologicheskoi mineralogii* (Comprehensive assessment of mining wastes from the standpoint of technological mineralogy). Plaksin Readings — 2019: Proceedings of conference. Irkutsk, 2019, pp. 27—30.
18. Kotova O. B., Ozhogina E. G. *Mineralogo-tehnologicheskie metody otsenki trudnoobogatimyykh poleznykh iskopaemykh* (Mineralogical and technological methods for evaluating refractory minerals). *Geology and Mineral Resources of the European North-East of Russia: Proceedings of the 17th Geological Congress of Komi Republic*. V.3, Syktvykar: IG Komi SC UB RAS, 2019, pp. 319—322.
19. Ozhogina E. G. *Sovremennyye problemy i perspektivy razvitiya tekhnologicheskoi mineralogii* (Current problems and prospects for the development of technological mineralogy). *Exploration and protection of mineral resources*, 2018, No. 10, pp. 3—6.
20. Ozhogina E. G., Pirogov B. I., Gorbatova E. A. *Mineralogo-tehnologicheskaya otsenka trudnoobogatimogo rudnogo syr'ya (na primere zheleznykh rud i otkhodov obogascheniya)* (Mineralogical and technological evaluation of refractory ore raw materials (iron ores and enrichment waste)). *Mining Journal*, 2019, No. 4, pp. 59—64.
21. Petrovskaya N. V. *Neodnorodnost' mineralov — odin iz vazhneishih voprosov sovremennoi mineralogii* (Mineral heterogeneity is one of the most important issues of modern mineralogy). *Proceedings of XI Congress of MMA «Inhomogeneity of minerals and crystal growth»*. Moscow: Nauka, 1980, pp. 3—10.
22. Pirogov B. I. *Sistemnoe mineralogo-tehnologicheskoe issledovanie rud v svyazi s ih obogascheniem* (Systemic mineralogical and technological research of ores in connection with their enrichment). *Exploration and protection of mineral resources*, 2019, No. 2, pp. 41—43.
23. Pirogov B. I., Porotov G. S., Kholoshin I. V., Tarasenko V. N. *Tehnologicheskaya mineralogiya zheleznykh rud* (Technological mineralogy of iron ores). Leningrad: Nauka, 1988, 304 p.
24. Revnitssev V. I. *Rol' tekhnologicheskoi mineralogii v obogaschenii poleznykh iskopaemykh* (The role of technological mineralogy in mineral processing). *Proceedings of RMS*, 1982, No. 4, pp. 4—20.
25. Revnitssev V. I., Dolivo-Dobrovolskaya G. I., Vladimirov P. S. *Tehnologicheskaya mineralogiya oblomochnykh malyykh chastits* (Technological mineralogy of clastic small particles). St. Petersburg: Nauka, 1992, 248 p.
26. Yushkin N. P. *Prakticheskoe znachenie ontogenii mineralov* (The practical importance of ontogeny of minerals). *Proceedings of RMS*, 1980, Issue. 4, pp. 385—395.
27. Kotova O., Ozhogina E. Applied mineralogy of mining industrial wastes. In: Glagolev S. (Ed.): ICAM 2019, SPEES, pp. 103—106 (doi: 10.1007/978-3-030-22974-0\_23).
28. Ozhogina E. G., Kotova, O. B. New methods of mineral processing and technology for the progress of sustainability in complex ore treatment. IMPC 2018 — the 29th International Mineral Processing Congress. 2019, Moscow, Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum (2-s2.0-85059406017), pp. 32—40.

## References

Поступила в редакцию / Received 29.01.2020



## ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМ КАК РЕЗУЛЬТАТ ГОРЯЧЕЙ АККРЕЦИИ ЗЕМЛИ\*

В. С. Шкодзинский

Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН, Якутск  
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

Полученные доказательства горячей гетерогенной аккреции Земли позволяют объяснить ранее непонятное происхождение геосфер, магм и природу разнообразия состава магматических пород. Фракционирование возникшего в результате импактного тепловыделения магматического океана привело к образованию коры из его верхнего кислого слоя и мантии из нижних мафических слоев. Подъем остаточных расплавов из затвердевавшего сверху вниз магматического океана обусловил образование на древних платформах магматических пород в последовательности «гранитоиды — автономные анортозиты — базиты — щелочные породы и карбонатиты — кимберлиты». Всплытие подогретых изначально горячим ядром веществ нижней мантии является причиной появления в фанерозое огромных суперплюмов и современных геодинамических обстановок. Вследствие компрессионного затвердевания расплавов в возникавших на дне океана импактных кратерах в мантии формировались крупные тела эклогитов. Декомпрессионное переплавление их при всплытии приводило к быстрому образованию огромных объемов океанических базитов и траппов. Фрикционное переплавление различных дифференциатов магматического океана в литосфере обусловило формирование различных магматических пород субдукционных и коллизионных областей.

**Ключевые слова:** горячая гетерогенная аккреция, магматический океан, генезис магм.

## DIVERSITY OF MAGMAS AS A RESULT OF EARTH'S HOT ACCRETION\*

V. S. Shkodzinskiy

Diamond and Precious Metal Geology Institute SB RAS, Yakutsk, Russia

Modern evidences of hot heterogeneous Earth accretion explain problems of genesis of geospheres, magmas and magmatic rocks. Fractionation of magma ocean caused the crust formation from the top acid layer and mantle from the lower mafic layers. Ascending residual melts from different layers of magma ocean formed different magmatic rocks on ancient platforms in sequence granite — autonomous anorthosite — basites — alkaline rocks and carbonatite — kimberlite. Ascending mantle substance, heated by the core, formed huge superplumes and modern geodynamic settings in Phanerozoic. Eclogites was formed by the melt compression crystallization in the impact craters on the bottom of magma ocean. Their decompression melting in ascending plumes formed ocean basites and traps. Friction melting of product of magma ocean differentiation formed magmas of subduction and collision areas.

**Keywords:** hot heterogeneous accretion, magma ocean, magma genesis.

### Введение

В начале прошлого столетия, когда господствовали идеи Э. Канта и Д. Лапласа об огненно-жидком образовании Земли, обычно предполагалось, что недра ее не успели остыть и в них вечно существуют магмы. Н. Л. Боуэн [21] предполагал, что родоначальной является основная магма. Ее фракционирование приводит к образованию других магм и существующего разнообразия магматических пород. Однако к середине прошлого столетия геофизическими исследованиями было установлено преимущественно твердофазное состояние мантии. Поэтому популярной стала предложенная О. Ю. Шмидтом [19] и другими гипотеза холодной гомогенной аккреции нашей планеты. По этой гипотезе Земля образовалась путем слипания под влиянием гравитационных сил силикатных и железных частиц холодного космического газопылевого облака, захваченного гравитационным полем Солнца.

При холодном формировании Земли в ее недрах сначала не могли существовать большие объемы

магм. Их образование обычно объясняют последующими процессами плавления под влиянием радиогенного тепловыделения. Почти все магматические породы резко обогащены концентрирующимися в расплавах литофильными компонентами по сравнению с первичным, преимущественно ультраосновным веществом Земли. Поэтому предполагается, что плавление было частичным и степень его была небольшой — 0.1—15 % [6], поскольку при большей степени выплавки не имеют состава природных магм. Разнообразие Р-Т-условий и степени частичного плавления, а также обычно предполагаемое участие в плавлении процессов привноса различных химических компонентов гипотетическими флюидными потоками являются причиной многообразия состава природных магм. Отделение выплавки привело к образованию кислой кристаллической коры и истощенной литофильными компонентами верхней мантии. Опускание в земных недрах плотных частиц металлического железа обусловило формирование ядра. Вследствие холодного

\* Комментарии к статье см. на стр. 32. / \* See comments on page 32.

**Для цитирования:** Шкодзинский В. С. Происхождение магм как результат горячей аккреции Земли // Вестник геонаук. 2020. 2(302). С. 15—23. DOI: 10.19110/geov.2020.2.3.

**For citation:** Shkodzinskiy V. S. Diversity of magmas as a result of Earth's hot accretion. Vestnik of Geosciences. 2020. 2(302). Pp. 15—23. DOI: 10.19110/geov.2020.2.3.



образования ранняя история Земли принципиально не отличается от поздней, поэтому раннедокембрийские кристаллические комплексы рассматриваются как метаморфизованные аналоги фанерозойских осадочно-вулканогенных толщ.

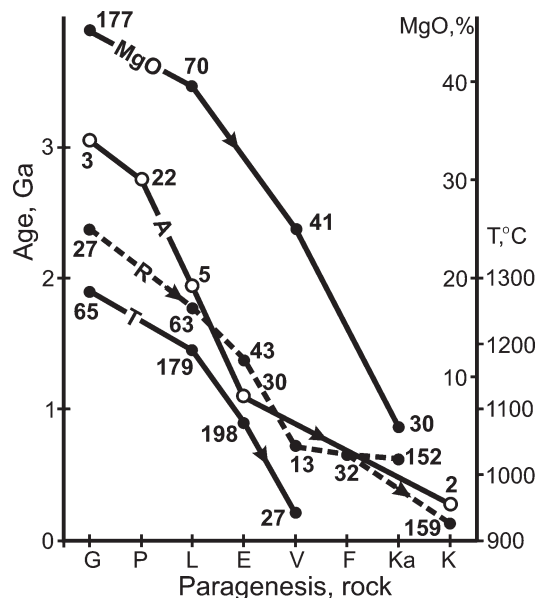
### Данные, противоречащие гипотезе холодной гомогенной аккреции и ее следствиям

Однако к настоящему времени получено большое количество данных, противоречащих этим предположениям. Расчеты показали, что выделение потенциальной гравитационной энергии при аккреции составляло около 9000 кал/г, что могло разогреть вещество Земли до 34 000 °С [12] и указывает на ее горячую аккрецию. Это подтверждается существованием трендов магматического фракционирования в мантийных ксенолитах (линия MgO на рис. 1) и в раннедокембрийских кристаллических комплексах, уменьшением среднего изотопного возраста и температуры кристаллизации их различных пород (линии R и T) в полном соответствии с последовательностью образования при фракционировании. Об этом же свидетельствуют проекции наиболее древних геотермических градиентов в область очень высокой температуры на земной поверхности (до 1000 °С), близость этих градиентов (в среднем 3 град/км) к адиабатическим для расплавов (0.3 град/км), резкое отличие их от современных (до 150 град/км) и множество других данных [17, 18].

В десятки — сотни раз меньшие содержания хорошо растворимых в железе сидерофильных элементов (Ni, Co, Cu, Au и др.) в мантийных ксенолитах, чем в случае их химической равновесности с металлическим железом [12], вполне определенно указывают, что силикатные и железные частицы никогда не были перемешаны в земных недрах и, следовательно, выпадали раздельно. Это подтверждается на 4 порядка более высокой фугитивностью кислорода при образовании мантийных пород, чем в металлическом железе [17], преобладанием в мантийных породах H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>, а не H<sub>2</sub> и CO, которые должны были возникнуть в результате восстановления металлическим железом воды и углекислоты [12], и другими данными [18]. То есть аккреция была гетерогенной.

Многочисленные признаки автохтонности анатектического жильного материала в огромных полях мигматитов свидетельствуют, что анатектический расплав не отделялся от подплавленных пород даже при содержании его около 40 % [18]. Это обусловлено огромной вязкостью таких пород, препятствующей всплыванию в них расплава. Скорость всплывания шарообразных тел  $W$  можно оценить по формуле Стокса  $W = 2\Delta\rho g R^2 / 9\eta$ . При разности плотностей  $\Delta\rho = 600 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ , ускорении силы тяжести  $g = 9.81 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$  и вязкости астеносферы  $\eta = 10^{20} \text{ Н} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$  скорость всплывания капли основного расплава радиусом 0.01 м составит  $W = 2 \cdot 600 \cdot 9.81 \cdot 0.01^2 / 9 \cdot 10^{20} \approx 1.3 \cdot 10^{-21} \text{ м/с}$ . Следовательно, за 5 млрд лет ( $1.575 \times 10^{17} \text{ с}$ ), то есть больше чем за всю историю Земли, капля всплывет всего на  $1.3 \cdot 10^{-21} \cdot 1.575 \cdot 10^{17} \approx 2 \cdot 10^{-4} \text{ м}$ , то есть на миллиметры. Поэтому слабо подплавленные породы не могут быть источником магм. Это подтверждается экспериментами Н. Т. Арндта [20], в ко-

торых в расплавленном менее чем на 30 % перидотите не происходило разделение расплава и твердых фаз. Обобщение опубликованных данных по мантийным ксенолитам в кимберлитах (рис. 1) показало, что мантия остывает примерно на 200 °С за каждый миллиард лет, поэтому в ней не могут постоянно происходить процессы частичного плавления.



**Рис. 1.** Средние изотопные возрасты различных мантийных пород из ксенолитов в кимберлитах (линия R), включений в алмазах (линия A); средняя температура образования при 5 ГПа (линия T) и среднее содержание MgO в породах (линия MgO). Составы включений в алмазах и ксенолитах: G — гарцбургитовый, P — перидотитовый нерасчлененный, L — лерцолитовый, E — эклогитовый, V — верлитовый и вебстеритовый, F — флогопитсодержащие породы, Ka — карбонатиты, K — кимберлиты. Числа у точек — количество использованных определений [17]

**Fig. 1.** Average isotope ages of mantle xenoliths (line R), inclusions in diamonds (line A), temperature origin (line T) and average content of MgO in rocks (line MgO). Compositions of inclusions in diamond and xenoliths: G — harzburgite, P — peridotite, L — lezrolite, E — eclogite, V — verlite, F — flogopite rocks, Ka — karbonatite, K — kimberlite. Numbers near points — number of determinations [17]

Многочисленные экспериментальные данные свидетельствуют, что присутствие флюидной фазы в условиях высокого давления на многие сотни градусов понижает температуру плавления пород. Поэтому в случае существования флюидных потоков верхняя мантия полностью расплавилась бы [18]. Следовательно, ее преимущественно твердофазное состояние, по геофизическим данным, противоречит предположению о привносе компонентов при магмообразовании. Присутствие очень мелких газовых включений в некоторых мантийных породах не доказывает существования флюида при их кристаллизации, как обычно предполагается, так как эти включения наблюдаются в условиях поверхности Земли. В условиях мантии они должны полностью раствориться в расплаве или в минералах под влиянием очень высоких давления и температуры.





Непонятна природа огромного объема кислых магматических пород земной коры, поскольку, по экспериментальным и петрологическим данным [6], формирование кислых выплавов из первичных ультраосновных пород Земли возможно лишь при давлении менее 0.2—0.3 ГПа. Однако при холодной аккреции на соответствующей этому давлению глубине 10—12 км не могла существовать температура более 1000 °С, необходимая для начала плавления ультраосновных пород. Полное отсутствие кислых обособлений в многочисленных мантийных ксенолитах эклогитов в кимберлитах, очень древний возраст ранних кислых пород в земной коре (до 3.8 млрд лет), а также невозможность отделения выплавов в слабоподплавленных породах не позволяют принять гипотезу образования кислых магм путем частичного плавления базитов, погруженных на большую глубину [7].

В случае образования раннедокембрийских кристаллических комплексов путем метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ непонятны их выдержанная на всей Земле очень высокая (чаще всего 600—900 °С) магматическая температура кристаллизации, отсутствие в них, как и в магматических породах, реликтов исходных низкотемпературных минералов и признаков существования мощных перекрывающих толщ, теплоизолирующим влиянием которых обусловлен их гипотетический метаморфизм. Неясны причины отсутствия пород, соответствующих по возрасту первым 500—600 млн лет существования Земли.

Таким образом, гипотеза холодной гомогенной аккреции Земли и все вытекающие из нее петрологические следствия, несмотря на массовое использование их в публикациях, не имеют убедительных доказательств и находятся в грубом противоречии с многочисленными данными. Полученные свидетельства горячей гетерогенной аккреции Земли и фракционирования на ней магматического океана впервые убедительно объясняют происхождение магм и решают все другие дискуссионные генетические проблемы петрологии.

### **Природа геосфер и магматизма древних платформ по данным о горячей гетерогенной аккреции Земли**

В случае гетерогенной аккреции ядро должно было образоваться раньше мантии в результате быстрого объединения железных частиц в протопланетном диске под влиянием магнитных сил. Известно, что постоянный железный магнит может удерживать железный груз, превышающий его по массе в несколько раз. Намагниченные мелкие железные предметы быстро притягиваются друг к другу и остаются в сцепленном состоянии. Сила гравитационного притяжения небольших тел, судя по формуле всемирного тяготения, крайне мала. Как показали расчеты, она в миллиарды раз меньше, чем магнитные силы. Выделения железа в метеоритах намагничены [9]. Следовательно, магнитные, а не гравитационные силы были главными на ранних стадиях аккреции. Ведущая их роль предполагалась некоторыми исследователями [25], но не получила всеобщего признания. Предельно простая модель аккреции только под влиянием гравитационных сил оказалась более привлекательной, несмотря на многие противоречия. Быстрое образова-

ние ядра с участием мощных магнитных сил обусловило его сильный импактный разогрев, что объясняет на 1—2 тысячи градусов его более высокую современную температуру по сравнению с мантией [22] и существование в ней конвекции.

Анализ [17] показал, что при аккреции выпадавшие силикатные частицы плавилась под влиянием импактного тепловыделения и формировали глобальный магматический океан. Придонная его часть кристаллизовалась под влиянием увеличения давления образовавшихся верхних частей. Кумулаты формировали мантию. На ранней стадии аккреции мантии небольшое еще гравитационное поле формировавшейся Земли и пониженная глубина магматического океана обусловили небольшое (менее 0.3 ГПа) давление в его основании, кристаллизовавшемся под влиянием роста нагрузки возникавших верхних частей. Такое низкое давление, по экспериментальным данным, было благоприятным для образования толеитовых и кислых остаточных расплавов (при кристаллизации ультраосновных магм соответственно примерно на 85—90 и 97—99 %). Их формирование объясняет широкое распространение толеитов и кислых магматических пород на нашей планете. Кислые расплавы, вследствие пониженной плотности, всплывали и в дальнейшем образовали большой объем кислой кристаллической коры. При последующей аккреции, ввиду увеличения глубины и температуры магматического океана, состав остаточных расплавов изменялся до мафического. Это обусловило возникновение слоистости в магматическом океане. Вследствие повышения роста плотности с глубиной (от 2.3 до 2.8 г/см<sup>3</sup>) в нем не возникала обширная конвекция и он остывал и кристаллизовался сверху вниз. Большая длительность этой кристаллизации объясняет отсутствие на Земле пород древнее 4 млрд лет и кратеров завершавшей аккрецию гигантской метеоритной бомбардировки. Иногда встречающиеся очень древние изотопные возрасты обломочных цирконов [23] характерны для их ядер. Поэтому они указывают на начало кристаллизации их в магматическом океане 4.4—4.3 млрд лет назад и не свидетельствуют о существовании в это время твердой коры, как иногда предполагается. Кристаллизация глубинных частей магматического океана происходила в течение всей истории Земли.

После завершения аккреции на затвердевавшей верхней части кислого слоя магматического океана глубиной около 250 км происходили интенсивное выщелачивание возникавших магматических пород под влиянием кислотных эманаций океана и формирование ранних осадков. Это объясняет широкое распространение в раннедокембрийских комплексах кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов. Затвердевшие верхние части, вследствие возрастания их плотности, вместе с возникавшими осадками периодически тонули и перекрывались всплывавшими порциями магм. Это обусловило частое совмещение в кристаллических комплексах пара- и ортогнейсов [18].

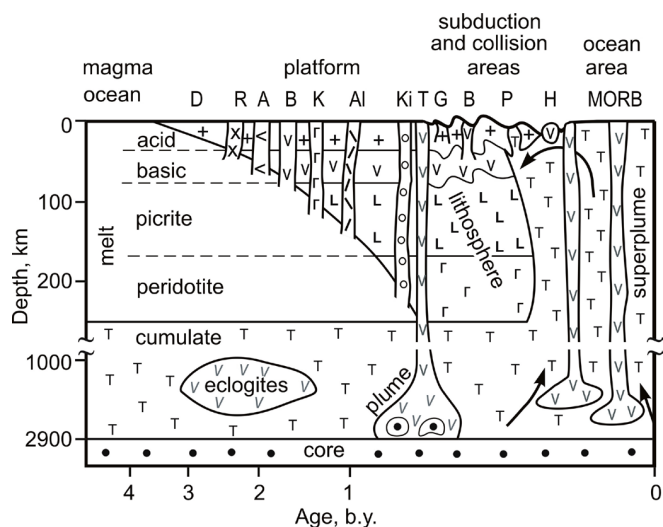
Гистограммы распределения температуры образования гиперстеновых и безгиперстеновых гнейсов не различаются, поэтому присутствие гиперстена в породах отражает не гипотетическую высокую температуру формирования (гранулитовую фацию метаморфизма), а повышенную «сухость» их исход-

ных магм [18]. Это подтверждается отсутствием явного развития гиперстенсодержащих гнейсов по безгиперстеновым и частым переслаиванием этих пород. Образование путем кристаллизации магматического океана объясняет выдержанные высокие температуры образования раннедокембрийских кристаллических комплексов во всем мире, присутствие в них характерной только для магматических пород регрессивной последовательности минералообразования, отсутствие реликтов ранних низкотемпературных минералов и признаков существования мощных (десятки километров) перекрывающих толщ, теплоизолирующим влиянием которых должен был быть обусловлен их гипотетический метаморфизм, и огромный (иногда более миллиарда лет) интервал изотопных возрастов, примерно одинаковый для различных кристаллических комплексов одного и того же региона. На возникшем преимущественно магматическом основании накапливались осадочно-вулканогенные толщи, которые зонально метаморфизовались под влиянием остаточного тепла магматического океана и фрикционного тепловыделения при тектонических деформациях.

Летучие компоненты из кристаллизовавшегося магматического океана сформировали гидросферу и атмосферу Земли, что объясняет большие содержания накапливавшихся в остаточных расплавах воды, углекислоты и хлора. Они выносили большое количество рудных компонентов, которые сначала концентрировались в горячих водоемах, где отлагались ранние осадки. Это привело к образованию многочисленных стратиформных осадочно-гидротермальных, а затем гидротермальных месторождений. В кристаллизовавшихся магмах возникали магматические и остаточно-магматические месторождения. Огромный объем магматического океана определил уникально большие запасы этих месторождений (Витватерсранд, Бушвельд, железистые кварциты).

По мере кристаллизации верхнего слоя магматического океана в нем формировались лейкократовые остаточные кислые расплавы. Это является причиной широкого распространения в раннедокембрийских кристаллических комплексах древних гранитоидов. Последующая кристаллизация более глубоких слоев обусловила формирование и всплывание субщелочных и щелочных остаточных расплавов. Ими образованы рапакиви (рис. 2), встречающиеся только на древних щитах. Характерное для них нарастание плагиоклазовой оболочки на вкрапленники калиевого полевого шпата связано с обеднением гранитной эвтектики плагиоклазом при снижении давления при подъеме [16].

Всплывание магм из основного слоя привело к образованию очень крупных мафических интрузий и широко распространенных протерозойских дайковых поясов. Присутствие в последних средних по составу пород и повышенные содержания в них калия противостоят предположениям о формировании их магм в мантийных плюмах. Начинаясь в магматическом океане процессы фракционирования, видимо, обусловили повышенную рудоносность древних мафических интрузий. Всплывание богатых плагиоклазовыми кумулатами магм привело к образованию автономных анортозитов, широко распространенных на



**Рис. 2.** Эволюция магматизма в истории Земли. Магмы: D — сформировавшие кислую кристаллическую кору; R — рапакиви и другие субщелочные; A — автономных анортозитов; B — базитов; K — коматиитов; Al — щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов; Ki — кимберлитов; T — траппов; G — гранитоидов; P — габбро-перидотитов; H — горячих точек; MORB — базальтов СОХ

**Fig. 2.** Evolution of magmatism in Earth's history. Magmas: D — acid; R — of rapakivi and subalkaline rocks; A — of autonomic anorthosites; B — of basites; K — of komatiites; T — of traps; G — of granitoids; P — of gabbro-peridotites; MORB — of basalts of middle oceanic ranges

древних щитах. Эти породы обычно не содержат мафические кумулаты, поскольку фракционирование происходило в мантии. После полного затвердевания верхних частей магматического океана внедрение их прекратилось. Это объясняет сравнительно узкий возрастной интервал (2.8—1.1 млрд лет [4]) образования автономных анортозитов и их значительную древность. Участие в формировании среднего по составу слоя магматического океана является причиной часто относительно кислого состава их плагиоклаза (до олигоклаза).

По экспериментальным данным [26, 28, 15], кристаллизация ультраосновных магм, содержащих более 0.6 мольной доли углекислоты во флюидной составляющей, приводит к образованию щелочных и карбонатитовых остаточных расплавов при давлении менее 2.5 ГПа и кимберлитовых при более высоком. Это объясняет формирование разнообразных щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов на древних платформах (рис. 2). Кристаллизация магматического океана сверху вниз является причиной более древнего возраста карбонатитов по сравнению с кимберлитами — в среднем соответственно 688 и 257 млн лет [18]. Раздвижение континентальной литосферы при образовании океанических областей является причиной отсутствия в них кимберлитов (правило Клиффорда). Алмаз начал кристаллизоваться в перидотитовом слое в результате накопления углерода в остаточном расплаве. Рост в последнем содержания кремнекислоты обусловил увеличение его вязкости, снижение скорости диффузии компонентов и возрастание степени пересыщения углеродом. Это привело к смене по-



слоистого роста алмазов на радиальный, октаэдрической формы возникавших кристаллов алмаза на ромбододекаэдрическую и кубическую и к образованию скульптур на их гранях. Таким образом, кристаллизация глобального магматического океана объясняет происхождение, состав, последовательность образования и особенности рудоносности магматических пород на древних платформах.

### Происхождение магм в фанерозойских складчатых областях и океанах

Неизбежное увеличение силы гравитационного притяжения на Земле по мере ее роста и постепенное укрупнение планетезималей в протопланетном диске приводили к увеличению импактного тепловыделения по мере аккреции мантии. Величина этого разогрева различными исследователями оценивается в 800—3000 °C [18]. Из этого следует важный вывод о том, что на ранней стадии эволюции Земли температура ее недр под дном магматического океана уменьшалась с глубиной. То есть в мантии существовал обратный геотермический градиент и, следовательно, вопреки широко распространенным предположениям, в это время не было всемантийной конвекции и современных геодинамических обстановок. Кристаллизация океана магмы приводила к локальным процессам опускания и всплывания его вещества. Они сопровождались пластическими деформациями формировавшейся кристаллической коры. Небольшие масштабы этих перемещений обусловили пониженные размеры возникавших в коре структур. Это объясняет небольшую протяженность (десятки-сотни километров по сравнению с тысячекилометровыми современными складчатыми зонами и океанами) ранних зеленокаменных поясов и осадочных бассейнов, формировавшихся на кристаллическом фундаменте. В это время существовала *тектоника малых пластичных коровых плит*.

После рубежа примерно 2 млрд лет деформации кристаллической коры становились в основном хрупкими вследствие значительного ее остывания. Интенсивность геологических процессов в период 1.7—0.6 млрд лет назад была самой низкой в истории Земли. Этот период получил название «мертвая Земля» [8]. Его существование объясняется почти полным остыванием к этому времени магматического океана и отсутствием пока процессов всемантийной конвекции.

Длительный разогрев мантии изначально горячим ядром должен был привести к установлению в ней прямого геотермического градиента и к возникновению тепловой конвекции. Резкое возрастание 0.6—0.5 млрд лет назад интенсивности тектонических процессов, мощности формировавшихся осадков и палеозойский возраст дна современных океанов [13] вполне определенно указывают, что всемантийная конвекция началась в конце протерозоя. Геологическая эволюция Земли, как и большинство явлений в природе, имеет направленный необратимый характер. У других планет земной группы ядра имеют значительно меньший объем, неспособный прогреть их мантии; в них не возник прямой геотермический градиент, как на Земле. Это объясняет отсутствие на них ясных при-

знаков проявления плитной тектоники и современного магматизма.

Сначала всплывали самые нижние, прогретые части мантии. Вследствие относительно небольшого понижения их плотности по сравнению с неподогретыми частями (видимо, сотые доли г/см<sup>3</sup>) и огромной вязкости ультраосновных пород (порядка  $10^{22}$  Н · м<sup>-1</sup> · с<sup>-1</sup>) всплывать могли только очень большие объемы вещества. Это объясняет происхождение суперплюмов диаметром в тысячи километров, установившихся в настоящее время под Тихим океаном и Южной Африкой [8]. Ввиду тугоплавкости их преимущественно ультраосновное вещество относительно мало подплавлялось под влиянием декомпрессии при подъеме. Поэтому оно имеет очень высокую вязкость в малоглубинных условиях и оказывает огромное механическое воздействие на литосферу. Под влиянием этих суперплюмов раскалываются континенты, формируются океаны и возникают современные геодинамические обстановки. Эти суперплюмы являются в основном *тектоногенерирующими*.

К веществу таких суперплюмов, видимо, относятся офиолиты. Об этом свидетельствуют широкое распространение их под современными океанами, присутствие в них только бластических и нехарактерность магматических структур [5], что связано с их длительным пластическим течением при подъеме суперплюмов. Это согласуется с отсутствием офиолитовых даек, с существованием в офиолитах только тектонических контактов и с отсутствием контактового термального воздействия их на вмещающие породы. Появление офиолитов преимущественно в венде подтверждает начало всемантийной конвекции в это время. Вследствие небольшого еще накопления расплавофильных компонентов ранний магматический океан должен был иметь наиболее значительное отношение магния к железу. Это объясняет самую высокую для земных пород магнезиальность (до 99 %) форстерита в офиолитах [5].

Ассоциирующие с офиолитами базиты должны были формироваться путем декомпрессионного переплавления при подъеме продуктов затвердевания расплавов раннего магматического океана. Судя по расчетам различных исследователей [12, 24], при остывании протопланетного диска первыми конденсировались Re, Os, W (выше 1800 K), затем корунд и перовскит. В дальнейшем возникали мелилит, диопсид, форстерит (1444 K), анортит, энстатит, железо (1349 K). Еще позже формировались кислый плагиоклаз, ортоклаз, затем карбонаты и гидраты. В результате гетерогенной аккреции нижние части мантии должны быть обеднены низкотемпературными конденсатами по сравнению с верхними. Это объясняет самое низкое содержание калия (0.2—0.3 %) в ассоциирующих с офиолитами базитах [1] и подтверждает нижнемантийное происхождение офиолитов.

При аккреции мантии падение крупных планетезималей приводило к возникновению импактных кратеров на дне магматического океана [18]. Быстрое компрессионное затвердевание заполнявших их расплавов обусловило формирование крупных магматических тел. Они имели преимущественно основной толеитовый состав, так как кратеры заполнялись придонными расплавами магматического океана. Судя по



огромному размеру импактных бассейнов Луны (иногда более тысячи километров), объем этих тел мог достигать миллионов кубических километров. Их вещество имело примерно на  $0.1 \text{ г/см}^3$  меньшую плотность, чем ультраосновные породы, и поэтому после установления в мантии прямого геотермического градиента должно было всплывать в виде относительно небольших плюмов. Следовательно, кроме конвекции, обусловленной подогревом мантии ядром, должна существовать конвекция, связанная с первичной неоднородностью состава мантии.

Вследствие повышенной легкоплавкости декомпрессионное переплавление вещества основных плюмов при подъеме обусловило образование в них большого количества преимущественно основных магм и быстрое возникновение из них океанических базитов, траппов и больших магматических провинций (рис. 2). Из-за относительно небольшой вязкости расплавов ( $10\text{--}100 \text{ Н} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$ ) подъем основных плюмов приводил к значительно меньшим тектоническим деформациям литосферы. Такие плюмы являются в основном *магмогенерирующими*. Длительный подъем их под движущимися плитами объясняет природу магматизма «горячих точек».

Вследствие гетерогенной аккреции и фракционирования при образовании Земли глобального магматического океана содержание расплавофильных компонентов в мантии увеличивается снизу вверх. Поэтому возникшие в результате декомпрессионного переплавления ранних основных пород нижней мантии базальты срединно-океанических хребтов наиболее бедны калием (менее  $0.5\%$ , рис. 3) и другими расплавофильными компонентами. Раннедокембрийские кристаллические сланцы и гнейсы (поле D) намного богаче ими (почти до  $4\% \text{ K}_2\text{O}$ ), так как они возникали из вещества позднего магматического океана, в котором накопились эти компоненты.

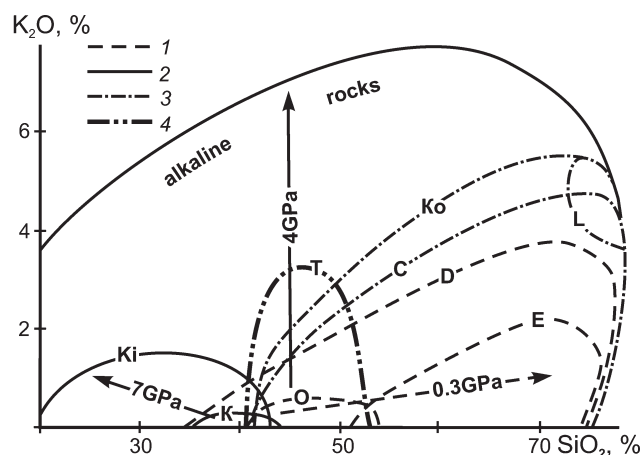
В результате постепенного укрупнения тел в протопланетном диске большие импактные кратеры и сформировавшиеся в них мантийные основные породы, исходные для большинства магм траппов и рифтов, возникали преимущественно на поздней стадии аккреции, когда магматический океан был обогащен расплавофильными компонентами. Это является одной из причин высокого (до  $4.4\%$ ) содержания в платформенных базитах калия. Последний накапливался в остаточных расплавах вследствие отсадки граната и клинопироксена и при высокобарическом фракционировании магм во время замедления их подъема под толстой литосферой. Это является другой причиной его высокого содержания. По сравнению с другими темновыми минералами осаждавшийся гранат был беден титаном. Это привело к повышенному содержанию титана в остаточных расплавах и в сформированных из них платформенных базитах (до  $3\%$  и более).

На начальной стадии аккреции мантии возникавшие при падении крупных планетезималей импактные углубления на дне магматического океана могли иногда достигать железного ядра. Поэтому выполнявшие их толеитовые расплавы захватывали ксенолиты ядра (рис. 2) и при подъеме основных плюмов выносили их в верхние части земной коры. Судя по особенностям состава, из таких ксенолитов образовались жел-

ваки самородного железа массой до десятков тонн, присутствующие в базитах Гренландии и в траппах Сибирской платформы. Вынос ксенолитов ядра является важным подтверждением зарождения некоторых основных плюмов в нижней мантии и образования толеитовых магм путем декомпрессионного переплавления вещества плюмов, а не в результате частичного плавления верхней мантии, как предполагается.

Поля пород субдукционных и коллизионных обстановок (S и Ko на рис. 3) в малокалиевой области совпадают с полем раннедокембрийских кристаллических сланцев. Это указывает на образование магм областей субдукции и коллизии путем переплавления пород литосферы в результате огромного фрикционного тепловыделения в зонах интенсивных тектонических деформаций под влиянием давления океанических плит.

Как известно, даже холодные приповерхностные породы иногда плавятся в зонах тектонических разломов с образованием псевдотрахитов. Современные стрессовые напряжения в литосфере в районе Курильской и Японской островных дуг достигают  $200\text{--}400 \text{ МПа}$  [10]. При напряжениях  $250 \text{ МПа}$  блок литосферы толщиной  $100 \text{ км}$  и шириной  $1000 \text{ км}$  давит на континент силой  $250 \cdot 10^6 \text{ Н} \cdot \text{м}^{-2} \cdot 100 \cdot 10^3 \text{ м} \cdot 1000 \cdot 10^3 \text{ м} =$



**Рис. 3.** Соотношение  $\text{K}_2\text{O}$  —  $\text{SiO}_2$  в различных магматических породах: D — раннедокембрийских кристаллических комплексов; E — эnderбитов и плагиигранитов; K — коматитов; Ki — кимберлитов; Ko — коллизионных областей; L — онгонитов; O — океанов; S — субдукционных областей. Стрелки — направление изменения состава при фракционировании. Продукты: 1, 2 — синаккреционного (1) и постааккреционного (2) фракционирования океана магмы; 3, 4 — преимущественно фрикционного (3) и декомпрессионного (4) переплавления дифференциатов магматического океана. 7 GPa и др. — давление при магматическом фракционировании. Составы пород по данным [1—5, 14]

**Fig. 3.** Correlation of  $\text{K}_2\text{O}$  —  $\text{SiO}_2$  in different magmatic rocks: D — of Early Cambrian crystalline rocks; E — of enderbites and plagiogranites; K — of komatiites; Ki — of kimberlites; Ko — of collision areas; L — of ongonites; O — of oceans; S — of subduction areas. 7 GPa and another — pressure during magmatic fractionation. Arrows — dimension of composition during fractionation. Products: 1, 2 — of sinaccretion (1) and postaccretion (2) fractionation of magma ocean; 3, 4 — mainly friction (3) and decompression (4) melting of magma ocean differentiates. Rocks composition from [1—5, 14]





$= 2,5 \cdot 10^{19}$  Н. При перемещении блока под влиянием такой силы на 1000 км и расхода механической энергии на фрикционный разогрев континентальной литосферы выделится  $2,5 \cdot 10^{19} \text{ Н} \cdot 1000 \cdot 10^3 \text{ м} \cdot 0,234 \text{ кал} \cdot (\text{Н} \cdot \text{м})^{-1} \approx \approx 0,5 \cdot 10^{25} \text{ кал}$ . За счет этой теплоты при расходе 80 % ее на плавление и энтальпии плавления гранита 36 ккал/кг может расплавиться  $0,4 \cdot 10^{25} \text{ кал} / 36000 \text{ кал} \cdot \text{кг}^{-1} \approx \approx 10^{20} \text{ кг} \approx 10^{17} \text{ т}$  или примерно  $4 \cdot 10^7 \text{ км}^3$  (40 тыс. км<sup>3</sup> на 1 км протяженности зон субдукции и коллизии) кислых пород. Для основных пород эта величина составит около  $2 \cdot 10^7 \text{ км}^3$  (20 тыс. км<sup>3</sup>). Полученные величины примерно соответствуют или даже превышают объем магматических пород, возникающих при субдукции и коллизии. Это подтверждает их образование за счет фрикционного переплавления ранее существовавших дифференциатов магматического океана. К выводу о фрикционном происхождении кислых магм складчатых областей пришел П. Н. Кропоткин еще в 1941 году [11] на основании тесной связи магматизма с тектоническими процессами.

Плавление, видимо, происходило преимущественно в зонах вязкого течения глубинных пород и в выжимавшихся мигмах за счет декомпрессии. Если в этих зонах находились кислые части литосферы, то возникали гранит-риолитовые магмы. В случае среднего и основного состава этих частей формировались идентичные им по составу магмы. Это хорошо объясняет почти всегда пестрый полиформационный состав субдукционных и коллизионных магматических пород и близость его к составу раннедокембрийских кристаллических комплексов. При нахождении этих зон в продуктах раннего магматического фракционирования формировались непрерывные магматические серии (базальт-андезит-риолитовые, андезит-риолитовые и др.) с унаследованными постепенными переходами между породами разного состава. Если плавилась разобценная тела различных по составу пород, то возникали контрастные по составу серии. Такой генезис объясняет иногда повторное образование одинаковых магматических пород в складчатых областях и частое возникновение их в антидромной последовательности. Фрикционное переплавление основных тел в офиолитах и выжимание их вместе с непереплавленными тугоплавкими гипербазитами, видимо, обусловило образование платиноносных базит-гипербазитовых тел складчатых областей (рис. 2).

Повышенные величины начальных отношений изотопов стронция в субдукционных и коллизионных магматических породах (до 0.7226 в кислых вулканитах Перу [3] по сравнению с 0.703—0.705 в современной мантии) обусловлены большим накоплением радиогенного стронция за длительное время (более 2 млрд лет) существования раннедокембрийских кислых пород в континентальной литосфере до периода их фрикционного переплавления. Близость состава раннедокембрийских пород к субдукционным обусловлена не образованием этих пород в таких обстановках, как обычно предполагается, а возникновением многих субдукционных магм путем переплавления кристаллической коры.

В очагах фрикционного плавления возникшие магмы могли кристаллизоваться и фракционировать под влиянием несколько более низкотемпературного

окружения. Поэтому кроме унаследованных от магматического океана серий фракционирования существуют и новообразованные. Это объясняет часто более высокое содержание калия в субдукционных породах по сравнению с раннедокембрийскими (рис. 3). В случае фракционирования исходно бедных рубидием магм возникшие породы будут иметь низкие величины начальных отношений изотопов стронция. Это объясняет присутствие таких величин в субдукционных и коллизионных магматических породах. Распространение в раннедокембрийских кристаллических комплексах разновидностей, бедных калием и другими литофильными компонентами, является причиной образования плагиогранитов и плагиориолитов в складчатых областях. Обусловленность процессов фрикционного плавления тектоническими деформациями объясняет постоянную связь магматизма с тектоническими процессами и размещение магматических пород в виде вытянутых поясов. Магмы иногда фракционировали после размещения их в малоглубинных камерах. В результате такого фракционирования возникали литий-фтористые граниты и онгониты (рис. 3).

Фрикционное маглообразование, видимо, было наиболее интенсивным в ранние этапы раздвижения океанического дна, пока не началось опускание океанической литосферы в мантию и давление ее на континент было максимальным. Наибольшая величина этого давления в приокеанической области и более мафический состав глубинных пород обуславливают наиболее широкое и раннее развитие здесь относительно высокотемпературного основного магматизма. Снижение интенсивности тектонических деформаций с удалением от океанов объясняет увеличение доли более низкотемпературных кислых магматических пород в этом направлении.

## Заключение

Таким образом, существует четыре главных механизма образования магм: 1) путем подъема расплавов из магматического океана (первичные и первично-остаточные магмы древних платформ); 2) в результате декомпрессионного плавления затвердевших дифференциатов этого океана во всплывавших плюмах (декомпрессионно-плюмовые магмы траппов, рифтов, океанических областей); 3) путем преимущественно фрикционного переплавления этих дифференциатов в зонах интенсивных тектонических деформаций (фрикционные магмы субдукционных и коллизионных областей) и 4) в результате фракционирования в магматических камерах в условиях различной глубинности (вторично-остаточные магмы поздних фаз магматических комплексов).

Учет данных о горячей гетерогенной аккреции Земли позволяет объяснить происхождение магм и главные особенности состава и размещения магматических пород. Главной причиной разнообразия состава этих пород являются процессы магматического фракционирования, а не разная степень гипотетического частичного плавления глубинных пород. Это обусловлено в триллионы раз меньшей вязкостью магм по сравнению со слабоподплавленными породами, что приводило к такой же высокой скорости



процессов дифференциации в магмах. Полученные результаты подтверждают справедливость выдвинутых в начале прошлого столетия П. Эскола, А. Заварицким и другими классиками-петрологами представлений о ведущей роли магматического фракционирования в формировании многообразия состава магматических пород. Вследствие присутствия в подавляющем большинстве магм интрателлурических вкрапленников и, как следствие, неперегретости их в малоглубинных условиях, они не могли в больших масштабах ассимилировать холодные вмещающие породы. Поэтому эти процессы не могли существенно влиять на разнообразие магм. Особенности состава главных разновидностей магм полностью объясняются процессами магматического фракционирования, поэтому нет необходимости предполагать недоказуемые процессы изменения их состава под гипотетическим влиянием электрических и магнитных полей или в результате процессов ликвации.

Статья подготовлена по плану НИР ИГАБМ СО РАН № 0381-2019-0003.

## Литература

1. Андреева Е. Д., Баскина В. А., Богатилов О. А. и др. Магматические горные породы. Основные породы. М.: Наука, 1985. 368 с.
2. Березкин В. И., Смелов А. П., Зедгенизов А. В. и др. Геологическое строение центральной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Новосибирск: Изд. СО РАН, 2015. 459 с.
3. Богатилов О. А., Богданов С. В., Борсук А. М. и др. Магматические горные породы. Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. 374 с.
4. Богатилов О. А., Богданова С. В., Борсук А. М. и др. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 439 с.
5. Богатилов О. А., Васильев Ю. Р., Дмитриев Ю. И. и др. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.
6. Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий их возникновения при вулканизме / Ред. Э. Буллард, Дж. Канн, Д. Метьюз // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 242—261.
7. Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение известково-щелочных магматических пород / Ред. И. Д. Рябчиков // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 118—131.
8. Добрецов Н. Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск: Изд. НГУ, 2011. 492 с.
9. Додд Р. Т. Метеориты — петрология и геохимия. М.: Мир, 1986. 382 с.
10. Короновский Н. В. Напряженное состояние земной коры // Соросовский образовательный журнал. 1987. № 1. С. 50—56.
11. Кропоткин П. Н. Значение тектонических процессов для образования кислых магм / Тр. Института геологических наук. Вып. 47. Геол. серия (№ 47). 1941. С. 1—58.
12. Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 294 с.
13. Салон Л. Н. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 334 с.
14. Смелов А. П., Березкин В. И., Тимофеев В. Ф. и др. Геологическое строение западной части Алдано-Станового щита и химические составы пород раннего докембрия (Южная Якутия). Якутск: Изд. ЯНЦ СО РАН, 2009. 168 с.
15. Сурков Н. В., Зинчук Н. Н. Устойчивость глубинных парагенезисов, процессы магомобразования и происхождения кимберлитов // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж: Изд. ВГУ, 2001. С. 101—128.
16. Шкодзинский В. С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 232 с.
17. Шкодзинский В. С. Петрология литосферы и кимберлитов (модель горячей гетерогенной аккреции Земли). Якутск: Изд. СВФУ, 2014. 452 с.
18. Шкодзинский В. С. Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. Якутск: Изд. СВФУ, 2018. 274 с.
19. Шмидт О. Ю. Происхождение Земли и планет. М.: Изд. АН СССР, 1962. 132 с.
20. Arndt N. T. The separation of magmas from partially molten peridotite // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977. 76. P. 424—428.
21. Bowen N. L. Late stages of the evolution of the igneous rocks // J. Geol. 1915. V. 23. N 1. P. 18—35.
22. Bukowinski M. S. Taking the core temperature // Nature. 1999. N 6752. P. 432—433.
23. Cavosie A. J., Wilde S. A., Liu D. et al. Internal zoning and U-Th-Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons: a mineral record of Early Archean to Mesoproterozoic (4348 — 1576 Ma) magmatism // Precambrian Res. 2005. V. 135. P. 251—279.
24. Grossman L. Condensation in the primitive solar nebula // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1972. V. 36. P. 597—617.
25. Harris P. G., Tozer D. C. Fractionation of iron in the Solar system // Nature. 1967. V. 215. P. 1449—1451.
26. Mysen B. O., Boettcher A. L. Melting of a hydrous mantle. 1. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub> // J. Petrol. 1975. V. 16. N 3. C. 520—548.
27. O'Neil H. S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth // Meteoritics. 1990. 25 (4). P. 395.
28. Wyllie P. J., Huang W. L. Influence of mantle CO<sub>2</sub> in the generation of carbonatites and kimberlites. Nature. 1975. V. 275. P. 297—299.

## References

1. Andreeva E. D., Basakina V. A., Bogaticov O. A. et al. *Magmatic gornye porody. Osnovnye porody* (Magmatic rocks. Basic rocks). Moscow: Nauka, 1985, 368 p.
2. Bereskin V. I., Smelov A. P., Zedgenisov A. V. et al. *Geologicheskoe stroenie zentralnoi chasti Aldano-Stanovogo shchita i himicheskie sostavy porod rannego dokembria* (Geology of central part of Aldan-Stanovoi shield and chemical composition of rocks Early Precambrian). Novosibirsk: Pub. SO RAN, 2019, 459 p.
3. Bogatikov O. A., Bogdanov C. V., Borsuk A. M. et al. *Magmatic gornye porody. Kislye i srednie porody* (Magmatic rocks. Acid and medium rocks). Moscow: Nauka, 1987, 374 p.
4. Bogatikov O. A., Bogdanov C. V., Borsuk A. M. et al. *Magmatic gornye porody. Evolyutsiya magmatizma v istorii*



*Zemli* (Magmatic rocks. Evolution of magmatism in the Earth history). Moscow: Nauka, 1987, 439 p.

5. Bogatkov O. A., Vasiliev Yu. R., Dmitriev Yu. I. et al. *Magmaticheskie gornye porody. Ultraosnovnye porody* (Magmatic rocks. Ultrabasic rocks). Moscow: Nauka, 1988, 508 p.

6. Green D. X. *Sostav bazal'tovih magm kak kriterii uslovii ih vozniknoveniya pri vulkanizme* (Composition of basaltic magmas as criterion of genesis during volcanicity). Petrology of igneous and metamorphic rocks of oceans. Moscow: Mir, 1973, pp. 242–261.

7. Green D. X., Ringwood A. E. *Proishozhdenie isvestkovo-chelochnyh magmaticheskikh porod* (Genesis of calcareo-alkaline magmatic rocks). Petrology of upper mantle. Moscow: Mir, 1968, pp. 118–131.

8. Dobretsov N. L. *Osnovy tectoniki i geodinamiki* (Bases of tectonics and geodynamics). Novosibirsk: Pub. NGU, 2011, 492 p.

9. Dodd R. T. *Meteority — petrologiya i geohimija* (Meteorites — petrology and geochemistry). Moscow: Mir, 1986, 382 p.

10. Koronovskii N. V. *Napryazhonnoe sostojanie zemnoi kory* (Stress in the Earth crust). Sorov educational Journal. 1987. N 1, pp. 50–51.

11. Kropotkin P. N. *Snazhenie tektonizheskikh processov dlja obrasovanija kislyh magm* (Significance of tectonic processes for origin of acid magmas). Works of Institute of Geology Sciences. V. 47, Geology, No. 47, pp. 1–51.

12. Ringwood A. E. *Proishozhdenie Zemli i Luny* (Genesis of the Earth and Moon). Moscow: Nedra, 1982, 294 p.

13. Salop L. N. *Geologicheskoe rasvitie Zemli v dokembrii* (Geological evolution of the Earth in Precambrian). Leningrad: Nedra, 1982, 334 p.

14. Smelov A. P., Bereskin V. I., Timofeev V. F. et al. *Geologicheskoe stroenie zapadnoi chasti Aldan-Stanovogo shchita i himicheskie sostavy porod rannego dokembria* (Geology of west part of Aldan-Stanovoi shield and chemical composition of rocks Early Precambrian). Yakutsk: Pub. JaNZ SO RAN, 2009, 168 p.

15. Surkov N. V., Sinchuk N. N. *Ustoichivost glubinnykh paragenesov, processy magmoobrasovanija i proishozhdenie kimberlitov* (Stability of deep parageneses, processes of magma origin and genesis kimberlite). Problems of diamond geology and ways its solution. Voronezh: Pub. VGU, 2001, pp. 101–128.

16. Shkodzinskiy V. S. *Fasovaja evolutsija magm i petrogenesis* (Phase evolution of magmas and petrogenesis). Moscow: Nauka, 1985, 232 p.

17. Shkodzinskiy V. S. *Petrologiya litosfery i kimberlitov (model gorjatcei geterogennoi akkrezii Zemli)* (Petrology of lithospheres and kimberlite (model of hot heterogeneous accretion of the Earth)). Yakutsk: Pub. SVFU, 2014, 452 p.

18. Shkodzinskiy V. S. *Globalnaja petrologiya po sovremennym dannym o gorjatcei geterogennoi akkrezii Zemli* (Global petrology on modern data on hot heterogeneous accretion of the Earth). Yakutsk: Pub. SVFU, 2018, 274 p.

19. Schmidt O. Ju. *Proishozhdenie Zemli i planet* (Genesis of the Earth and planets). Moscow: Pub. AN SSSR, 1962, 132 p.

20. Arndt N. T. The separation of magmas from partially molten peridotite. Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1977, 76, pp. 424–428.

21. Bowen N. L. Late stages of the evolution of the igneous rocks. J. Geol. 1915. V. 23. N 1, pp. 18–35.

22. Bukowinskii M. S. Taking the core temperature. Nature, 1999, No. 6752, pp. 432–433.

23. Cavosie A. J., Wilde S. A., Liu D. et al. Internal zoning and U-Th-Pb chemistry of Jack Hills detrital zircons: a mineral record of Early Archean to Mesoproterozoic (4348 — 1576 Ma) magmatism. Precambrian Res., 2005, V. 135, pp. 251–279.

24. Grossman L. Condensation in the primitive solar nebula. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1972, V. 36, pp. 597–617.

25. Harris P. G., Tozer D. C. Fractionation of iron in the Solar system. Nature, 1967, V. 215, pp. 1449–1451.

26. Mysen B. O., Boettcher A. L. Melting of a hydrous mantle. 1. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>. J. Petrol. 1975. V. 16. No. 3, pp. 520–548.

27. O'Neil H. S. Oxygen fugacity and siderophile elements in the Earth's mantle: implications for the origin of the Earth. Meteoritics, 1990, 25 (4), 395 p.

28. Wyllie P. J., Huang W. L. Influence of mantle CO<sub>2</sub> in the generation of carbonatites and kimberlites. Nature, 1975, V. 275, pp. 297–299.

Поступила в редакцию / Received 07.11.2019



## WHY MINERAL CARRIERS ARE NECESSARY FOR MICROALGAE

T. N. Shchemelinina<sup>1</sup>, E. M. Anchugova<sup>1</sup>, O. B. Kotova<sup>2</sup>, S. Sun<sup>3</sup>, D. A. Shushkov<sup>2</sup>, A. V. Gogonin<sup>4</sup>,  
N. V. Likhanova<sup>5</sup>, O. M. Zueva<sup>1</sup>, Yu. S. Korchagina<sup>6</sup>

<sup>1</sup> Institute of Biology, FRC Komi Science Center, UB RAS, Syktyvkar, Russia; *tatyanakomi@mail.ru*

<sup>2</sup> Institute of Geology, FRC Komi Science Center, UB RAS, Syktyvkar, Russia; *kotova@geo.komisc.ru*

<sup>3</sup> Southwest University of Science and Technology, Mianyang, Sichuan, P.R. China; *shiysun@163.com*

<sup>4</sup> Institute of Agrobiotechnology, FRC Komi Science Center, UB RAS, Syktyvkar, Russia

<sup>5</sup> RCSECT «Quantorium», Syktyvkar, Russia

<sup>6</sup> EcoAlliance, Syktyvkar, Russia

Abiotic, biotic and anthropogenic factors inhibit normal life of microorganisms. We have presented that the mineral carrier provides integrity and increases the growth of microalgal cells under stress conditions. Microalgae *Chlorella vulgaris*, immobilized on an analcime-containing rocks (biogeosorbent), are resistant to increased salinity (34 ‰) and organic pollutants (phenolic water with a concentration of 10 µg/dm<sup>3</sup>). The advantage of the synergetic complex of the biogeosorbent from its individual components is the reduction of the period of water purification from phenols. Biodestruction of 83 % of phenols in model water occurs in 3 days.

**Keywords:** stress factors, phenolic water, seawater, mineral carrier, analcime-containing rocks, microalgae, biogeosorbent, sorption, biodestruction.

## ПОЧЕМУ МИНЕРАЛЬНЫЕ НОСИТЕЛИ НУЖНЫ МИКРОВОДОРОСЛЯМ

Т. Н. Щемелинина<sup>1</sup>, Е. М. Анчугова<sup>1</sup>, О. Б. Котова<sup>2</sup>, Ш. Сан<sup>3</sup>, Д. А. Шушков<sup>2</sup>, А. В. Гогонин<sup>4</sup>,  
Н. В. Лиханова<sup>5</sup>, О. М. Зуева<sup>1</sup>, Ю. С. Корчагина<sup>6</sup>

<sup>1</sup> Институт биологии ФИЦ Коми научного центра УРО РАН, Сыктывкар, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии ФИЦ Коми научного центра УРО РАН, Сыктывкар, Россия

<sup>3</sup> Юго-Западный научно-технический университет, Мяньян, Сычуань, Китайская Народная Республика,

<sup>4</sup> Институт агробиотехнологии ФИЦ Коми научного центра УРО РАН, Сыктывкар, Россия

<sup>5</sup> ГАУ ДО РК «РЦДО» ДТ «Кванториум», Сыктывкар, Россия

<sup>6</sup> ООО «ЭкоАльянс», Сыктывкар, Россия

Функционирование микроорганизмов в биоотчистке экосистем препятствуют абиотические, биотические и антропогенные факторы. Показано, что минеральный носитель обеспечивает сохранность и увеличивает рост клеток микроводорослей в стрессовых условиях. Микроводоросли *Chlorella vulgaris*, иммобилизованные на анальцимсодержащей породе (биогееосорбент), проявляют толерантность к повышенной солености (34 ‰) и органическим загрязнителям (фенольная вода с концентрацией 10 мкг/дм<sup>3</sup>). Преимуществом синергетического комплекса биогееосорбента перед отдельными его составляющими является снижение периода очистки воды от фенолов. Биодеструкция 83 % фенолов в модельной воде происходит за 3 суток.

**Ключевые слова:** стресс-факторы, фенольная вода, морская вода, минеральный носитель, анальцимсодержащая порода, микроводоросли, биогееосорбент, сорбция, биодеструкция.

Abiotic, biotic and anthropogenic factors inhibit normal life of microorganisms. Considerable experimental material has been accumulated at present, indicating an increase in the stability of cells immobilized on a cell carrier as compared with suspended microorganisms. The stability is expressed in the longer active functioning of the cells, while there is an increase in pH and temperature optimums, greater resistance to negative environmental influences. The immobilized cells are inhibited by rather higher concentrations of a specific substrate than suspended ones [13, 15]. Immobilization conditions and carriers should ensure minimal cell damage and inhibit desorption. Most standard methods of immobilizing microorganisms are potentially suitable for microalgae, if their cells receive enough light [3]. Mineral carriers — natural zeolites and zeolite-containing rocks — can become one of the more accessible

and inexpensive carriers of microalgae. Our studies showed that zeolite-containing rocks not only stabilized microalgae, but also solved problems of bio-purification from organomineral pollutants [11, 12, 15]. Further it seems interesting to evaluate effect of stressful conditions on microalgae, which are immobilized on analcime-containing rocks.

## OBJECTS AND METHODS OF RESEARCH

As the objects of study, we selected:

— a mineral carrier — analcime-containing rocks of the “Veslyana” occurrence (Koinskaya zeolite-bearing area, Komi Republic) with a grain size of 0.1—0.25 mm;

— *Chlorella vulgaris* Beijerinck f. *globosa* Andreeva [8] — microalgae (MA) culture from SYKO A collection of the Institute of Biology, FRC Komi Science Center, UB RAS;

**Для цитирования:** Щемелинина Т. Н., Анчугова Е. М., Котова О. Б., Сан Ш., Шушков Д. А., Гогонин А. В., Лиханова Н. В., Зуева О. М., Корчагина Ю. С. Почему минеральные носители нужны микроводорослям // Вестник геонаук. 2020. 2(302). С. 24—28. DOI: 10.19110/geov.2020.2.4.

**For citation:** Shchemelinina T. N., Anchugova E. M., Kotova O. B., Sun S., Shushkov D. A., Gogonin A. V., Likhanova N. V., Zueva O. M., Korchagina Yu. S. Why mineral carriers are necessary for microalgae. Vestnik of Geosciences. 2020. 2(302). Pp. 24—28. DOI: 10.19110/geov.2020.2.4.





- model phenolic water with a concentration of  $10 \mu\text{g}/\text{dm}^3$ ;
- seawater taken in the coastal zone of Vladivostok City, salinity 34 ‰ [1].

### Characterization of microalgae strain

*C. vulgaris* f. *globosa* — Chlorophyta unicellular alga. Spherical cells are from 3.3 to 13.3 microns in diameter. The species is characterized by a wide area of distribution in the aquatic and terrestrial environments [2]. Chlorella is an alpha-mesosaprobiont species that can withstand a significant organic pollution.

### Characterization of the mineral carrier

The analcime-containing rocks (sample 551) were selected from the “Veslyana” occurrence located on the left bank of the Veslyana River at a distance of about 500 m from the course. The occurrence was found by the employees of Komigeologiya LLC during a complex geological survey with a scale of 1: 2,000,000 (1987–90) and revision works on agromineral raw (2001) and was characterized by minimal overburden and favorable mining and geological conditions. The occurrence is located within the Kainskaya zeolite-bearing area (Knyazhpogost district of the Komi Republic), which is confined to crest of the Sindor swell on the western slope of the Timan Ridge [10].

The specimen of the analcime-containing rocks is represented by Permian brownish-gray argillite. According to X-ray phase analysis the sample is predominated by quartz and analcime. Goethite, hematite and feldspar minerals are minor. Layered silicates are diagnosed by weak reflexes and probably represented by mixed-layer low-ordered illite/smectite. The silicate analysis revealed the following components (wt. %):  $\text{SiO}_2$  — 54.46,  $\text{TiO}_2$  — 0.92,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 17.68,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 8.11,  $\text{FeO}$  — 0.31,  $\text{MnO}$  — 0.049,  $\text{CaO}$  — 0.79,  $\text{MgO}$  — 1.59,  $\text{K}_2\text{O}$  — 2.16,  $\text{Na}_2\text{O}$  — 4.34,  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0.13,  $\text{LOI}$  — 8.92,  $\text{CO}_2$  — 0.13 (Total 99.46).

The isotherms of nitrogen adsorption-desorption of analcime-containing rocks are of IV(a) type according to the IUPAC classification [16]. They are characterized by the presence of a hysteresis loop and typical of mesoporous sorbents. The adsorption curve shows a sharp rise at low pressures, indicating the presence of micropores in the sample ( $<2 \text{ nm}$ ). The rise in the adsorption curve at a relative pressure close to 1 indicates the presence of macropores. The hysteresis loop can be classified as H3 and H4 types, since clay minerals and zeolites are also present in the sample. The pore size distribution curve is characterized by a narrow bimodal distribution of pore radius in the range of 0.8–3 nm with maxima of 0.96 and 2.15 nm. Structural characteristics are presented in Table 1.

The analcime-bearing rocks should be considered as sorption raw of mixed composition, since zeolites are asso-

ciated with clay minerals, which are also characterized by high sorption properties.

Microalgae cells were counted using a Goryaev-Thoma counting chamber [14] with Biomed 3 microscope, binocular: LED, quadruple nosepiece, Achromat 4x/10x/40x/100x lenses. The dehydrogenase activity of the aqueous suspension was studied according to the methodology of the All-Russian Scientific Research Institute of Water Resources [9].

The surface morphology of samples with immobilized microalgae was studied by TESCAN VEGA 3 LMH scanning electron microscope with X-Max Oxford Instruments energy dispersion attachment at an accelerating voltage of 5 kV.

The chemical composition of the rocks was determined by silicate analysis with 12/14 components.

X-ray phase analysis was performed by Shimadzu XRD 6000 diffractometer ( $\text{CuK}\alpha$  radiation, Ni filter, 30 kV, 30 mA). A powder sample was taken in the range  $2\text{--}65^\circ$  with a speed of 1 deg/min and a scan step of  $0.05^\circ$ . The phase composition of the clay fraction was determined by X-ray diffraction of oriented and non-oriented samples subjected to standard diagnostic treatments.

The specific surface area, the volume of micro- and mesopores, and the total pore volume of the initial untreated sample were determined by the low-temperature physical sorption of nitrogen using NOVA 1200e Quantachrome analyzer of surface area and pore size at a temperature of  $-196^\circ\text{C}$  with preliminary degassing at  $350^\circ\text{C}$  in vacuum within 2 hours. The specific surface area was calculated by BET method, the mesopore volume — by BJH method, the micropore volume by Dubinin-Astakhov method.

The amount of phenols was analyzed by capillary gas chromatography [5].

The microalgae strain was grown on Tamiya medium in Biostat® A MO UniVessel® Glass BB-8822000 2L 230V bioreactor for 3–5 days under conditions of liquid-phase fermentation at 350 rpm, temperature  $25\text{--}27^\circ\text{C}$ , pH 5.5–6.5, lightening with a lamp 175–150V 50 Hz until a titer of cells in a suspension of  $10^8 \text{ cells}/\text{cm}^3$  was reached. Tamiya medium (per 1  $\text{dm}^3$  of deionized water) of the following composition:  $\text{KNO}_3$  — 5 g,  $\text{KH}_2\text{PO}_4 \times 3\text{H}_2\text{O}$  — 1.25 g,  $\text{MgSO}_4 \times 7\text{H}_2\text{O}$  — 2.5 g, microelement solutions — 1  $\text{cm}^3$  each. The trace element solutions are as follows (per 1  $\text{dm}^3$  of deionized water).

1. Alkaline solution of EDTA: EDTA — 50 g; KOH — 31 g.
2. Acidic iron solution:  $\text{FeSO}_4 \times 7\text{H}_2\text{O}$  — 4.98 g,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  — 1  $\text{cm}^3$ .
3. Boric acid solution:  $\text{H}_3\text{BO}_3$  — 11.42 g.
4. The solution of trace elements:  $\text{ZnSO}_4 \times 7\text{H}_2\text{O}$  — 8.82 g;  $\text{MnCl}_2 \times 4\text{H}_2\text{O}$  — 1.44 g;  $\text{MoO}_3$  — 0.71 g;  $\text{CuSO}_4 \times 5\text{H}_2\text{O}$  — 1.57 g;  $\text{Co}(\text{NO}_3)_2 \times 6\text{H}_2\text{O}$  — 0.49 g.

Then, MA suspension was sprayed onto a mineral carrier (analcime-containing rocks) and dried at a temperature of  $25^\circ\text{C}$ . The ratio of the composition of the biogeo-

Table 1. Specific surface area and porosity of the analcime-containing rocks, size 0.1–0.25 mm

Таблица 1. Удельная площадь поверхности и пористость анальцимсодержащей породы, крупность 0.1–0.25 мм

Specific surface area, $\text{m}^2/\text{g}$ Удельная площадь поверхности, $\text{м}^2/\text{г}$	Constant $C_{\text{BET}}$	Total pore volume, $\text{cm}^3/\text{g}$ Общий объем пор, $\text{см}^3/\text{г}$	Mesopore volume, $\text{cm}^3/\text{g}$ Объем мезопор, $\text{см}^3/\text{г}$	Micropore volume, $\text{cm}^3/\text{g}$ Объем микропор, $\text{см}^3/\text{г}$	Average pore radius, nm Средний радиус пор, нм
39.66	223.54	0.0484	0.0365	0.017	2.44

sorbent: mineral carrier is 85–90 %, microalgae strain *C. vulgaris* — 10–15 %.

## RESULTS AND DISCUSSION

***Chlorella vulgaris* microalgae immobilized on the analcime-containing rocks.** An electron microscope study of the biogeosorbent showed the presence of MA cells on the surface of the sample (Fig. 1). During the adsorption immobilization of the cells, which are caused by electrostatic forces, several types of adhesive interaction are simultaneously realized, so, it is difficult to determine the role of each of them individually. According to [4], covalent and ionic interactions have the greatest effect on the binding of *C. vulgaris* microalgae to the carrier.

**Influence of stress factors.** The biogeosorbent was tested for resistance to relatively high temperatures, to conditions of increased salinity and to the influence of organic pollutants. To do this, the biogeosorbent samples (Table 2) were thermostated at high temperatures, added into model phenolic wa-

ter and seawater taken in the coastal zone of Vladivostok. The control sample was not exposed to stress factors.

Samples No. 1, 2, 0.1 g each, were added into the sterile Tamiya nutrient medium and the control cultivation was carried out, periodically selecting samples to count MA cells and determine dehydrogenase activity (Table 3). For samples of biogeosorbent No. 3 and 4, 50 cm<sup>3</sup> of sea or phenolic water was poured into flasks 100 cm<sup>3</sup> and 0.1 g of biogeosorbent was added. Experimental conditions: room temperature, lighting with a grow lamp, aeration at 180 rpm.

Being the most informative parameters for assessing cell viability, metabolic and synthetic activity [13], the biomass yield and dehydrogenase activity were estimated during the experiment (on days 3, 7, 14 and 30).

The biomass yield (the ratio of newly synthesized substance of growing cells to the amount of substrate consumed — the source of matter and energy for cell growth) is a characteristic of the efficiency of the conversion of the substrate to biomass. The conversion process is derived from metabolism (plurality of biochemical reactions in

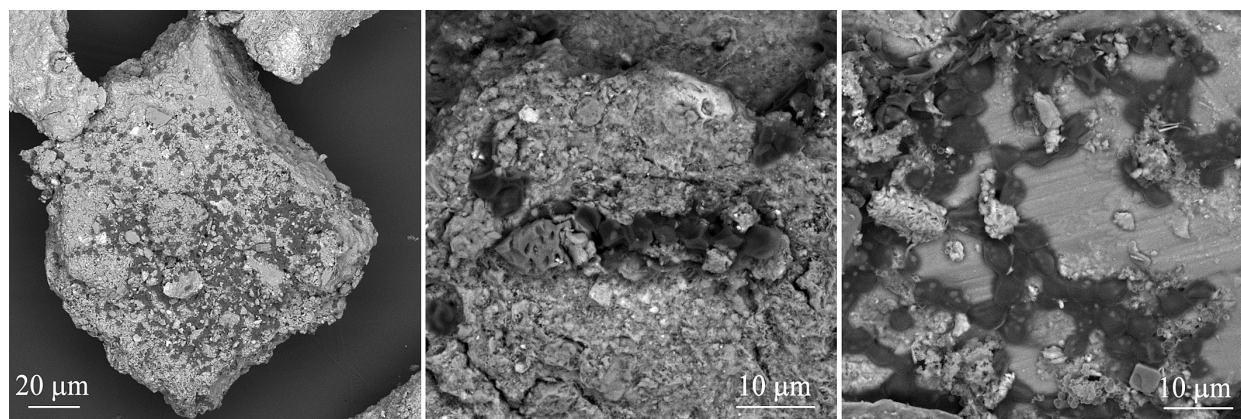


Fig. 1. SEM images of *Chlorella vulgaris* microalgae immobilized on the analcime-containing rocks

Рис. 1. СЭМ-изображения микроводорослей *Chlorella vulgaris*, иммобилизованных на анальцимсодержащей породе

Table 2. Experimental conditions  
Таблица 2. Условия эксперимента

Biogeosorbent sample No. Номер образца биогосорбента	Conditions of sample processing Условия обработки образцов	Exposure time, days Время экспозиции, сутки
1	Control / Контроль	—
2	Temperature 80 °C / Температура 80 °C	1
3	Seawater, salinity 34 ‰ Морская вода, соленость 34 ‰	30
4	Model phenolic water 10 µg/dm <sup>3</sup> Модельная фенольная вода с концентрацией 10 мкг/дм <sup>3</sup>	30

Table 3. Titer of cells of *Chlorella vulgaris* microalgae, cells/cm<sup>3</sup>  
Таблица 3. Титр клеток микроводорослей *Chlorella vulgaris*, кл/см<sup>3</sup>

Время экспозиции, сутки Exposition time, day	Biogeosorbent sample No. / № образца биогосорбента			
	1	2	3	4
3	2.4 × 10 <sup>5</sup>	—	single cells detected обнаружены единичные клетки	7.2 × 10 <sup>6</sup>
7	1.9 × 10 <sup>6</sup>	—	то же id.	2.3 × 10 <sup>6</sup>
14	1.4 × 10 <sup>7</sup>	—	»	3.7 × 10 <sup>6</sup>
30	1.3 × 10 <sup>7</sup>	—	1.8 × 10 <sup>4</sup>	1.1 × 10 <sup>7</sup>

Note: Designations 1—4 are taken from Table 2. / Примечание: Обозначения 1—4 — из табл. 2.



cells) [6]. The preferable medium for MA cultivation and their maximum yield is Tamiya medium, since it is a nutrient solution of a high concentration of mineral salts. This medium was used to cultivate a control sample of biogeosorbent and to test the survival of samples No. 2 and 3.

In the Tamiya nutrient medium, a gradual accumulation of the biomass of *C. vulgaris* occurred in the control sample. The maximum yield was distinguished on day 14 (Table 3). Dehydrogenase activity directly correlated with an increase in the number of cells (Fig. 3).

**Temperature.** No living cells were found in the sample of the nutrient medium in which the biogeosorbent thermostated at a temperature of 80 °C was placed. No dehydrogenase activity was detected (Table 3, Fig. 2).

**Salinity of water.** The most important abiotic factor in the habitat of aquatic organisms, including unicellular algae, is the total salinity of seawater. In the first 14 days of culturing a sample of biogeosorbent No. 4 in seawater with a salinity of 34 ‰, single MA cells were detected, then the biomass increased by day 30 (Table 3). Dehydrogenation processes corresponded to the dynamics of the accumulation of MA cells (Fig. 2).

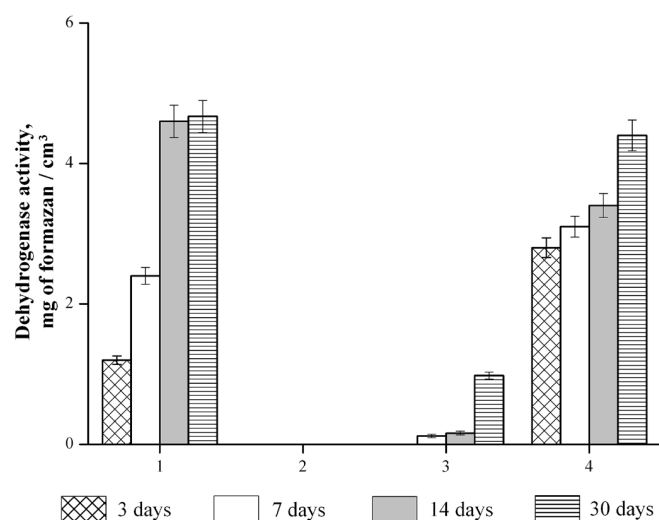


Fig. 2. Dehydrogenase activity of biomass. Designations 1–4 — from Table 2

Рис. 2. Дегидрогеназная активность биомассы. Обозначения 1–4 — из табл. 2

**Organic pollutant.** Phenol is especially dangerous because it is easily soluble in water. To accelerate biooxidation of organic pollutants the biochemical, biological adsorption and other methods are used [7].

We noted a high tolerance of MA to phenolic water with a mass concentration of 10 µg/dm³. When the biogeosorbent was introduced into phenolic water, MA desorption occurred, followed by cell cultivation in the medium. By the end of 30 days, the cell titer in this variant was similar to the titer of the cells of the control sample (Table 3). Dehydrogenase activity was increasing during biomass accumulation (Fig. 2).

**Phenol destruction.** The dynamics of the phenol content after the biogeosorbent (AMA) had been applied was studied. For comparison, a mineral carrier — analcime-containing rocks without microalgae (A), suspended microalgae (MA) — was tested. Model phenolic water with-

out additives was taken as a control: zero control (K0) — analyzed for phenol content at the beginning of the experiment, and experimental control (EC) — analyzed for phenol content after 3 and 45 days.

After 3 days from the start of the experiment, adsorption and biooxidation processes were noted in all variants (Fig. 3). The maximum treatment of phenols regarding zero control was distinguished with exposure time. In suspended MA treatments, phenols were dropped by 74 % in 3 days and 90 % in 45 days. Analcime-containing rocks showed high sorption activity to phenols — 78 and 97 % of the zero control for 3 and 45 days, respectively.

A synergetic complex of microorganisms *C. vulgaris* and analcime-containing rocks contributed to the intensifying of sorption and destruction of phenolic compounds compared to similar processes that occur when only analcime-containing rock or a MA suspension are introduced into the water (Fig. 3). Algorithm of the biogeosorbent functioning: sorption of phenols by a biogeosorbent → active absorption by microalgae → accumulation → biodestruction. Moreover, when phenolic water is treated with the biogeosorbent, partial desorption of *C. vulgaris* microalgal cells from the carrier occurred, and the phenol biodegradation processes were carried out simultaneously by immobilized and suspended cells. In the joint process of biological and sorption treatment of the model water by the biogeosorbent, the efficiency of phenols reduction was 84 and 98 % of the zero control for 3 and 45 days, respectively.

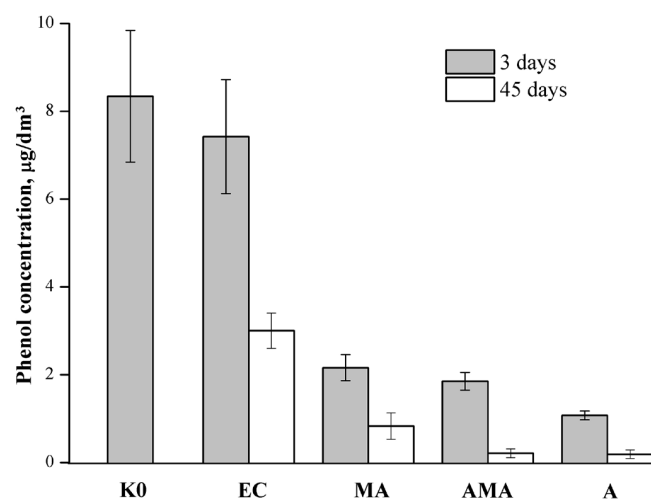


Fig. 3. Efficiency of phenol reduction in water relative to the zero control (K0) and experimental control (EC), mg/dm³: MA — suspended microalgae, A — analcime-containing rocks, AMA — analcime-containing rock with immobilized microalgae

Рис. 3. Эффективность очистки воды от фенолов относительно нулевого контроля (K0) и контроля экспериментального (КЭ), мг/дм³: МВ — микроводоросли, А — анальцим-содержащая порода, АМВ — анальцим-содержащая порода с иммобилизированными микроводорослями

In the control variant phenol content decreased due to physical weathering, so it is more advantageously to compare it with EC. Reducing the amount of phenols for 3 and 45 days was: MA variant — 70 and 72 %, A — 25 and 93 %, AMA — 82 and 93 %, respectively (Fig. 3).

Thus, the analcime-containing rocks are a “transport base” for *C. vulgaris* microalgal cells, preserving them un-



der stressful conditions. Introducing it into a nutritious environment, microalgal cells re-activate their vital activities. *C. vulgaris* microalgae are tolerant to increased salinity (34 ‰) and saturation with organic pollutants (phenolic water with a concentration of 10 µg/dm<sup>3</sup>).

Any agent used (*C. vulgaris* microalgae, analcime-containing rocks, the biogeosorbent) is effective in remediation of phenols, but a distinctive feature of the biogeosorbent and its advantage is the reduction in the cleaning period, when used, and absence of secondary wastes due to biodegradation of phenols in the sorbent.

## Conclusions

Thus, the algorithm of biogeosorbent functioning is as follows: sorption of phenols by the biogeosorbent → active absorption by microalgae → accumulation → biodestruction.

By comparing of the mineral composition and sorption-structural characteristics of analcime-containing rocks and sorbents with microalgae immobilized, phenol destructive properties of biogeosorbents were estimated. *Chlorella vulgaris* microalgae, immobilized on analcime-containing rocks was found to be tolerant to high salinity (34 ‰) and organic pollutants (phenolic water with a concentration of 10 µg/dm<sup>3</sup>). The mineral carrier provides preserving the cell viability and increases the growth of microalgae cells.

The advantage of the synergetic complex of the biogeosorbent over its individual components is the reduction of the period of phenol treatment in water. Biodegradation of 83 % of phenols in model water occurs in 3 days.

*The authors are grateful to the Geonauka CCU and the eco-analytical laboratory of the Institute of Biology, Komi SC UB RAS for their assistance in the analytical work.*

*The reported study was funded by RFBR and NSFC according to the research project RFBR № 20-55-53019 and NSFC № 4191101331, 41672039.*

*This work was partially supported by State Task No. AAAA-A17-117121270025-1 “Development of biocatalytic systems based on enzymes, microorganisms and plant cells, their immobilized forms and associations for processing plant materials, obtaining biologically active substances, biofuels, remediation of contaminated soils and of wastewater treatment”.*

## References

1. Aizdaycher N.A., Stonik I.V. *Vliyanie solenosti morskoi vody na vidy roda Attheya West (Bacillariophyta) iz yaponskogo morya (Rossiya)* (The influence of sea water salinity on species of the genus *Attheya West* (Bacillariophyta) from the Sea of Japan (Russia)). *Algology*, 2013, V. 23, No. 1, pp. 37–43
2. Andreeva V. M. *Rod Chlorella: morfologiya, sistematika, printsipy klassifikatsii* (Genus *Chlorella*: morphology, systematics, principles of classification). Science, 1975, 110 p.
3. Vasilieva S. G., Lobakova E. S., Lukyanov A. A., Solovchenko A. E. *Primenenie immobilizovannykh mikrovodoroslei v biotekhnologii* (Application of immobilized microalgae in biotechnology). *Tomsk State University Journal, Ser. 16, Biology*, 2016, No. 3, pp. 65–72.
4. *Immobilizatsiya kletok na nositele ili na poverhnosti nositeleya* (Immobilization of cells on a carrier or on a carrier surface). URL: <https://www.kazedu.kz/referat/174283/1>
5. *Metodika izmerenii massovoi kontsentratsii fenola metodom kapillyarnoi gazovoi hromatografii* (Methodology for measuring the mass concentration of phenol by capillary gas chromatography). No. 88-17641-006-2013 (FR.1.31.2013.15054), 2013 Edition.
6. Minkevich I. G. *Otsenka maksimalnykh znachenii vyhoda biomassy, osnovannaya na material'no-energeticheskom balance metabolizma kletok* (Estimation of maximum biomass yield values based on the material and energy balance of cell metabolism) *Computer Research and Modeling*, 2019, V. 11, No. 4, pp. 723–750. DOI: 10.20537/2076-7633-2019-11-4-723-750.
7. *Ochistka stochnykh vod i udalenie fenolov* (Wastewater treatment and phenol removal). URL: <https://www.kaufmann-tec.ru/publics/20/>
8. Patent 2703499 RF. *Shtamm mikrovodoroslei Chlorella vulgaris Beijer. f. globosa V. Andr. Dlya ochistki prirodnkh vodoemov i stochnykh vod promyshlennykh predpriyatiy* (Microalgae strain *Chlorella vulgaris* Beijer. f. *globosa* V. Andr. For the purification of natural reservoirs and wastewater of industrial enterprises). T. N. Schemelinina, E. M. Anchugova, A. V. Gogonin, D. V. Tarabukin, D. M. Shapenkov. Published: 10/17/2019, Bull. Number 29.
9. Rogovskaya P. I., Orgianskaya F. E. *Rekomendatsii po metodam proizvodstva analizov na sooruzheniyakh biokhicheskoi ochistki promyshlennykh stochnykh vod* (Recommendations on methods for the production of analyzes at the facilities for biochemical treatment of industrial wastewater). Moscow: Stroyizdat, 1970, 104 p.
10. Shushkov D. A., Kotova O. B., Kapitanov V. M., Ignatiev A. N. *Analitsimsozderzhaschie porody Timana kak perspektivnyi vid poleznykh iskopaemykh* (Analcime-bearing rocks of Timan as a promising type of minerals). Syktyvkar, 2006, 40 p. (Scientific recommendations — to the national economy. Komi SC UB RAS, 123).
11. Schemelinina T. N., Kotova O. B., Anchugova E. M., Shushkov D. A., Ignatiev G. V. *Tseolitovoe i glinitoe syre: eksperimentalnoe modelirovaniye biogeosorbentov* (Zeolite and clay raw materials: experimental modeling of biogeosorbents). *Vestnik of the Institute of Geology, Komi SC UB RAS*, 2018, No 9, pp. 50–57.
12. Schemelinina T. N., Kotova O. B., Kharzha M., Anchugova E. M., Pelovsky I., Kretesku I. *Novye trendy v mekhanizmah povysheniya proizvoditel'nosti materialov na mineral'noi osnove* (New trends in the mechanisms for increasing the productivity of materials based on minerals). *Vestnik of the Institute of Geology, Komi SC UB RAS*, 2017, No. 6, pp. 40–42.
13. Yurin V. M., Ditchenko T. I. *Immobilizovannyye kletki i fermenty. Uchebno-metodicheskii kompleks* (Immobilized cells and enzymes. Training and methodology complex). Belarusian State University, 2014, 138 p.
14. Benjumovich M. S. The application of Poisson units to the determination of median lethal cell culture dose. *Toxicology in vitro*, 2001, V. 15, No. 6, pp. 671–675.
15. Shchemelinina T. N., Gömze L. A., Kotova O. B., Ibrahim J. E. F. M., Shushkov D. A., Harja M., Ignatiev G. V., Anchugova E. M. Clay- and zeolite-based biogeosorbents: modelling and properties. *Építőanyag — Journal of Silicate Based and Composite Materials*, 2019, V. 71, No. 4, pp. 131–137. <https://doi.org/10.14382/epitoanyag-jsbcm.2019.23>
16. Thommes M., Kaneko K., Neimark A. V., Olivier J. P., Rodriguez-Reinoso F., Rouquerol J., Sing K. S. W. *Physisorption of gases, with special reference to the evaluation of surface area and pore size distribution (IUPAC Technical Report)*. Pure and Applied Chemistry, 2015, V. 87, Is. 9–10, pp. 1051–1069.

Поступила в редакцию / Received 31.01.2020





## THERMAL DEGRADATION OF CARBON ISOTOPE COMPOSITION OF CONODONT ORGANIC MATTER: PRELIMINARY RESULTS

A. V. Zhuravlev

Institute of Geology FRC Komi SC UB RAS, Syktyvkar

*micropalaeontology@gmail.com*

Study of carbon isotopes of organic matter in conodont elements seems to be a promising approach in reconstruction of the ancient pelagic ecosystems and in isotope stratigraphy. Evaluation of influence of thermal maturity on the isotopic composition of organic matter ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) in conodonts is an actual problem. Experimental study demonstrates that thermal maturity of conodont elements in the Conodont Alteration Index (CAI) interval from 1 to 4 causes  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  depletion varying from 0.2 up to 2.6 ‰. The depletion is much less than changes in conodont  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  caused by the vital effect. Thus, conodont elements with CAI < 4 can be used for organic carbon isotope study with minor caution.

**Keywords:** conodonts, carbon isotope composition, thermal maturity.

## ТЕРМАЛЬНАЯ ДЕГРАДАЦИЯ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА КОНОДОНТОВ: ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

А. В. Журавлев

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Изотопные исследования углерода органического вещества конодонтовых элементов представляются перспективным подходом к восстановлению древних пелагических экосистем и изотопной стратиграфии. Оценка влияния термической зрелости на изотопный состав органического вещества конодонтов ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) является актуальной проблемой. Экспериментальное исследование показывает, что термическая зрелость конодонтовых элементов в диапазоне индексов окраски (ИОК) от 1 до 4 вызывает облегчение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  в диапазоне от 0.2 до 2.6 ‰. Это облегчение изотопного состава намного меньше, чем жизненный эффект, составляющий у изученных таксонов не менее 4 ‰. Таким образом, конодонтовые элементы с ИОК < 4 могут быть использованы для изучения изотопного состава органического углерода с небольшой осторожностью.

**Ключевые слова:** конодонты, изотопный состав углерода, термическая зрелость.

### Introduction

Conodonts are extinct group of marine animals of debated affinities [12]. The only mineralized parts of conodonts are conodont elements representing tooth-like parts of feeding apparatus. The conodont elements are composed of apatite and collagen-like protein [4, 14]. The protein content is less than 4 % and varies in different types of conodont mineralized tissue in range from <1 % up to 3–4 % [13, 14]. In all types of mineralized tissue the protein network is surrounded by crystallites of apatite and strongly incorporated into the mineral matrix. This provides conditions for exceptional preservation of the organic matter, including secondary structures of the protein [14].

Study of carbon isotope composition of organic matter in conodont elements seems to be a promising approach in reconstruction of the ancient pelagic ecosystems and in evaluation of their bioproductivity [9, 10, 13, 14]. Isotope stratigraphy is another probable application of the variations of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values recognized in conodont elements.

By now, such studies are limited to conodont elements of good preservation, exposed to low grade thermal alter-

ation (Conodont Alteration Index (CAI) = 1–2). This is the reason why only conodont elements originating from the cratons, mainly from shallow-water deposits, are used for the C-isotope analysis (e. g. [14]). As a rule, deep-water deposits are exposed in the folded belts and usually more thermally altered (CAI = 2.5–6). This has prevented studies of isotopes from conodonts representing deeper-water paleofacies.

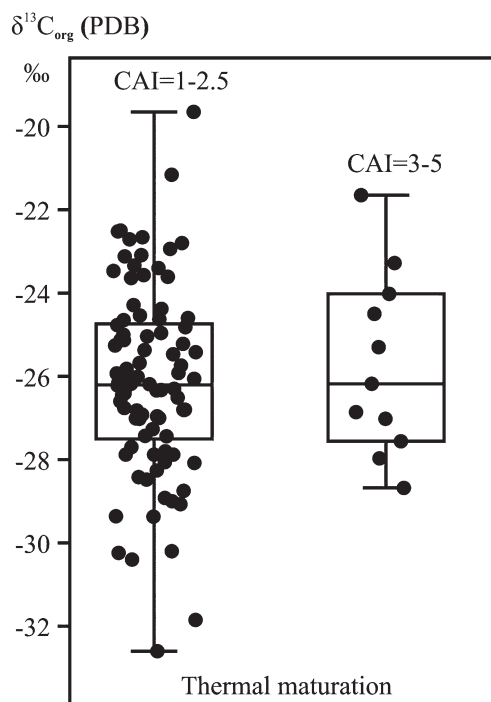
So, evaluation of influence of thermal maturity on the isotopic composition of conodont organic matter ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) is an actual problem. This article reports preliminary results of the experimental study of the influence of thermal alteration of conodonts on the isotopic composition of organic matter in them.

### Material and methods

The study is based on 120 Late Devonian–Early Carboniferous conodont elements of different taxa coming from sections located on the East European Platform and Pechora Plate, and in the Subpolar Urals. The specimens

**Для цитирования:** Журавлев А. В. Термальная деградация изотопного состава углерода органического вещества конодонтов: предварительные результаты // Вестник геонаук. 2020. 2(302). С. 29–31. DOI: 10.19110/geov.2020.2.5.

**For citation:** Zhuravlev A. V. Thermal degradation of carbon isotope composition of conodont organic matter: preliminary results. Vestnik of Geosciences. 2020. 2(302). Pp. 29–31. DOI: 10.19110/geov.2020.2.5.



Distribution of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values in conodont elements of different thermal maturation. Conodont Alteration Index (CAI) is used as thermal maturation proxy. To show overlapping points more clearly, they are horizontally displaced using a random value (not in CAI scale). The 25–75 percent quartiles are drawn using a box. The median is shown with a horizontal line inside the box. The minimal and maximal values are shown with short horizontal lines

Распределение значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  конодонтовых элементов различной термической зрелости. В качестве показателя термической зрелости используются индексы окраски конодонтов (CAI). Чтобы показать перекрывающиеся точки, они смещены произвольным образом по горизонтали (смещение не отвечает вариациям CAI). Прямоугольник соответствует квартилям 25–75 %. Горизонтальная линия внутри прямоугольника отмечает медианное значение. Минимальное и максимальное значения отмечены короткими горизонтальными рисками

represent various degree of thermal maturity (CAI from 1 to 5). Main part of the information related to this database was published earlier [13, 14].

Four conodont elements were used for experimental study. They were broken in two nearly equal fragments using a steel needle. One fragment of each element was heated during 60–90 min at  $T = 600^\circ\text{C}$  in dry microenvironment, which resulted in  $\text{CAI} = 3.5\text{--}4$  [3]. Another one was kept unchanged ( $\text{CAI} = 1$ ). Carbon isotope composition was studied from both fragments (Table 1).

Carbon isotope composition was analyzed with the DELTA V Advantage mass spectrometer equipped with the Thermo Electron Continuous Flow Interface (ConFlo III) and Element Analyzer (Flash EA 1112) (Geonauka CCU of the Institute of Geology Komi SC UrB RAS, Syktyvkar, Russia). The  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values are reported relative to the PDB standard with precision  $\pm 0.15\text{ ‰}$ . Detailed description of the methods was published earlier [13, 14].

## Results and discussion

Main factors affecting the carbon isotope composition of conodont organic matter are supposed to be as follows:

1. Vital effect of the organism including the isotope composition of the carbon source; isotope effects associated with the assimilation of carbon; isotope effects related to metabolism and biosynthesis [2, 5, 13, 14].

2. Secondary changes including microbiological, epigenetic, and thermal degradation of the conodont organic matter [8, 13, 14].

Cumulative vital effect can be evaluated as difference between maximum and minimum  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values in unaltered ( $\text{CAI} = 1$ ) conodont elements of a species ( $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ). Another measure of the amount of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  variation is double standard deviation ( $2\sigma\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ). P1 elements of conodonts belonging to 7 different species, namely *Hindeodus crassidentatus* (Branson et Mehl), *Icriodus cornutus* Sannemann, *Jablonnodus erectus* Dzik, *Mehlnina gradata* Youngquist, *Mesotaxis asymmetricus* (Bischoff et Ziegler),

Table 1. Vital effect in  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  in Late Devonian — Early Carboniferous conodonts. See explanations in the text

Таблица 1. Жизненный эффект в  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  у позднедевонско-раннекаменноугольных конодонтов (объяснения в тексте)

Taxon	Number of specimens	min $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)	max $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)	$\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)	$2\sigma\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)
<i>Hindeodus crassidentatus</i>	5	−29.0	−23.3	5.7	4.3
<i>Icriodus cornutus</i>	3	−27.9	−23.1	4.8	4.9
<i>Jablonnodus erectus</i>	4	−28.1	−23.1	5.0	4.2
<i>Mehlnina gradata</i>	4	−31.9	−24.7	7.2	6.4
<i>Mesotaxis asymmetricus</i>	6	−27.0	−22.4	4.6	3.6
<i>Polygnathus communis communis</i>	18	−32.6	−24.1	8.5	4.2
<i>Polygnathus parapetus</i>	31	−30.4	−22.5	7.9	4.3

Table 2. Experimental thermal changes in  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values in conodont elements

Таблица 2. Экспериментальное термальное изменение значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  конодонтовых элементов

Conodont element	T (°C)	Time (min)	Initial $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰) (CAI = 1)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰) after heating	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ change (‰)	CAI after heating
M-element	600	90	−24.31	−26.86	−2.55	4
<i>Mesotaxis bogoslovski</i>	600	90	−27.03	−27.56	−0.53	4
<i>Mehlnina gradata</i>	600	60	−26.81	−27.02	−0.21	3.5
S-element	600	60	−27.4	−28.68	−1.28	3.5



*Polygnathus communis communis* Branson et Mehl, and *Polygnathus parapetus* Druce, were used for this evaluation. Table 1 demonstrates that  $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  varies from 4.6 ‰ up to 8.5 ‰; but statistically significant  $\Delta\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values, derived from more than 10 measurements, are about 8–8.5 ‰ (*Polygnathus communis communis* Branson et Mehl and *Polygnathus parapetus* Druce respectively). Double standard deviation of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  in conodont elements of single species ranges from 3.6 ‰ to 6.4 ‰ (Table 1). Thus we can suppose that vital effect can be higher than 3.6‰ in any case.

Existing data on thermal degradation of bioapatite and collagen-like proteins allow us to predict changes in conodont elements during heating. Recrystallization of the bioapatite starts at 300 °C [6]. Long-time heating at this temperature results in CAI = 5 [3]. Thus, changes in mineral component of conodont elements can be expected at CAI > 5. Recrystallization of conodont bioapatite leads to the destruction of organic matrix in any case. Collagen thermal denaturation starts at 60–65 °C in hydrated condition and at 150 °C in dry environment [1], that promises good preservation of organic components at CAI < 3 (corresponds to T < 150 °C).

In general, isotopic composition of organic matter in sedimentary rocks demonstrates unclear dependences from the thermal maturity. For example, McKirdy and Powell [7] noted that unaltered organic matter is isotopically lighter than metamorphosed material, and post-depositional thermal alteration may lead to positive shift in carbon isotope composition. In contrast, no significant correlation between thermal alteration and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  is apparent from data by Strauss and Peters-Kottig [11].

Study of carbon isotope composition of organic matter in conodont elements of various degree of thermal maturity (CAI) demonstrates insignificant differences in mean values of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  (Fig. 1). However, in this case the vital effect is not accounted. Experimental data, which allow avoiding the vital effect, demonstrate that heating up to CAI = 4 leads to negative shift in carbon isotope composition of conodont organic matter (Table 2). This shift ranges from 0.2 to 2.6 ‰. It is notable that the observed thermal shift of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  value is much less than the cumulative vital effect.

## Conclusions

Thermal maturity of conodont elements in range of CAI from 1 to 4 causes  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  depletion varying between 0.2 and 2.6 ‰. Vital effect is much higher than the effect of thermal degradation recorded. Thus, conodont elements with CAI < 4 can be used for organic carbon isotope study with minor caution. However, differences in the conodont  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values less than 3 ‰ may be caused by variations in their thermal maturity. This possibility allows using the conodont carbon isotope data for any paleoecological and stratigraphic purposes with minor cautions.

*Acknowledgements. The author is greatly appreciated to I. V. Smoleva for assistance in isotope studies.*

## References

1. Bozec, L., Odlyha M. Thermal Denaturation Studies of Collagen by Microthermal Analysis and Atomic Force Microscopy. *Biophysical Journal*, 2011, pp. 228–236.
2. DeNiro M. J., Schoeninger M. J. Stable carbon and nitrogen isotope ratios of bone collagen: variations within individuals, between sexes, and within populations raised on monotonous diets. *J. Archaeol. Sci.*, 1983, 10(3), pp. 199–203.
3. Epstein A. G., Epstein J. B., & Harris L. D. Conodont Color Alteration — an Index Organic Metamorphism. U. S. Geological Survey Professional Paper, 1977, 995, pp. 1–27.
4. Frank-Kamenetskaya O. V., Rozhdestvenskaya I. V., Rosseeva E. V., Zhuravlev A. V. Refinement of Apatite Atomic Structure of Albid Tissue of Late Devon Conodont. *Crystallography Reports*, 2014, 59(1), pp. 41–47.
5. Hayes J. M. Factors controlling  $^{13}\text{C}$  contents of sedimentary organic compounds: principles and evidence. *Marine Geology*, 1993, 113, pp. 111–125.
6. Li Z., Wu S., Ye C. Temperature related changes of bioapatite based on hypermineralized dolphin's bulla. *J. Raman Spectrosc.*, 2015, 46, pp. 964–968. DOI 10.1002/jrs.4653.
7. McKirdy D. M., Powell T. G. Metamorphic alteration of carbon isotopic composition in ancient sedimentary organic matter: new evidence from Australia and South Africa. *Geology*, 1974, 2(12), pp. 591–595.
8. Meyers P. A. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chemical Geology*, 1994, 114, pp. 289–302.
9. Nicholas C., Murray J., Goodhue R., Ditchfield P. Nitrogen and carbon isotopes in conodonts: Evidence of trophic levels and nutrient flux in Palaeozoic oceans. The Palaeontological Association 48th Annual Meeting, 17th–20th December 2004, University of Lille, ABSTRACTS, 2004, pp. 126–127.
10. Over D. J., Grossman E. L. Carbon isotope analysis of conodont organic material — procedure and preliminary results. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 1992, 24, A214.
11. Strauss H., Peters-Kottig W. The Paleozoic to Mesozoic carbon cycle revisited: The carbon isotopic composition of terrestrial organic matter. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, 4(10), 1083, DOI: 10.1029/2003GC000555, 10.
12. Turner S., Burrow C. J., Schultze H.-P., Blicke A., Reif W.-E., Rexroad C. B., Bultynck P., Nowlan G. S. False teeth: conodont-vertebrate phylogenetic relationships revisited. *Geodiversitas*, 2010, 32(4), pp. 545–594.
13. Zhuravlev A. V., Smoleva I. V. Carbon isotope values in conodont elements from the latest Devonian — Early Carboniferous carbonate platform facies (Timan-Pechora Basin). *Estonian Journal of Earth Sciences*, 2018, 67(4), pp. 238–246. DOI 10.3176/earth.2018.17.
14. Zhuravlev A. V., Plotitsyn A. N., Gruzdev D. A. Carbon Isotope Ratios in the Apatite-Protein Composites of Conodont Elements—Palaeobiological Proxy. *Lecture Notes in Earth System Sciences*. Frank-Kamenetskaya, O. V., Vlasov, D. Y., Panova, E. G., Lessoavaia, S. N. (Eds.). Processes and Phenomena on the Boundary between Biogenic and Abiogenic Nature, 2020, Chapter 40, pp. 749–764 DOI: 10.1007/978-3-030-21614-6\_40

Поступила в редакцию / Received 03.02.2020



## Комментарий к статье В. С. Шкодзинского «Происхождение магм как результат горячей аккреции Земли»

### About V. S. Shkodzinskiy's article «Diversity of magmas as a result of Earth's hot accretion»

В статье высказано предположение о горячей гетерогенной аккреции Земли. Природа происхождения магм не раскрыта, так как механизмы, в результате которых образуются многочисленные магмы, представлен у автора только процессом фракционирования. На самом деле процессы, приводящие к бесконечному разнообразию магматических пород, гораздо шире и не заключаются только во фракционировании.

В статье проявлено полное пренебрежение накопленными зарубежными и российскими учеными знаниями по петрологии магматитов вообще и по геологии гранитоидов в частности. Еще в 1920-е годы, т. е. 100 лет назад, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг обосновал представления о существовании двух принципиально разных исходных магм — базальтовой и гранитной, существующих в природе независимо друг от друга. Он исходил в основном из бимодального характера графика частоты встречаемости магматических пород разного состава: на соответствующих графиках четко выражено два максимума, один соответствует гранитоидам (72 %  $\text{SiO}_2$ ), а второй — базальтам (49—50 %  $\text{SiO}_2$ ). Именно упомянутый автором финский геолог Пенти Эскола полагал, что гранитная магма возникает за счет эвтектоидного плавления гнейсов. Гранитная эвтектика формируется при плавлении вещества земной коры при температуре 600—700 °С и давлении 2—5 кбар. Базальтовая эвтектика (базальтовая магма) возникает при плавлении вещества верхней мантии при температуре 900—1100 °С и давлении до 10 кбар. Андезитовая эвтектика (андезитовая магма) — это продукт сухого плавления верхней мантии при температуре около 900—1000 °С, но при более высоком давлении. Очаги плавления первичного субстрата с образованием гранитных магм в земной коре располагаются близко к поверхности Земли, поэтому выплавляются лишь локальные объемы. В этом случае вариации составов гранитов отражают разнообразие не условий магнеобразования, а состава гранитообразующих субстратов. В мантии выплавляется огромный объем магм, располагающихся в гигантских магматических камерах. Поэтому степень однородности расплавов высокая. Но тем не менее вариации в содержании тех или иных специфических компонентов наблюдаются и среди базальтов, и среди андезитов. Первоначально обособления одной жидкости в другой могут иметь форму капель. В этом случае срабатыва-

ет такой процесс, как *ликвация* — разделение расплава на различные комплексы-сеткообразователи, например кремнисто-карбонатный, карбонатно-фосфатный, фосфатно-оксидно-железистый и т. п. При снижении температуры в расплаве и с началом процессов кристаллизации за счет гравитации появляется неизбежная *кристаллизационная дифференциация*. К разнообразию магматических пород в подобных очагах может приводить гипотетический процесс, именуемый *фильтр-прессингом*, что означает «процеживание-сжатие». Есть предположение, что дифференциация может происходить и до кристаллизации, еще на уровне ионов (особенно крупных, комплексных), за счет воздействия электрического или магнитного поля Земли, хотя поведение магм в таких полях пока не изучено.

Дифференциация может возникнуть и за счет термодиффузии по принципу Соре: если какой-либо раствор или расплав находится в поле перепада температур, то более легкоплавкие компоненты мигрируют в зону пониженных температур, а тугоплавкие идут к горячему контакту. Соответственно, горячий эндоконтакт интрузии должен обогащаться тугоплавкими компонентами, а более холодный контакт (обычно это верхний контакт интрузии) обогащается легкоплавкими компонентами. Это тоже должно приводить к разделению расплава на различные по составу порции еще до начала кристаллизации. Составы исходных магм могут изменяться и за счет *гибридизма* (смешивания разных расплавов) или *контamination* (загрязнений чужеродным материалом). Может быть, есть еще какие-то, пока непознанные, процессы, приводящие к разнообразию магматических пород. Все эти (да и некоторые иные) процессы могут проявляться по отдельности и в разных сочетаниях, с разной интенсивностью и в разной последовательности, что приводит к огромному в сравнении с ограниченным числом исходных расплавов многообразию магматических горных пород.

Таким образом, статья В. С. Шкодзинского не раскрывает природу происхождения магм на планете Земля с общепринятых научных позиций. Тем не менее статья полезна для размышлений о геологической истории Земли, будет интересна студентам, познающим гипотезы эволюции Земли на лекциях по общей геологии.

К. г.-м. н. И. Голубева





## ДЕНЬ ОТКРЫТЫХ ЛАБОРАТОРИЙ В ИНСТИТУТЕ ГЕОЛОГИИ

### OPEN LAB DAY AT THE INSTITUTE OF GEOLOGY

February 8, 2020, as part of the celebration of the Russian Science Day, the Yushkin Institute of Geology, FRC Komi SC UB RAS, hosted the Open Lab Day on the basis of the Chernov Geological Museum and the Paleontology Laboratory.

Восьмого февраля 2020 года в рамках празднования Дня российской науки в Институте геологии им. академика Н. П. Юшкина прошел день открытых лабораторий на базе Геологического музея им. А. А. Чернова совместно с лабораторией палеонтологии.

В геологическом музее гостям предоставилась возможность свободного посещения экспозиций музея, расположенных в девяти выставочных залах: полезных ископаемых, минералогии, литологии, петрографии, истории геологических исследований, палеонтологии и стратиграфии, камнесамоцветного сырья и в зале «Ноев ковчег» (частная коллекция А. П. Боровинских). Большинство посетителей уже были знакомы с экспозицией музея, но подолгу задерживались в залах минералогии и камнесамоцветного сырья, наслаждаясь блеском и красотой минералов и горных пород. Школьники расширяли свои знания о полезных ископаемых Республики Коми. Свободный доступ к крупным штуфам не оставил равнодушными маленьких посетителей. Они с удовольствием обнимали крупные кристаллы кварца, нюхали нефтенасыщенный песчаник и пробовали сереговскую соль. Особый интерес вызвали палеонтологические экспозиции с экспонатами скелета тарбозавра, костями мамонта, шерстистого носорога, пещерного медведя и льва. Отдельное внимание было уделено недавно описанному древнейшему тетраподу, получившему назва-



Павел Безносков проводит лекцию

Pavel Beznosov delivers a lecture

ние «пармастега». Посетителям продемонстрировали остатки скелета этого животного, а также рассказали о среде его обитания, образе жизни, возможных кормовых объектах и способе питания.

В этом году музей принял более 150 гостей. Такое рекордное количество было связано с проведением акции в выходной день — возможность познакомиться с экспозицией музея получили жители не только Сыктывкара, но и близко расположенных районов. Основными посетителями были люди старшего возраста, группы студентов и школьников. Как и в прошлом году, в музее побывало много семей.

День открытых лабораторий позволил жителям Сыктывкара приобщиться к науке, узнать о направлениях исследования современной геологии и познавательно провести день.

*И. Астахова, П. Безносков*



В зале минералогии  
At the Mineralogy Hall



Благодарность от самого маленького посетителя  
The youngest visitor's review

# СТАРТ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РУССКОГО СЕВЕРА

(К 100-летию создания Северной научно-промысловой экспедиции)

## START OF GEOLOGICAL EXPLORATION OF THE RUSSIAN NORTH

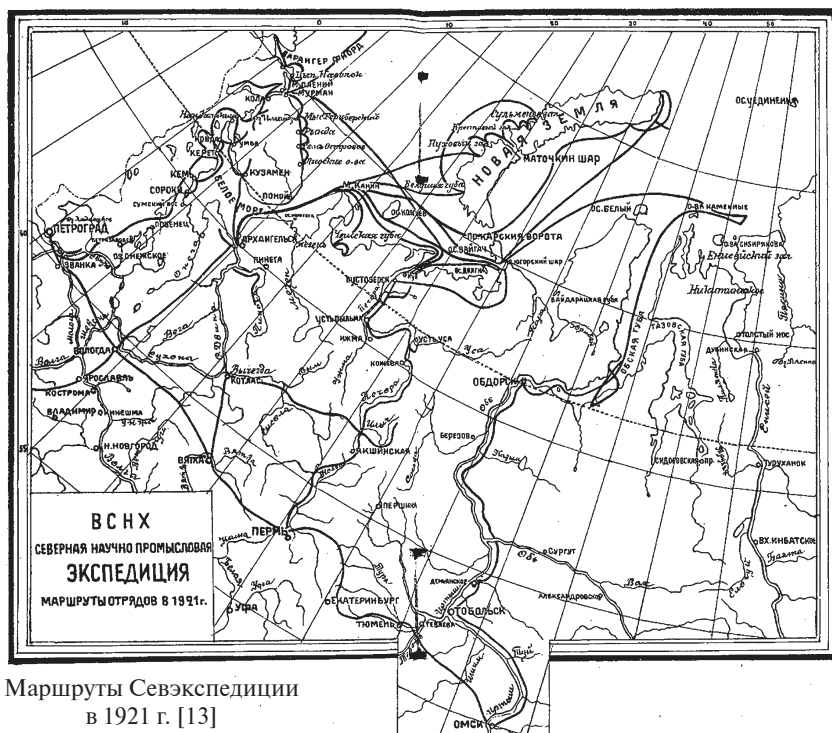
(100<sup>th</sup> anniversary  
of the Northern Research Expedition)

The Northern research multidisciplinary expedition was formed in 1920. The geological works covered the territory of Karelia, the Kola Peninsula, Novaya Zemlya, Vaigach Island, Arkhangelsk region, Pechora region, the Urals. Legendary geologists — R. L. Samoylovich, N. A. Kulik, A. E. Fersman, P. V. Vittenburg, M. B. Edemsky, A. A. Chernov, V. A. Varsanofieva, T. A. Dobrolyubova, E. D. Soshkina — made their discoveries in those years. The formation of the Northern research expedition boosted exploration and research of the entire Russian North. The geological results were significant and decisive for the industrial development of the Pechora region of modern Komi Republic.

4 марта 1920 г. была учреждена Северная научно-промысловая экспедиция. Это событие явилось важным шагом в процессе освоения и изучения всего Русского Севера, в том числе Печорского края. В основе создания Севэкспедиции была высокая оценка Комиссией по использованию естественных производительных сил Русского Севера результатов работ Печорской экспедиции в 1919 г. Руководителем Печорской экспедиции был Н. А. Кулик, представитель Геологического комитета и геолог Музея Академии наук, в прошлом соратник печорских экспедиций А. В. Журавского 1909—1910 и 1913 гг. В хо-

де Печорской экспедиции были проведены экономические исследования, рассмотрены вопросы реорганизации замшевого и точильного производства, соляных и нефтяных промыслов, изучены маслосемячное дело, охотничьи промыслы, рыболовство и оленеводство. В этом же году в составе Комиссии по Северу было организовано Ухтинского бюро, работы которого были направлены на обследование и практическое использование Ухтинского нефтеносного района. В состав бюро вошли Р. Л. Самойлович, Б. К. Лихарев, Б. В. Сабанин. По итогам работ Н. А. Кулик и Р. Л. Самойлович подтвердили высокую значимость полученных результатов для освоения и экономического развития Печорского края [4].

19 февраля 1920 г. в Вологде состоялось межведомственное совещание при Особой продовольственной комиссии Северного фронта. Н. А. Кулик поднял вопрос о расширении деятельности Комиссии по Северу и Печорской экспедиции, в частности о включении в сферу интересов территории, тяготеющей к Северному Ледовитому океану, и о создании нового укрупненного органа. 25 февраля Реввоенсовет 6-й армии обратился к председателю СНК В. И. Ленину с просьбой поддержать решение совещания [8]. В Приказе № 9792 Президиума ВСНХ от 4 марта 1920 г. говорилось: «В целях научно-практических исследований и попутного использования естественных производительных сил, по преимуществу звериных, рыбных промыслов и оленеводства на Русском Севере, учредить при Научно-Техническом отделе Выссовнархоза Северную научно-промысловую экспедицию. На работы Экспедиции ассигновать сто миллионов рублей (100 000 000 рублей), из которых выдать Экспедиции в лице Кулика Нестора



Маршруты Севэкспедиции  
в 1921 г. [13]

Routes of Northern research  
expedition in 1921 [13]



Академик А. Е. Ферсман  
на Кольском п-ове. 1922 г.

Academician A. E. Fersman  
in the Kola Peninsula (1922)





Алексеевича, Самойловича Рудольфа Лазаревича и Керцелли Сергея Васильевича пятьдесят миллионов рублей (50 000 000 рублей) наличными для немедленного начала работ. Предоставить Экспедиции право получения судов и необходимых снаряжения и продовольствия от соответствующих государственных органов». Таким образом, Севэкспедиция изначально создавалась как ведущая организация, координирующая все научно-исследовательские работы в Арктике, и первая организация с многопрофильным характером. Как писал Р. Л. Самойлович в 1921 г., «при крайне тяжелых условиях... было бы непомерной роскошью отправлять для изучения того или иного научно-практического вопроса целую экспедицию. Наоборот, в каждой экспедиции, в каждом отряде должны быть представлены специалисты, по возможности хотя бы основных отраслей знания» [1].

Первые геологические работы Севэкспедиция провела летом 1920 г., в основном на Кольском полуострове. Мурманский отряд возглавлял П. Д. Виттенбург, а кольский отряд — А. Е. Ферсман (Виттенбург, 1920). В 1920 г. на р. Печоре профессором В. К. Солдатовым вместе с гидробиологом профессором С. А. Зерновым проводились только ихтиологические исследования [12].

С 1921 по 1924 гг. разворачиваются широкомасштабные экспедиционные исследования, проводимые Севэкспедицией на территории Русского Севера и Арктики.

За четыре года более 50 отрядов решали разнообразные комплексные задачи, в том числе проводили горно-геологические, географические, биологические, этнографические, экономико-статистические исследования. В 1921 и 1923 гг. геологическими работами на островах Вайгач и Новая Земля, а также на северной окраине Печорского края занимались Р. Л. Самойлович, Н. А. Кулик, П. В. Виттенбург.

С 1921 по 1924 гг. на территории Печорского края действовали несколько отрядов: пинежский, большеземельский и верхнепечорский. Пинежские экспедиции проходили под руководством М. Б. Едемского, который продолжил экспедицион-

ные работы на рр. Пинеге и Кулое с 1923 по 1926 гг. Первые результаты геологических работ на рр. Пинеге, Сотке и Кулое М. Б. Едемский опубликовал в 1926 г. в Трудах ГМАН СССР. Обобщением полученных материалов послужила монография «Гипсы северного края» 1931 г., в которой Пинежский район освещен с точки зрения возможности практического использования гипсовых залежей [7]. В составе большеземельского отряда работали Д. Д. Руднев, А. А. Григорьев, Г. Д. Рихтер и В. З. Бульванкер. В «Трудах Севэкспедиции» за 1922 г. Д. Д. Руднев пишет, что им удалось подняться по р. Шапкиной на 200 с небольшим верст [10]. А. А. Григорьев подробно описал почти все компоненты географического комплекса: рассмотрел строение геологических образований, выделив два моренных горизонта и межледниковый (морской),

изучил рельеф, в том числе мерзлотных образований, исследовал почвы и растительность. После работ А. А. Григорьева в географической литературе стали употреблять топоним «Большеземельский хребет» [3].

С 1921 по 1924 гг. регулярные экспедиционные работы на территории Печорского края проводили геологи так называемой черновской группы — А. А. Чернов, В. А. Варсанофьева, Т. А. Добролюбова, Е. Д. Сошкина, М. И. Шульга-Нестеренко. В 1921 г. на рр. Подчерем, Илыч ими были начаты подробные изучения палеозойских отложений; стояла задача описать разрезы и нанести на карту важнейшие вершины Северного Урала. В 1923 г. в бассейне рр. Подчерем и Шугор проводили совместные работы А. А. Чернов, М. И. Шульга-Нестеренко и Т. А. Добролюбова. В 1924 г. верхнепечорский отряд под руководством А. А. Чернова двумя составами изучал угленосные отложения в бассейне рр. Косью и Б. Инта. Многолетние работы позволили А. А. Чернову сделать прогноз на открытие высококачественных углей в Печорском крае.



Шаровые конкреции на р. Шапкиной [3]

Ball concretions at the Shapkina River [3]



Печорский тракт (в телеге — М. И. Шульга-Нестеренко, Т. А. Добролюбова). Фото А. А. Чернова. 1924 г.

Pechora road (in the cart — М. И. Shulga-Nesterenko, Т. А. Dobrolyubova). Photo by А. А. Chernov, 1924.



В 1925 г. Северную экспедицию преобразовали в Институт по изучению Севера. В 1930 г. институт получил название Всесоюзного Арктического. В 1958 г. в связи с тем, что институт включился в исследования Антарктики, его переименовали в Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт [1].

Однако, несмотря на создание такой крупной организации, как Севэксспедиция, исследования в Арктике были разрозненными и малоэффективными. Исследователи истории освоения Арктики указывают на несогласованность проводимых исследований и плохую скоординированность [11]. В этот период помимо Севэкспедиции координацию полярных исследований на Русском Севере возлагали на себя Полярная комиссия Академии наук, Плавучий морской научный институт, Российский гидрологический институт, Геологический комитет при ВСНХ СССР и др.

## Литература

1. Андреев А. О., Дукальская М. В., Фролов С. В. Страницы истории ААНИИ // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 1. С. 7—25.
2. Виттенбург П. В. Месторождение железной руды в районе Кольского залива // Труды Северной научно-промысловой экспедиции. Петроград, 1920. Вып. 4. 7 с.
3. Григорьев А. А. Геология и рельеф Большеземельской тундры и связанные с ними проблемы // Труды Северной научно-промысловой экспедиции. М., 1924. Вып. 22. 64 с.
4. Иевлев А. А. Ухтинская экспедиция ОГПУ: старт промышленного освоения недр Печорского края // Арктика и Север. 2014. № 16. С. 91—115.
5. Добролюбова Т. А. Тектоника и стратиграфия каменноугольных осадков по р. Подчерем в бассейне р. Печоры // Труды Института по изучению Севера. М., 1926а. С. 5—32.
6. Добролюбова Т. А. Геологические исследования по р. Вуктыл в бассейне Печоры // Труды Института по изучению Севера. М., 1926б. С. 33—61.
7. Едемский М. П. Гипсы северного края. М.: Институт прикладной минералогии, 1931. 40 с.: рис., табл.
8. Емелина М. А. Особая научно-исследовательская организация для всестороннего изучения Советского Севера: о деятельности комиссии по Северу (1919—1920 гг.) // Российские полярные исследования. СПб., 2019. № 1. С. 36—37.
9. Работы отрядов Севэкспедиции в 1921 г. Предварительный отчет // Труды Северной научно-практической экспедиции. Петроград, 1922. Вып. 14. 95 с.
10. Руднев Д. Д. Отчет о работе Большеземельского отряда Северной научно-промысловой экспедиции // Труды Северной научно-промысловой экспедиции. 1922. Вып. 14. С. 48—55.
11. Сабуров А. А. Организация советских арктических исследований в 1920-х годах: планирование и координация научной деятельности // Вестник САФУ. Серия «Гуманитарные и социальные науки». 2016. № 3. С. 41—48.
12. Солдатов В. К. Рыбы реки Печоры: Материалы ихтиологических исследований, произведенных в 1920 г. при участии проф. С. А. Зернова и студентов Отд. рыбов. П. с.-х. акад. // Труды Северной научно-промысловой экспедиции. 1924. № 6. Вып. 17. 74 с.
13. Труды Северной научно-промысловой экспедиции: предварит. отчет // Северная науч.-промысловая экспедиция, 1921. Вып. 14. Петроград, 1922. 95 с.
14. Чернов А. А. Краткие предварительные сведения о работах Печорского геологического отряда Северной научно-промысловой экспедиции летом 1924 г. // Коми му. № 7—10. С. 105—106.
15. Чернов А. А. Угленосные районы бассейна Косью в Печорском крае по исследованиям 1924 г. Л.: Изд-во Геол. ком. 55 с. (Материалы по общей и прикл. геологии Геол. ком.; Вып. 119).

К. г.-м. н. И. Астахова

## Хроника

- 6 февраля — 100 лет со дня рождения, минералога, кристаллографа, к. г.-м. н. Кирилла Паскальевича Янулова (1920—2004).  
8 февраля — День российской науки.  
10 февраля — заседание минералогического семинара, посвященное юбилею К. П. Янулова.  
12 февраля — Февральские чтения кафедры геологии СГУ им. Питирима Сорокина.  
17 февраля по итогам встречи трудового коллектива и заседания конкурсной комиссии директором Института геологии имени Н. П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН был избран Игорь Николаевич Бурцев.

## Chronicle

- February 6 — 100 years since the birth of mineralogist, crystallographer, Cand. Sc. (geology and mineralogy) Kirill Paskalievich Yanulov (1920—2004).  
February 8 — Russian Science Day.  
February 10 — Mineralogical Seminar dedicated to K. P. Yanulov's Jubilee.  
February 12 — February Readings of the base department of geology of SyktSU named after Pitirim Sorokin.  
February 17, following the results of the employees' and competitive commission meetings, Igor Nikolaevich Burtsev was elected as Director of the Institute of geology named after N. P. Yushkin, FRC Komi SC UB RAS.

Ответственный за выпуск:  
С. Н. Шанина

Редакторы издательства:  
О. В. Габова, К. В. Ордин

Компьютерная верстка:  
А. Ю. Перетягин

Свид. о рег. средства массовой информации ПИ № ФС77-75435 от 19.04.2019, выданное Роскомнадзором. Отпечатано: 26.03.2019. Формат бумаги 60 × 84 1/8. Печать RISO. Усл. п. л. 4.5. Тираж 140. Заказ 1132. Учредитель: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Редакция, издательство, типография: издательско-информационный отдел Института геологии имени академика Н. П. Юшкина Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Коми научный центр Уральского отделения Российской академии наук» (ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН). Адрес: 167982, Республика Коми, Сыктывкар, Первомайская, 54. Тел.: (8212) 24-51-60. Эл. почта: vestnik@geo.komisc.ru. На обложке использованы фото И. Астаховой, А. Перетягина, П. Безносова, П. Юхтанова, Е. Кушмановой.