



Труды

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№ 7, 2015

transactions.krc.karelia.ru

ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

ТРУДЫ КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РАН. № 7, 2015. ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко, Л. Н. Заец. СТРУКТУРА НИЗКОСКОРОСТНЫХ ОБЛАСТЕЙ В МАНТИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ	106
В. И. Иващенко, А. И. Голубев. НОВЫЕ АСПЕКТЫ МИНЕРАЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ПИТКЯРАНТСКОГО РУДНОГО РАЙОНА	127
З. П. Рыбникова. РЕЛИКТЫ ПЕРВИЧНО МАГМАТИЧЕСКИХ АКЦЕССОРНЫХ ШПИНЕЛИДОВ В АРХЕЙСКИХ КОМАТИИТАХ ВОСТОЧНОЙ ФЕННОСКАНДИИ	149
Л. Т. Раков, В. В. Щипцов, В. Т. Дубинчук, Л. С. Скамницкая. КВАРЦЕВОЕ СЫРЬЕ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА: О ПРИРОДЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ СУБМИКРОСКОПИЧЕСКИХ СТРУКТУРНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В КВАРЦЕ	164
Л. С. Скамницкая, М. М. Шахнович, О. В. Букчина. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЛЮДЫ И РАСПОЛОЖЕНИЕ МЕСТ ДОБЫЧИ МУСКОВИТА В ПОЗДНЕМ СРЕДНЕВЕКОВЬЕ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ И В СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ	181
К. В. Шеков, А. Л. Потравнов. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИЗЫСКАНИЙ ТУЛМОЗЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗНОЙ РУДЫ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)	192

Хроника

А. И. Слабунов. Международная научная конференция «Докембрийские высокометаморфические подвижные пояса» (Precambrian high-grade mobile belts)	202
В. А. Шеков. Геологическое и горно-индустриальное наследие Карелии и Финляндии. Проект Программы приграничного сотрудничества ENPI CBC “KARELIA” КА 334 “Mining Road”	205

Юбилей и даты

В. В. Щипцов. 100 лет со дня рождения чл.-корр. АН СССР Кауко Оттовича Кратца	211
Вячеслав Степанович Куликов (к 75-летию со дня рождения)	213
Владимир Николаевич Кожевников (к 70-летию со дня рождения)	215

Утраты

Памяти Вильяма Ивановича Робонена (1926–2014)	218
В. В. Щипцов. Памяти академика Феликса Петровича Митрофанова (1935–2014) ...	220

Правила для авторов	222
----------------------------------	-----

СОДЕРЖАНИЕ

А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина. АРХЕЙСКО-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМНОЙ КОРЫ	3
А. Л. Кулаковский, Ю. А. Морозов, А. И. Смутьская. СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМ И СТРЕСС-МЕТАМОРФИТЫ В ДОКЕМБРИИ ПРИЛАДОЖЬЯ	19
В. Н. Кожевников, С. Н. Ивашевская, В. И. Кевлич. ГЕОХИМИЯ И РАМАНОВСКИЕ СПЕКТРЫ ЦИРКОНОВ ИЗ РУДНЫХ (PGE-Au) АМФИБОЛИТОВ МАССИВА ТРАВЯНАЯ ГУБА, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ	36
С. А. Светов, А. В. Степанова, С. Ю. Чаженгина, Е. Н. Светова, З. П. Рыбникова, А. И. Михайлова, А. С. Парамонов, В. Л. Утицына, М. В. Эхова, В. С. Колодей. ПРЕЦИЗИОННЫЙ (ICP-MS, LA-ICP-MS) АНАЛИЗ СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ: МЕТОДИКА И ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ НА ПРИМЕРЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ	54
V. F. Smolkin, E. Hanski, H. Huhma, Zh. A. Fedotov. Sm-Nd AND U-Pb ISOTOPIC STUDY OF THE NYASYUKKA DIKE COMPLEX, KOLA PENINSULA, RUSSIA	74
А. И. Слабунов, О. И. Володичев, Ли Сяоли, О. А. Максимов. АРХЕЙСКИЕ ЦОИЗИТИТЫ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО МЕЛАНЖА (БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА): ГЕОЛОГИЯ, U-Pb ВОЗРАСТЫ ЦИРКОНОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ	85

Карельский научный центр
Российской академии наук

ТРУДЫ

КАРЕЛЬСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

№ 7, 2015

Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Петрозаводск
2015

Научный журнал
**Труды Карельского научного центра
Российской академии наук**
№ 7, 2015
Серия ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ

Scientific Journal
**Proceedings of the Karelian Research Centre
of the Russian Academy of Sciences**
No 7, 2015
PRECAMBRIAN GEOLOGY Series

Главный редактор
А. Ф. ТИТОВ, член-корр. РАН, д. б. н., проф.

Редакционный совет

А. М. АСХАБОВ, академик РАН, д. г.-м. н., проф.; Т. ВИХАВАЙНЕН, доктор истории, проф.; А. В. ВОРОНИН, д. т. н., проф.; С. П. ГРИППА, к. г. н., доцент; Э. В. ИВАНТЕР, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; А. С. ИСАЕВ, академик РАН, д. б. н., проф.; А. М. КРЫШЕНЬ (зам. главного редактора), д. б. н.; Е. В. КУДРЯШОВА, д. флс. н., проф.; В. В. МАЗАЛОВ, д. ф.-м. н., проф.; И. И. МУЛЛОНЕН, д. фил. н., проф.; Н. Н. НЕМОВА, член-корр. РАН, д. б. н., проф.; В. В. ОКРЕПИЛОВ, академик РАН, д. э. н.; О. Н. ПУГАЧЕВ, член-корр. РАН, д. б. н.; Ю. В. САВЕЛЬЕВ, д. э. н.; Д. А. СУБЕТТО, д. г. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, член-корр. РАН, д. г. н., проф.; В. В. ЩИПЦОВ, д. г.-м. н., проф.

Editor-in-Chief
A. F. TITOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.

Editorial Council

A. M. ASKHABOV, RAS Academician, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.), Prof.; S. P. GRIPPA, PhD (Geog.), Assistant Prof.; A. S. ISAEV, RAS Academician, DSc (Biol.), Prof.; E. V. IVANTER, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; A. M. KRYSHEN' (Deputy Editor-in-Chief), DSc (Biol.); E. V. KUDRYASHOVA, DSc (Phil.), Prof.; V. V. MAZALOV, DSc (Phys.-Math.), Prof.; I. I. MULLONEN, DSc (Philol.), Prof.; N. N. NEMOVA, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.), Prof.; V. V. OKREPILOV, RAS Academician, DSc (Econ.); O. N. PUGACHYOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Biol.); Yu. V. SAVELIEV, DSc (Econ.); V. V. SHCHIPTSOV, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; D. A. SUBETTO, DSc (Geog.); T. VIHAVAINEN, PhD (Hist.), Prof.; A. V. VORONIN, DSc (Tech.), Prof.

Редакционная коллегия серии «Геология докембрия»

Ю. Л. ВОЙТЕХОВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; О. И. ВОЛОДИЧЕВ, д. г.-м. н.; А. Б. ВРЕВСКИЙ, д. г.-м. н., проф.; А. И. ГОЛУБЕВ, к. г.-м. н.; В. Н. КОЖЕВНИКОВ, д. г.-м. н.; В. С. КУЛИКОВ, д. г.-м. н.; А. В. ПЕРВУНИНА (ответственный секретарь), к. г.-м. н.; А. М. ПЫСТИН, д. г.-м. н., проф.; С. А. СВЕТОВ (зам. отв. редактора), д. г.-м. н., проф.; А. И. СЛАБУНОВ, д. г.-м. н.; Н. Н. ФИЛАТОВ, член-корр. РАН, д. г. н., проф.; М. М. ФИЛИППОВ, д. г.-м. н.; Н. В. ШАРОВ, д. г.-м. н.; Е. Ф. ШЕКА, д. ф.-м. н., проф.; А. А. ЩИПАНСКИЙ, д. г.-м. н.; В. В. ЩИПЦОВ (отв. редактор), д. г.-м. н., проф.

Editorial Board of the «Precambrian Geology» Series

N. N. FILATOV, RAS Corr. Fellow, DSc (Geog.); M. M. FILIPPOV, DSc (Geol.-Miner.); A. I. GOLUBEV, PhD (Geol.-Miner.); V. N. KOZHEVNIKOV, DSc (Geol.-Miner.); V. S. KULIKOV, DSc (Geol.-Miner.); A. V. PERVUNINA (Executive Secretary), PhD (Geol.-Miner.); A. M. PYSTIN, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; N. V. SHAROV, DSc (Geol.-Miner.); A. A. SHCHIPANSKIY, DSc (Geol.-Miner.); V. V. SHCHIPTSOV (Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; E. F. SHEKA, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. I. SLABUNOV, DSc (Geol.-Miner.); S. A. SVETOV (Deputy Editor-in-Charge), DSc (Geol.-Miner.), Prof.; O. I. VOLODICHEV, DSc (Geol.-Miner.); Yu. L. VOYTEKHOVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.; A. B. VREVSKIY, DSc (Geol.-Miner.), Prof.

ISSN 1997-3217 (печатная версия)
ISSN 2312-4504 (онлайн-версия)

Зав. редакцией А. И. Мокеева
Адрес редакции: 185910 Петрозаводск, ул. Пушкинская, 11
тел. (8142)762018; факс (8142)769600
E-mail: trudy@krc.karelia.ru
Электронная полнотекстовая версия: <http://journals.krc.karelia.ru>

© Карельский научный центр РАН, 2015
© Институт геологии Карельского научного центра РАН, 2015

УДК 552.4

АРХЕЙСКО-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД УРАЛЬСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМНОЙ КОРЫ

А. М. Пыстин, Ю. И. Пыстина

*Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар
Сыктывкарский государственный университет, Сыктывкар*

На Урале архейские и палеопротерозойские образования установлены в составе некоторых полиметаморфических комплексов, которые выступают на дневную поверхность в относительно небольших тектонических блоках (площадью до первых тысяч кв. км). Наиболее достоверной является принадлежность к архейско-палеопротерозойскому разрезу пород, слагающих полиметаморфические комплексы, расположенные в пределах палеоконтинентальной области Урала, к западу от Главного Уральского разлома. Эти комплексы интерпретируются как фрагменты кристаллического основания приуральской части Восточно-Европейского кратона, вовлеченные в структуру уралид. В породах полиметаморфических комплексов палеоконтинентальной (и частично, палеоокеанической) области Урала установлено два этапа метаморфизма гранулитовой фации: ранний – неоархейский и поздний – палеопротерозойский. Высокобарические минеральные парагенезисы являются продуктами наиболее ранних эндогенных процессов преобразования пород в эклогитсодержащих комплексах, где высокобарический метаморфизм, по-видимому, комплементарен палеопротерозойскому гранулитовому метаморфизму.

Ключевые слова: палеоконтинентальная область Урала, полиметаморфический комплекс, гранулит, эклогит.

A. M. Pystin, Yu. I. Pystina. ARCHEAN AND PALEOPROTEROZOIC HISTORY OF ROCK METAMORPHISM IN THE URALS CRUSTAL SEGMENT

In the Urals, Archean and Paleoproterozoic formations were found in several polymetamorphic complexes which crop out as relatively small tectonic blocks (within the first thousands sq. km in area). It is most likely that the rocks forming the polymetamorphic complexes located within the paleocontinental Ural area extending to the west of the Main Uralian Fault belong to the Archean-Paleoproterozoic section. These complexes are interpreted as fragments of the crystalline basement of the Ural part of the East European Craton, which are included in the structure of the Uralides. Two stages of the granulite facies metamorphism – earlier Neoafrican and later Paleoproterozoic – were established in the rocks of the polymetamorphic complexes in the paleocontinental (and partially paleoceanic) Ural region. High-pressure mineral parageneses are the products of the earliest endogenous rock transformational processes in eclogite-bearing complexes, where high-pressure metamorphism is apparently complementary to the Paleoproterozoic granulite metamorphism.

Keywords: the Ural Paleocontinental Zone, polymetamorphic complex, granulite, eclogite.

Введение

В разрезе уральского нижнего докембрия присутствуют архейские (вплоть до 3,5 млрд лет) и палеопротерозойские образования. Они представлены высокотемпературными и сложнодислоцированными комплексами пород (полиметаморфическими комплексами), выступающими на дневную поверхность в относительно небольших тектонических блоках (площадью до первых тысяч кв. км). К настоящему времени на Урале известно около трех десятков полиметаморфических комплексов. По вещественным признакам и особенностям метаморфизма пород мы выделяем гнейсо-гранулитовые, гнейсо-мигматитовые, кристаллосланцевые, гранулит-метабазитовые, эклогито-гнейсовые и эклогито-сланцевые комплексы (рис. 1). Все ли они относятся к архейско-палеопротерозойскому разрезу, остается неясным, поскольку только для некоторой части этих образований достоверно установлен домезопротерозойский возраст проявления наиболее ранних метаморфических событий или столь же древний возраст протолитов метаморфических пород.

Наиболее достоверной представляется принадлежность к архейско-палеопротерозойскому разрезу пород, слагающих полиметаморфические комплексы, расположенные в пределах палеоконтинентальной области Урала. Они компактно расположены в трех «узлах», приуроченных к главным поперечным поднятиям (по отношению к Уралу): Собскому – на Полярном Урале, Кожимскому – на границе Полярного и Приполярного Урала и Уфимскому – на Южном Урале. Эти комплексы можно интерпретировать как эксгумированные фрагменты гетерогенного кристаллического фундамента приуральской окраины Восточно-Европейской платформы. Правомерность такого предположения подтверждается, в частности, геофизическими данными, свидетельствующими о продолжении структур платформенного основания под Уралом, по крайней мере, до Главного Уральского разлома (рис. 2).

Менее определенным является вопрос о масштабах распространения архейско-палеопротерозойских комплексов в палеоокеанической зоне Урала. Некоторые исследователи не исключают широкое распространение таких пород в антиклинорных структурах, где они представлены преимущественно гнейсами и продуктами их гранитизации [Кейльман, 1974; Стратиграфические..., 1994; Шалагинов, 1997 и др.].

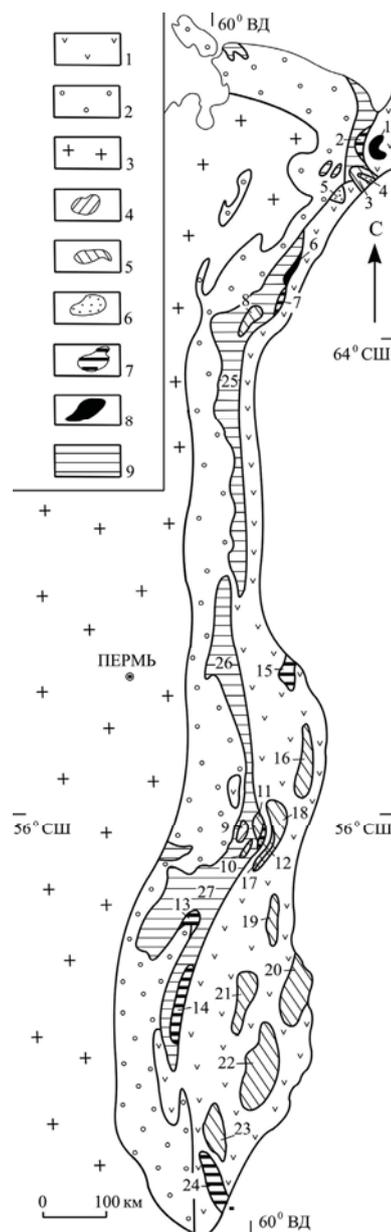


Рис. 1. Схема расположения полиметаморфических комплексов Урала (по: [А. М. Пыстин, 1994] с дополнениями):

1–2 – палеозойские формации: 1 – палеоокеанические; 2 – палеоконтинентальные; 3 – осадочный чехол Европейской платформы; 4–7 – нижнедокембрийские (?) полиметаморфические комплексы: 4 – гнейсо-гранулитовые, 5 – гнейсо-мигматитовые, 6 – кристаллосланцевые, 7 – эклогито-гнейсовые и эклогито-сланцевые; 8 – гранулит-метабазитовые; 9 – верхнепротерозойские образования, преимущественно претерпевшие зеленосланцевый метаморфизм. Метаморфические комплексы: 1 – малькский, 2 – марункеуский, 3 – ханмейхойский, 4 – париквасьшорский, 5 – хараматалоуский, 6 – хордьюский, 7 – неркаюский, 8 – няртинский, 9 – тараташский, 10 – александровский, 11 – уфалейский, 12 – восточно-уфалейский, 13 – белорецкий, 14 – максютовский, 15 – салдинский, 16 – мурзинско-адуйский, 17 – ильменогорский, 18 – сысертский, 19 – кочкарский, 20 – маринский, 21 – адамовский, 22 – текельдытауский, 23 – кайрактинский, 24 – талдыкский. Основные области развития докембрия: 25 – Центрально-Уральская зона, 26 – Кваркушское поднятие, 27 – Башкирское поднятие

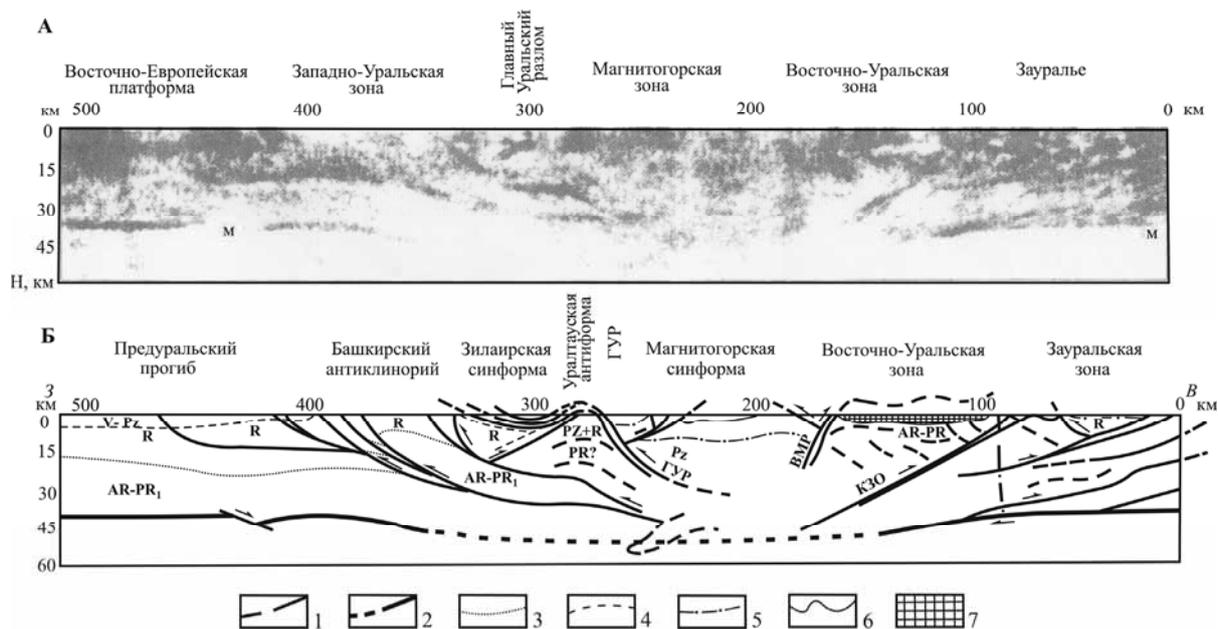


Рис. 2. Сейсмический профиль УРСЕЙС-95. Сейсмическая основа по материалам ПО «Спецгеофизика» [Сулейманов, 2006]. Геологическая интерпретация В. Н. Пучкова [2010]:

1 – разломы и направления движений; 2 – граница МОХО; 3 – кровля архейско-палеопротерозойского фундамента; 4 – верхи рифея; 5 – кровля коровой части офиолитов; 6 – подошва нижнего карбона; 7 – граниты; ГУР – Главный Уральский разлом; КЗО – Карталинская зона отражений

Л. П. Зоненшайн [Zonenshain et al., 1984] рассматривал подобные комплексы как докембрийские образования (гнейсы), интродуцированные палеозойскими гранитами. Вместе с тем, в последние годы получены геохимические и изотопные данные, которые показывают, что литосферный предшественник этой зоны мог быть в значительной степени океаническим, а гнейсы не вмещают палеозойские граниты, а представляют собой краевые части гранитных массивов [Görz et al., 2009; Görz, Hielscher, 2010].

Тем не менее, есть основание утверждать, что, по крайней мере, часть гнейсовых комплексов палеоокеанической зоны Урала, так же как и его палеоконтинентальной области, сложена до-мезопротерозойскими образованиями. Одним из них является селянкинский комплекс Ильменских гор на Южном Урале. Палеопротерозойский возраст метаморфизма пород и их петро- и геохимические особенности дают основание считать селянкинский комплекс фрагментом кристаллического фундамента [Краснобаев и др., 2001, 2011а; Банева, Русин, 2014 и др.], возможно, изначально принадлежавшего восточной окраине Восточно-Европейского кратона.

Фактический материал и его интерпретация

Среди полиметаморфических комплексов Урала в геохронологическом отношении наи-

более изученным является тараташский гнейсо-гранулитовый комплекс.

Тараташский комплекс находится на Южном Урале. Он обнажается в северной части Башкирского мегантиклинория в одноименном тектоническом блоке, имеющем вид выгнутой к востоку линзы, вытянутой в север-северо-восточном направлении. Общая площадь Тараташского блока около 400 км². Комплекс обрамляется вулканогенно-осадочными отложениями айской и саткинской свит нижнего мезопротерозоя.

Тараташский комплекс сложен гиперстеновыми плагиогнейсами, мигматизированными двупироксеновыми кристаллическими сланцами и метакоматиитами. Подчиненное значение имеют биотитовые гнейсы с гранатом, кордиеритом, силлиманитом и графитом, а также железистые и графитовые кварциты. Древние структуры, хорошо сохранившиеся в северной части комплекса, ориентированы в восток-северо-восточном направлении, дискордантны по отношению к субмеридиональному структурному плану уралид (рис. 3). Породы претерпели метаморфизм гранулитовой фации (Т = 700–750 °С, Р = 8–10 кбар), более поздние процессы диафореза гранулитов проявились в условиях амфиболитовой (Т = 630–660 °С, Р = 7–8 кбар), эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций [Ленных и др., 1978].

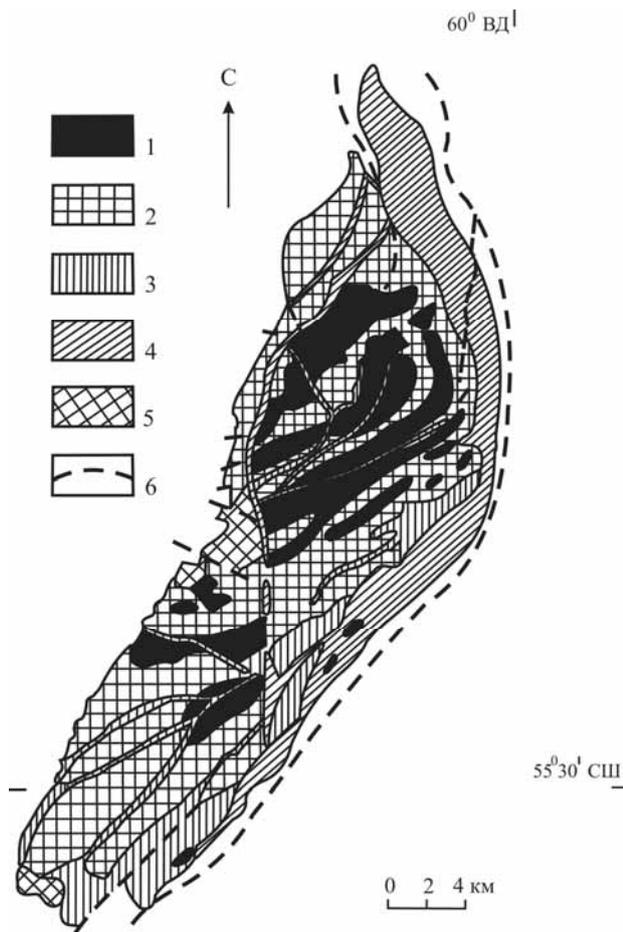


Рис. 3. Метаморфические образования тараташского гнейсо-гранулитового комплекса [по: Ленных и др., 1978; цит. по: Пучков, 2010]:

1 – площади преимущественного развития гранулитовых ассоциаций; 2 – диафориты амфиболитовой фации; 3 – blastsмилониты эпидот-амфиболитовой фации; 4 – зеленосланцевые диафориты; 5 – катаклазиты фации зеленых сланцев; 6 – тектонические контакты

На основании U–Pb (SHRIMP-II)-датирования цирконов, выделенных из гнейсов тараташского комплекса, установлен древнейший на Урале палеоархейский возраст – 3504 ± 210 млн лет, совпадающий в пределах наблюдаемых погрешностей с Sm–Nd модельными датировками (3455 ± 39 и 3490 ± 37 млн лет) валовых составов тех же самых образцов [Ронкин и др., 2007]. Эти цифры могут указывать на минимальный возраст протолитов гнейсов. Сопоставимые U–Pb (SHRIMP-II)-результаты были получены по цирконам из железистых кварцитов – 3445 ± 260 млн лет [Краснобаев и др., 2011б].

Один из наиболее обоснованных возрастных рубежей гранулитового метаморфизма, полученный также по циркону с помощью SHRIMP-II, соответствует значению 2792 ± 86 млн лет [Краснобаев и др., 2011б]. Ранее он характеризовался интервалом 2,7–2,6 млрд лет.

Последующие эндогенные события, которые наиболее отчетливо выражены в хронометрии тараташского комплекса, проявились в возрастном интервале 2,07–1,78 млрд лет назад. По мнению А. А. Краснобаева и его коллег [Краснобаев и др., 2011б], датировки этого уровня фиксируют диафорез амфиболитовой фации и сопутствующих процессов гранитизации. В цитируемой работе приводится U–Pb SHRIMP-II-возраст цирконов из железистых кварцитов – $2037,2 \pm 9,1$ млн лет. С. Синдерном, Ю. Л. Ронкиным и их соавторами получены сопоставимые данные по цирконам из лейкосомы мигматитов – 2044 ± 8 млн лет (U–Pb, SHRIMP-II [Sindern et al., 2005]) и по монацитам из метагранитоидов и метаосадочных пород – 2057 ± 18 и 2073 ± 47 млн лет (U–Pb, LA ICP-MS [Ронкин и др., 2007]).

Не исключено также, что с этим возрастным рубежом (около 2–2,1 млрд лет) связан повторный метаморфизм гранулитовой фации. Реальность проявления двух этапов гранулитового метаморфизма в породах тараташского комплекса подтверждается тем, что по полосчатым метапелитам карьера Радостный (тараташский комплекс) получены модельные датировки 2562–2159 млн лет, указывающие на палеопротерозойский возраст протолита [Ронкин и др., 2012]. Метаморфизм гранулитовой фации в этих породах, очевидно, не мог проявиться раньше 2562 млн лет назад. Логично предположить, что метаморфизм этих пород связан с постархейской историей их преобразования [Пыстин и др., 2012а]. В связи с этим напомним о более раннем варианте интерпретации U–Pb SHRIMP-II-возраста цирконов из железистых кварцитов (2037 млн лет), предложенном А. А. Краснобаевым, как рубеже самого молодого гранулитового метаморфизма пород тараташского комплекса [Пучков, 2010].

Заключительные стадии постгранулитового метаморфизма и гранитизации датируются цифрами около 1,8 млрд лет, полученные разными методами. В качестве верхней возрастной границы проявления метаморфических процессов на палеопротерозойском этапе формирования тараташского комплекса может быть принята U–Pb SHRIMP-II-датировка цирконов из железистых кварцитов – 1777 ± 79 млн лет [Краснобаев и др., 2011б].

Неоднозначна генетическая интерпретация промежуточных значений возраста, полученных в последние годы на основании U–Pb SHRIMP-II и ID-TIMS-данных по цирконам, а также U–Pb LA ICP-MS-данных по монацитам. Одними авторами [Sindern et al., 2005; Ронкин

и др., 2007] они связываются с постгранулитовой магматической активностью (например, датировки 2461 ± 36 и 2344 ± 29 млн лет, U–Pb SHRIMP-II; 2231 ± 23 и 2210 ± 22 млн лет, U–Pb LA ICP-MS), другими [Краснобаев и др., 2011б] – с разномасштабными процессами преобразования гранулитовых цирконов (2611 ± 17 , 2449 ± 82 , 2311 ± 20 млн лет, U–Pb SHRIMP-II).

Возможными возрастными аналогами тарташского гнейсо-гранулитового комплекса являются гранулит-метабазитовые комплексы Полярного Урала: малькский и хордьюский [Пыстин и др., 2012б]. В геохронологическом отношении лучше изучен малькский комплекс, хотя и по нему данных пока крайне мало.

Малькский комплекс – самый крупный выход древнего меланократового фундамента на Урале. Он обнажается на площади 800 кв. км. На западе по надвигу комплекс контактирует с породами Сыумкеуского массива, самого северного в офиолитовом поясе Урала. Взаимоотношения с окружающими его на севере нижнепалеозойскими осадочно-вулканогенными образованиями не вполне отчетливы. На востоке комплекс перекрывается мезозойскими терригенными отложениями. Внутренняя структура комплекса исключительно сложная. Тем не менее, выявляется преобладающее субширотное (север-северо-западное) простирание метаморфической полосчатости высокотемпературных пород (двупироксеновых, гиперстеновых и альмандин-гиперстеновых кристаллосланцев), свойственное и другим метаморфическим комплексам северной части Урала. Субширотный («неуральский») структурный план мафических гранулитов резко отличает их от амфиболитов (приуроченных к западной границе комплекса, а также слагающих отдельные зоны в его внутренних частях), для которых характерны субмеридиональные («уральские») простирания. Наблюдаемая дискордантность структурных планов разнофациальных метаморфитов, несомненно, связана с более древним возрастом проявления метаморфизма гранулитовой фации. Впервые это было отмечено Н. П. Херасковым [Херасков, Перфильев, 1963], который предположил, что первичные субширотные структуры в породах малькского комплекса, резко отличающиеся от субмеридиональных простираний амфиболитов, указывают, возможно, на значительно более древний их возраст.

А. П. Казаком [Петрология..., 1977], впервые подробно охарактеризовавшем малькский комплекс, выделяется четыре этапа метаморфического преобразования пород. Первый соответ-

ствует гранулитовой фации ($T > 800$ °C). Процессы диафореза, с которыми связана структурная перестройка комплекса, проявились в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Первые K-Ar датировки пород малькского комплекса подтвердили предположение об относительно древнем возрасте гранулитов [Петрология..., 1977]. Возраст трех образцов гиперстеновых кристаллосланцев (габброноритов в цит. источнике) составил 1327–927 млн лет, а гранатового амфиболита – 458 млн лет.

K-Ar возраст амфиболитов хорошо согласуется с данными U-Pb (SHRIMP-II) датирования цирконов из роговообманковых плагиогранитов, залегающих среди гранат-цоизитовых амфиболитов: изотопные отношения в центральных частях пяти зерен циркона образуют кластер с возрастом 451 ± 14 млн лет [Андреичев и др., 2012].

Вопрос о времени проявления метаморфизма гранулитовой фации в породах малькского комплекса пока остается открытым. Верхний возрастной предел можно ограничить максимальным значением K-Ar возраста пород – 1327 млн лет. Существенно более древние значения возраста были получены при U-Pb (SHRIMP-II) датировании цирконов из метабазитов [Душин и др., 2008]. По 18-ти локальным зонам по верхнему пересечению дискордии с конкордией был получен возраст 2736 ± 42 млн лет, который в пределах аналитических погрешностей совпадает с Nd модельной датировкой 2694 млн лет, выполненной по валовому составу образца, из которого были выделены соответствующие цирконы, что по мнению цитируемых авторов подтверждает реальность геологического события на «породном» уровне. Все это позволяет с большой вероятностью предположить, что гранулитовый метаморфизм в породах малькского комплекса проявился в домезопротерозойское время. Более того, не исключается и возможность возрастной корреляции высокотемпературных метаморфических процессов в породах малькского и тарташского комплексов.

Структурно-вещественные свидетельства проявления раннедокембрийских эндогенных процессов установлены во многих гнейсо-мигматитовых комплексах, преобладающих среди других полиметаморфических комплексов Урала (см. рис. 1). В геохронологическом отношении наиболее детально изучен александровский гнейсо-мигматитовый комплекс на Южном Урале.

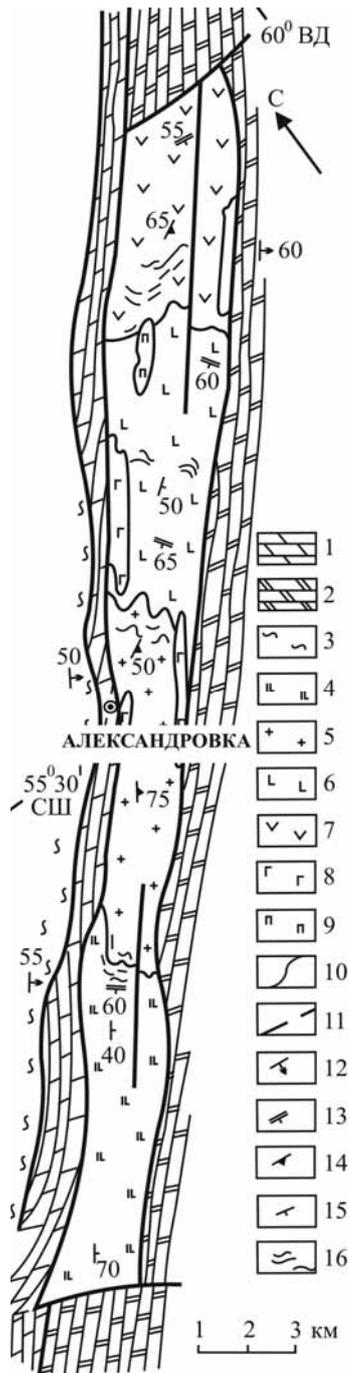


Рис. 4. Геологическая карта александровского гнейсо-мигматитового комплекса [по: Пыстин, 1978]:

1, 2 – саткинская свита (RF₁): 1 – известняки доломитизированные, 2 – мраморы доломитовые; 3 – айская свита (RF₁), филлиты, сланцы кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, песчаники и гравелиты полимиктовые и аркозовые; 4–9 – александровский комплекс (AR₂(?)–PR₁): 4 – гнейсовидные амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы с прослоями биотитовых сланцев; 5 – гранито-гнейсы; 6 – амфиболиты; 7 – биотитовые плагиогнейсы и плагиомигматиты с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом и графитом, жедрититы, кварциты; 8 – апогаббровые амфиболиты; 9 – метаизрандиты; 10 – геологические границы; 11 – тектонические границы; 12–15 – элементы залегания: 12 – слоистости; 13 – поллчатости; 14 – гнейсовидности; 15 – сланцеватости; 16 – реликтовая полосчатость

Александровский комплекс приурочен к региональному Зюраткульскому разлому, отделяющему Башкирское и Уралтауское мегантиклинории. Он представляет собой узкий тектонический клин длиной 25 км и шириной 1–2,5 км (рис. 4). В нижней (северной) части комплекса преобладают гранат-слюдяные плагиогнейсы и кристаллические сланцы с переменным содержанием ставролита, кианита и силлиманита. Вверх по разрезу они сменяются гранат-амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами с редкими прослоями гранат-слюдяных кристаллических сланцев. Верхняя видимая часть разреза сложена гранито-гнейсами и амфиболитами, при этом роль амфиболитов возрастает вверх по разрезу. Породы нижней части разреза интенсивно мигматизированы. При этом в лейкосоме мигматитов полевой шпат представлен исключительно плагиоклазом. В средней – верхней частях комплекса гранитный материал (с кали-натровым полевым шпатом) представлен жилами аплитов и пегматитов, а также небольшими телами гнейсовидных гранитов. Среди интрузивных пород, кроме отмеченных выше гранитоидов, встречаются амфиболизированные меланократовые габбро, имеющие местное название – израндиты (по р. Изранда), а также метагаббро и метадиабазы.

Как и в других нижнедокембрийских метаморфических комплексах Урала, в александровском комплексе ранние структуры ориентированы дискордантно по отношению к структурам уралид. Замеры элементов реликтовой полосчатости и прослеживание границ между толщами разного литологического состава дают основание для вывода, что ориентировки ранних структур в александровском и тараташском комплексах не совпадают. В александровском комплексе простирание реликтовых структур северо-западное (300–330°), что близко к ориентировке структур в нижнедокембрийских комплексах северной части Урала.

Современный облик александровского комплекса, как и других гнейсо-мигматитовых комплексов Урала, определяется преимущественным распространением пород амфиболитовой фации. Типичные минеральные парагенезисы, которые бы указывали на проявление гранулитовой фации метаморфизма пород, в александровском комплексе пока не выявлены. Тем не менее, есть ряд косвенных признаков, указывающих на апогранулитовую природу метаморфитов. Во-первых, это отчетливая вещественная и возрастная корреляция комплекса с гранулитсодержащими гнейсо-мигматитовыми комплексами, в частности, с селянкинским

Таблица 1. U–Pb SHRIMP-II-изотопные данные для цирконов «гранулитового» типа из плагиогнейсов александровского комплекса (образец А-8)

№	Проба-кратер	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U ppm	Th ppm	$^{206}\text{Pb}^*$ ppm	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}$ млн лет	$\pm 1\sigma$	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ %	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$ %	Rho	D %
1	A8-8,1	0,02	609	136	193	2048	6	6,420	0,52	0,3684	0,41	0,788	1,29
2	A8-2,1	0,06	143	32	46,5	2044	11	6,549	0,96	0,3767	0,70	0,729	-0,82
3	A8-5,1	0,00	485	116	155	2080	6	6,597	0,79	0,3719	0,71	0,899	1,99
4	A8-1,1	0,10	223	77	72,6	2072	9	6,671	0,79	0,3777	0,59	0,747	0,31
5	A8-7,1	0,09	156	41	50,5	2085	13	6,715	0,95	0,3773	0,61	0,642	1,05
6	A8-4,1	0,01	167	66	54,3	2083	10	6,727	0,83	0,3784	0,59	0,711	0,70
7	A8-9,1	0,01	187	70	61,1	2080	10	6,755	0,79	0,3808	0,57	0,722	-0,02
8	A8-6,1	0,23	60	20	20,0	2092	22	6,900	1,50	0,3863	0,90	0,600	-0,66
9	A8-3,1	0,00	255	82	86,0	2095	8	7,020	0,70	0,3923	0,52	0,743	-1,84

Примечание. Образец отобран в 1,5 км к востоку от дер. Юрма. Pb_c и Pb^* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец, соответственно. (1) – скорректировано по ^{204}Pb . Rho – коэффициент корреляции между отношениями $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. D – дискордантность. Аналитик А. Н. Ларионов.

комплексом Южного Урала. Во-вторых, состав некоторых породообразующих минералов, указывающий на их высокотемпературные условия кристаллизации. В частности, в плагиомигматитах встречены гранаты с содержанием пиропового компонента до 30 %, роговые обманки, имеющие состав паргасита и паргасит-гастингсита, биотиты с содержанием TiO_2 до 3,0 вес. %. В-третьих, широкое проявление процессов плагиогранитизации, обычно комплексных с гранулитовым метаморфизмом. Наконец, в-четвертых, это постоянное присутствие в породах небольшого количества хорошо сохранившихся округлых кристаллов цирконов, имеющих блестящие грани с микро-рельефом роста. Подобные образования характерны для метаморфических пород гранулитовой фации [Vavra et al., 1996; Schaltegger et al., 1999; Hoskin, Schaltegger, 2003] и известны как цирконы типа «футбольного мяча». На Урале они впервые были описаны А. А. Краснобаевым [1986] в гранулитах тараташского комплекса и выделены им в «гранулитовый» тип.

Нижний температурный предел гранулитового метаморфизма пород может быть оценен при анализе химического состава породообразующих минералов в участках с сохранившейся ранней (доплагиомигматитовой) метаморфической полосчатостью. Именно здесь гранаты в плагиогнейсах характеризуются наиболее высоким содержанием пиропового компонента, и здесь же отмечается наиболее хорошая сохранность цирконов «гранулитового» типа. Температура, рассчитанная по минералогическим термобарометрам, достигает (а реально, по-видимому, превышает) 720 °С, $P = 6,4\text{--}8,0$ кбар [Пыстин, 1994].

Максимальный установленный возраст пород в александровском комплексе – 2696 ± 13 млн лет. Он получен U-Pb SHRIMP-II-методом по единичному зерну циркона из израндитов [Красно-

баев и др., 2011в]. Авторы указанной публикации оценивают эту датировку как возраст образования протолита.

Pb-Pb и U-Pb SIMS-датировки единичных зерен цирконов «гранулитового» типа из гранат-силлиманит-биотитовых плагиогнейсов александровского комплекса указывают на их кристаллизацию в возрастном интервале 2080–1997 млн лет назад [Пыстина, Пыстин, 2002]. При U-Pb-датировании этих цирконов с помощью SHRIMP-II получены сопоставимые данные: 2134–2021 млн лет (табл. 1). Практически анализы всех кристаллов, за исключением двух, образуют дискордию с верхним пересечением 2081 ± 14 млн лет (рис. 5). По-видимому, эта цифра наиболее точно отражает время проявления метаморфизма гранулитовой фации.

Близкий отмеченному выше возраст цирконов получен для селянчинского гнейсо-мигматитового комплекса, расположенного к востоку от александровского (см. рис. 1). U–Pb SHRIMP-II возраст ранних генераций метаморфогенных цирконов в амфиболитах этого комплекса равен 2099 ± 30 млн лет [Краснобаев и др., 2011а]. Учитывая особенности морфологии датированных цирконов, катодолюминесцентные изображения которых приведены в упомянутой статье, полученную цифру можно интерпретировать как время проявления гранулитового метаморфизма, а вмещающие округлые кристаллы цирконов – амфиболиты рассматривать как апогранулитовые образования. Тем более что в селянчинском комплексе установлены реликтовые парагенезисы гранулитовой фации [Ленных и др., 1986]. Отметим, что и в других гнейсо-мигматитовых комплексах Урала известны цирконы «гранулитового» типа с изотопным возрастом кристаллизации около 2–2,1 млрд лет [Пыстина, Пыстин, 2002].

Нижний возрастной предел метаморфизма амфиболитовой фации в породах александров-

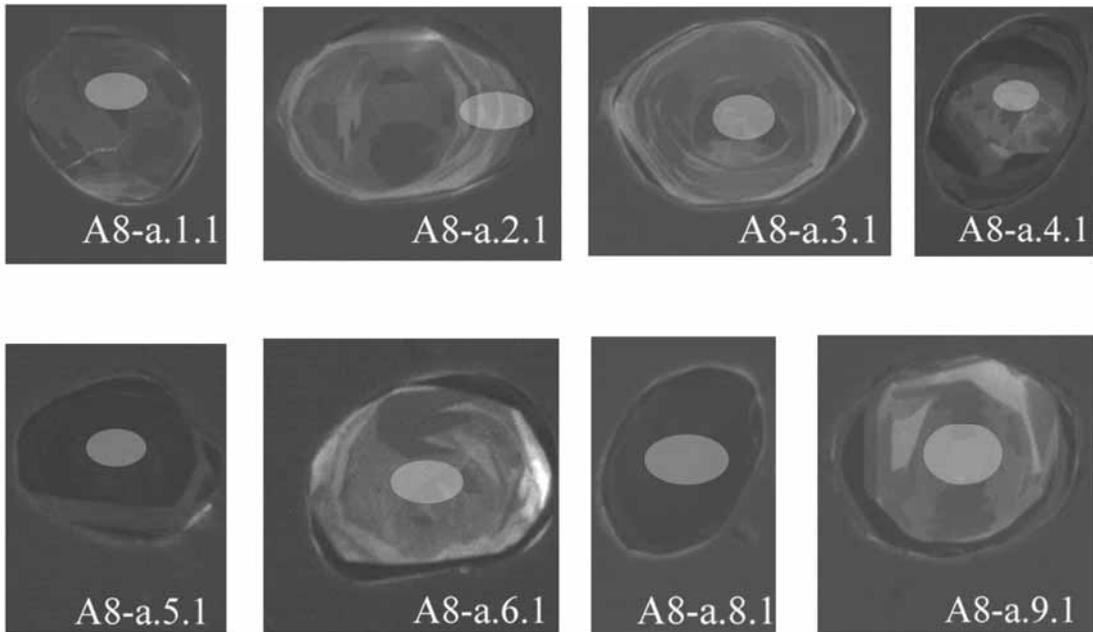
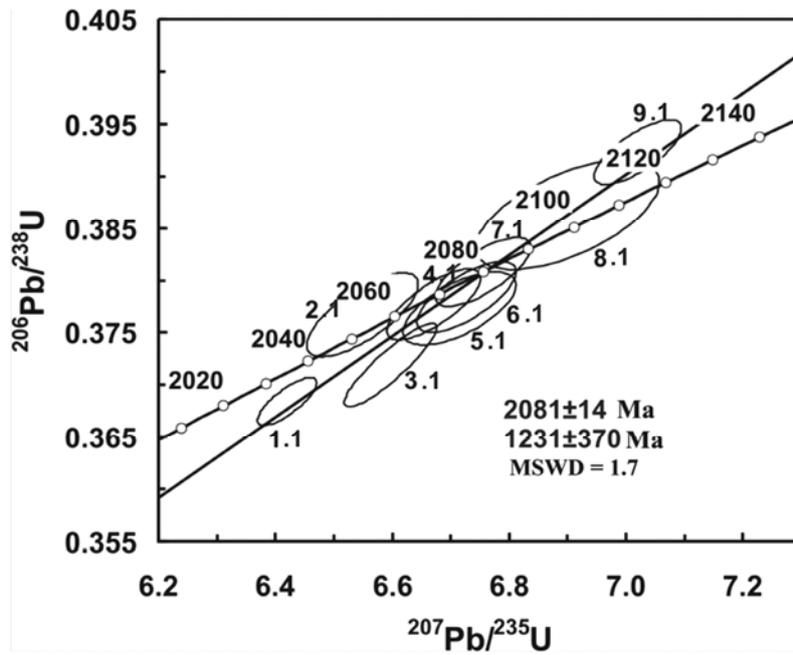


Рис. 5. Диаграмма с конкордией для цирконов «гранулитового» типа из плагиогнейсов александровского комплекса (образец А-8)

ского комплекса определяет U–Pb SHRIMP-II-датировка цирконов из амфиболизированного израндита – 2022 ± 15 млн лет [Краснобаев и др., 2011в]. Более молодые возрасты, с которыми связываются процессы средне-высокотемпературного диафореза и гранитизации, имеют значения около 1850 млн лет (табл. 2). Сопоставимые данные получены по времени проявления метаморфизма амфиболитовой фации и гранитизации пород селянкинского комплекса; Pb–Pb и U–Pb SIMS-определения единичных

зерен цирконов находятся в интервале 1943–1818 млн лет [Пыстина, Пыстин, 2002].

Среди полиметаморфических комплексов палеоконтинентальной области Урала выделяется также группа эклогитсодержащих комплексов (см. рис. 1). Мы их относим к нижнедокембрийским образованиям. Хотя следует признать, что вопрос об их возрасте остается проблематичным. В том числе из-за широко распространенного мнения об исключительной принадлежности высокобарических метамор-

Таблица 2. U–Pb ID-TIMS-данные для цирконов из бластомилонитов александровского комплекса (по: [Sindern et al., 2005])

Обра- зец	Pb ^a ng	U ^b ng	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^c	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^d	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ^d	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ^d	±2σ	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb млн лет	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U млн лет	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U млн лет	D %
R85-3	1,8	6,62	4147,8 ± 0,4	0,10785	0,0002	3,781	0,020	0,2542	0,0013	0,97	1764	1589	1460	17,2
R85-4	3,82	10,6 ₁	3814,7 ± 0,3	0,11307	0,0002	5,210	0,044	0,3342	0,0028	0,99	1849	1854	1859	-0,5

Примечание.

^{a,б} количество ²⁰⁷Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁴Pb и U,

^c скорректировано на трассер и фракционирование,

^d атомные отношения, скорректированные на холостой опыт, трассер и фракционирование и нерадиоогенный свинец,

^e не использовано в расчетах.

фических комплексов к фанерозойским складчатым поясам. Тем не менее, реальность проявления высокобарического метаморфизма в докембрии, включая ранний докембрий, доказывается находками архейских эклогитов в Карелии [Володичев и др., 2004; Слабунов, 2008 и др.] и на Кольском полуострове [Щипанский, 2008].

Основанием для включения высокобарических метаморфических комплексов палеоконтинентальной области Урала в разрез нижнего докембрия являются в основном косвенные данные: структурные соотношения и метаморфические несогласия с обрамляющими их слабометаморфизованными мезо-неопротерозойскими толщами. Имеются также изотопные датировки соответствующего возрастного уровня, но они пока малочисленны. Наиболее обоснованным является предположение о раннедокембрийском возрасте пород (и процессов их высокобарического метаморфического преобразования) марункеуского и неркаюского комплексов, расположенных в северной части Урала. Для отнесения к нижнедокембрийским образованиям эклогитсодержащих комплексов Южного Урала (максютовского и белорецкого) объективных данных на сегодняшний день нет, хотя такая вероятность, на наш взгляд, остается. Среди эклогитсодержащих комплексов севера Урала наиболее хорошо изученным является марункеуский эклогит-гнейсовый комплекс.

Марункеуский комплекс расположен на крайнем севере Полярного Урала к западу от Сыумкеуского гипербазитового массива, входящего в состав палеозойской офиолитовой ассоциации. Комплекс обрамляется вулканогенно-осадочными мезо-неопротерозойскими отложениями. В строении марункеуского комплекса участвуют эклогиты, симплектит-эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты в ассоциации с метакристаллитами, а также плагиогнейсы, плагиомигматиты и K-Na мигматиты.

Геологическое строение марункеуского комплекса в его наиболее изученной южной части в районе так называемой «Слюдяной

горки» приведено на рис. 6. Карта построена на основе крупномасштабной геологической съемки участка, выполненной нами в 2011 г., с использованием материалов Н. Г. Удовкиной [1971] и результатов последней геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [Душин и др., 2007]. В результате проведенных исследований было установлено, что возвышенности, сложенные перидотитами (Перидотитовая и Рыжая), представлены многочисленными разрозненными телами. Так, выс. Рыжая объединяет 23 тела перидотитов, центральное из которых занимает площадь 70 000 кв. м. Площадь других более мелких тел от 20 до 4000 кв. м, а общая площадь развития перидотитов в районе выс. Рыжей составляет 200 000 кв. м или 0,2 кв. км. Выс. Перидотитовая сложена 11-ю массивами перидотитов. Перидотитовые массивы в пределах изученного участка слагают ядра синклиналей, запрокинутых на северо-восток и, скорее всего, представляют собой стратифицированные образования.

Эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты залегают в виде пластообразных и линзовидных интрузий (рис. 7), ориентированных в северо-западном (поперечном к общеуральскому – северо-восточному) направлении согласно с простираем вмещающих их гнейсов. В районе «Слюдяной горки» эклогиты слагают выс. Коническую и пониженные участки между высотами Коническая, Перидотитовая и Рыжая. В пониженных участках эклогиты характеризуются полосчатой, гнейсовидной, сланцеватой текстурой и наряду с омфацитом и гранатом содержат в своем составе кианит, роговую обманку, цоизит, слюды. На выс. Конической обнажаются преимущественно массивные эклогиты. В них отмечаются реликты офитовой структуры, а также реликты исходных габброидов. Апоэклогитовыми амфиболитами сложены склоны «Слюдяной горки». Они обнажаются в долинах ручьев.

Петрографическое изучение эклогитсодержащих толщ в опорных разрезах позволило установить следующую последовательность

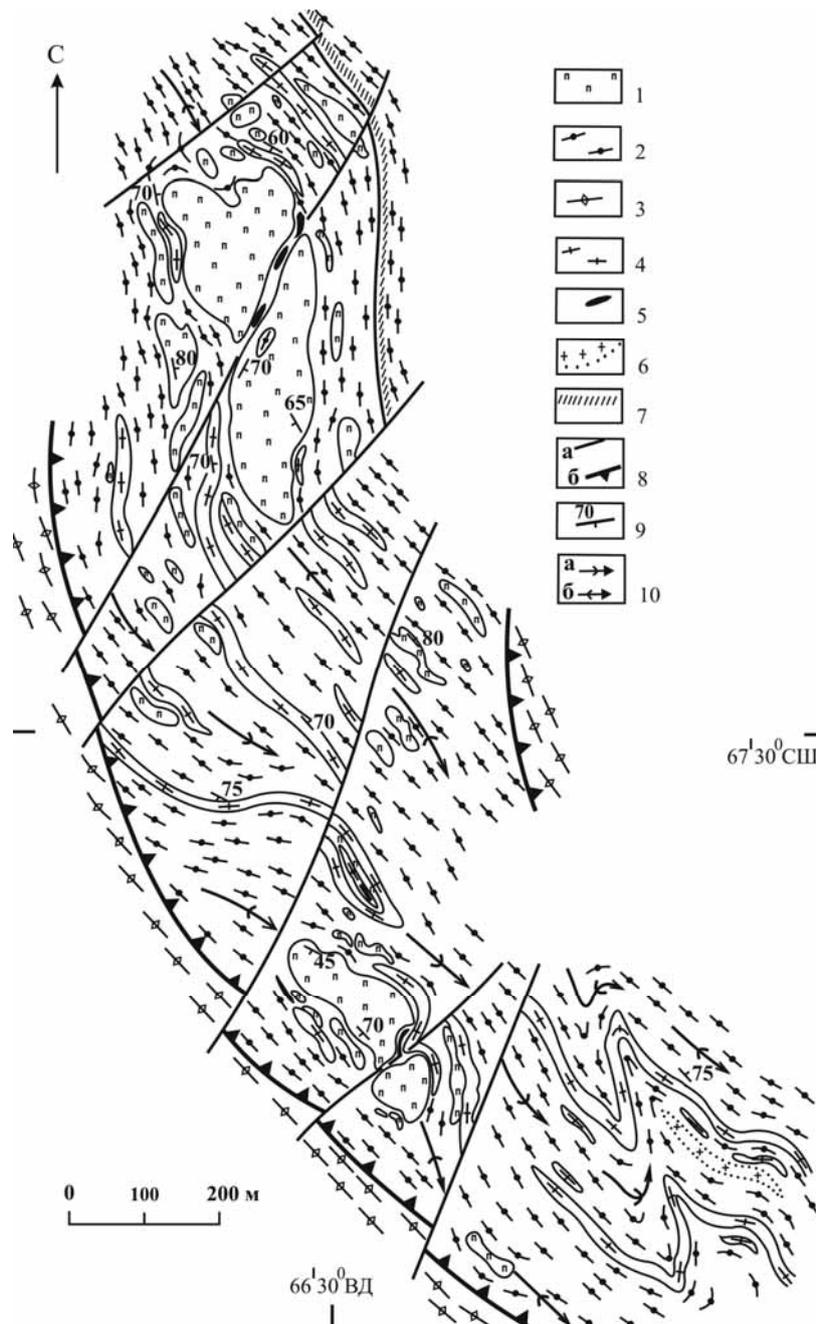


Рис. 6. Геологическое строение района Слюдяной горки. Южная часть марункуевского комплекса:

1 – метультрабазиты, 2 – эглогиты, 3 – амфиболизированные эглогиты, апоэглогитовые амфиболиты, 4 – гранат-слюдяные гнейсы и кристаллические сланцы, 5 – кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы, 6 – гранитизированные породы, 7 – интенсивно кианитизированные породы, 8 – разрывные нарушения: а – крутопадающие разломы, б – надвиги, 9 – элементы залегания контактов пород, полосчатости и сланцеватости, 10 – оси: а – антиклиналей, б – синклиналей

кристаллизации метаморфических парагенезисов [Вшивцев, 2008; Литосфера..., 2008]:

– омфациит + гранат (метаморфизм эглогитовой фации);

– омфациит + гранат + плагиоклаз + фенгит (высокобарическая метаморфическая диффе-

ренциация в связи с процессами плагиогранитизации и кислотного выщелачивания);

– роговая обманка + гранат + плагиоклаз (диафторез амфиболитовой фации);

– актинолит + хлорит + альбит (диафторез зеленосланцевой фации).

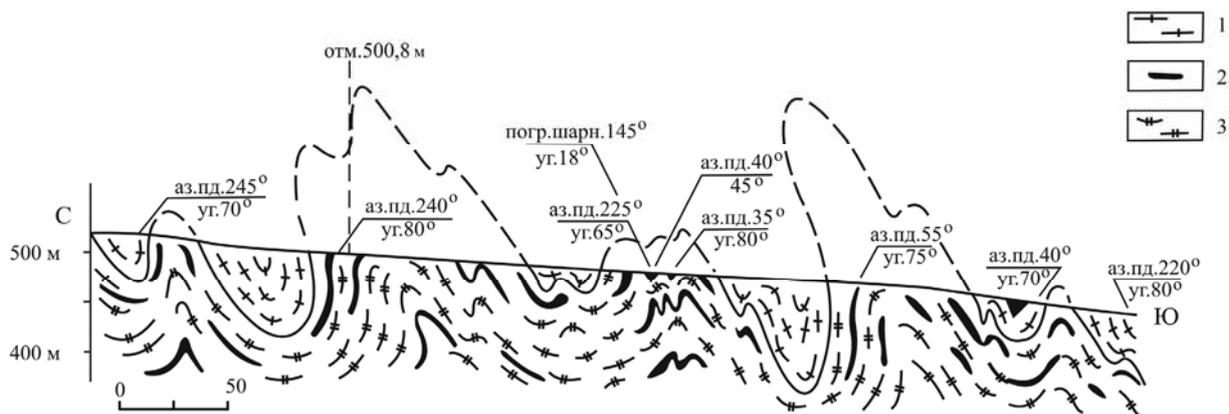


Рис. 7. Геологический разрез марункеуского комплекса по руч. Нярошор:

1 – биотитовые гнейсы, слюдяные и гранат-слюдяные кристаллические сланцы; 2 – эклогиты, амфиболизированные эклогиты, апоэклогитовые амфиболиты; 3 – гнейсы и кристаллические сланцы с будинами в различной степени амфиболизированных эклогитов

Таким образом, эклогиты являются продуктами наиболее ранних эндогенных процессов преобразования пород марункеуского комплекса.

Существующие оценки P-T условий образования эклогитов марункеуского комплекса, полученные разными исследователями, сильно различаются, что, очевидно, связано с неодинаковой степенью постэклогитового преобразования проанализированных образцов пород. По данным Н. Г. Удовкиной [1985] и Дж. Ф. Молины [Molina et al., 2002], кристаллизация эклогитов происходила при $T = 520\text{--}690\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 14\text{--}17$ кбар. По расчетам П. А. Тишина [1999], на инверсионной стадии метаморфического изменения пород температура достигала значений $780\text{--}875\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 18\text{--}21,5$ кбар. Близкие P-T значения пиковых условий эклогитообразования получены К. В. Куликовой и Д. А. Валамовым [2011, 2012]: $T = 790\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 20,5$ кбар.

Максимальные значения возраста пород, определенные путем K-Ar и Pb-Pb датирования минералов из эклогитов, составляют 1,70, 1,56, 1,54 млрд лет [Удовкина, 1985]. В последние годы сопоставимые значения возраста эклогитов ($1,68 \pm 0,07$, $1,61 \pm 0,07$, $1,54 \pm 0,15$, $1,54 \pm 0,14$ млрд лет) были получены на основе Rb-Sr и Sm-Nd изохронных систем по породе в целом и по метаморфогенным минералам, включая амфибол [Андреичев и др., 2007]. Кроме того, для циркона из этих же пород получен конкордантный U-Pb возраст, равный 1,86 млрд лет [Андреичев и др., 2005]. Эти данные дают основание считать, что, во-первых, условия эклогитовой фации имели место на наиболее ранней стадии метаморфической истории марункеуского комплекса и, во-вторых, высокобарический метаморфизм про-

явился в раннедокембрийское время более чем 1,86 млрд лет назад.

Иная интерпретация возраста процессов эклогитообразования дается на основе датирования единичных зерен цирконов из жил эклогитов U-Pb методом (353–362 млн лет [Glodny et al., 2004]), что согласуется с Rb-Sr возрастными определениями этих эклогитов [Glodny et al., 2003]. Ранее близкое значение ($366 \pm 8,6$ млн лет) было получено по Sm – Nd минеральной изохроне [Шацкий и др., 2000].

В последних случаях анализировались породы, имеющие в своем составе белую слюду. Поэтому определения возраста в интервале 352–366 млн лет могут указывать на время одного из этапов метаморфического преобразования эклогитов [Андреичев и др., 2007], связанного, например, с их эксгумацией [Пыстин и др., 2012]. Хотя нельзя полностью исключать и вероятность тектонического совмещения разновозрастных эклогитов [Андреичев и др., 2007] и даже полихронность высокобарического метаморфизма [Удовкина, 1985].

Заключение

В эволюции полиметаморфических комплексов Урала, особенно его палеоконтинентальной области, проявления метаморфизма гранулитовой и эклогитовой фаций относятся к доуральской предыстории и, скорее всего, отражают определенные этапы эволюции кристаллического основания приуральской окраины Восточно-Европейского кратона.

Наиболее ранние (позднеархейские) проявления метаморфизма гранулитовой фации установлены в тараташском гнейсо-гранулитовом и малыкском гранулит-метабазитовом комплексах.

Еще одно высокотемпературное метаморфическое событие, отвечающее условиям гранулитовой фации (палеопротерозойское), фиксируется в породах гнейсо-мигматитовых комплексов, широко представленных как в палеоконтинентальной, так и в палеоокеанической областях Урала. Свидетельством проявления этого метаморфизма являются цирконы «гранулитового» типа. Они в породах разных комплексов имеют близкие значения изотопных U-Pb и Pb-Pb возрастов: 2,1–2 млрд лет.

Ранее метаморфизованные архейские образования в это время, по-видимому, претерпели повторный метаморфизм гранулитовой фации.

Имеющиеся сведения о возрасте высокобарического метаморфизма пород на Урале не однозначны. Верхний возрастной уровень палеопротерозойского этапа эклогитового метаморфизма определяет U-Pb (SHRIMP-II) датировка циркона из амфиболитизированных эклогитов марункеуского комплекса – 1,86 млрд лет. Эта цифра, скорее всего, является заниженной и фиксирует время проявления последующего метаморфизма амфиболитовой фации и сопутствующей гранитизации в гнейсо-мигматитовых комплексах проявились в возрастном интервале 1,95–1,75 млрд лет назад.

Таким образом, в породах полиметаморфических комплексов Урала – возможных фрагментов кристаллического основания приуральской окраины Восточно-Европейского кратона – установлено два этапа метаморфизма гранулитовой фации: ранний – неоархейский и поздний – палеопротерозойский. Высокобарические минеральные парагенезисы являются продуктами наиболее ранних эндогенных процессов преобразования пород в эклогитсодержащих комплексах, где высокобарический метаморфизм, скорее всего, комплементарен палеопротерозойскому гранулитовому метаморфизму.

Литература

Андреичев В. Л., Родионов Н. В., Ронкин Ю. Л. U-Pb и Sm-Nd датирование эклогитов Марункеуского блока Полярного Урала: новые данные // Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии: материалы Междунар. (X Всерос.) петрографического совещ. 2005. Т. 4. С. 17–19.

Андреичев В. Л., Ронкин Ю. Л., Серов П. А. и др. Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марункеу (Полярный Урал) // Доклады РАН. 2007. Т. 413, № 4. С. 503–506.

Андреичев В. Л., Куликова К. В., Ларионов А. Н. U-Pb возраст плагиогранитов Малыко (Полярный Урал) // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2012. № 4(12). С. 60–66.

Банева Н. Н., Русин А. И. Структурно-вещественная эволюция и изотопный возраст Ильмено-Вишневогоского комплекса (Южный Урал) // Литосфера. 2014. № 2. С. 131–137.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.

Вшивцев А. Н. Вещественный состав, возраст и геодинамические условия формирования полярно-уральских эклогитов // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: материалы XIV Междунар. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 104–107.

Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации М 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Полярно-Уральская. Листы Q-42-1, II. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 340 с.

Душин В. А., Бурмако П. Л., Ронкин Ю. Л. и др. Состав и новые возрастные датировки метагабброидов малыкского комплекса на Полярном Урале // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: материалы Междунар. науч. конф. (III Чтения памяти С. Н. Иванова). Екатеринбург, 2008. С. 27–29.

Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Наука, 1974. 200 с.

Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.

Краснобаев А. А., Давыдов В. А., Шулькин Е. П., Чердынченко Н. В. Цирконология селянчинского блока Ильменских гор // Доклады РАН. 2001. Т. 379, № 1. С. 807–811.

Краснобаев А. А., Вализер П. М., Русин А. И. и др. Цирконология амфиболитов селянчинской толщи Ильменских гор (Южный Урал) // Доклады РАН. 2011а. Т. 441, № 5. С. 661–665.

Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н. и др. Цирконология железистых кварцитов тараташского комплекса на Южном Урале // Доклады РАН. 2011б. Т. 437, № 6. С. 80–807.

Краснобаев А. А., Пучков В. Н., Бушарина С. В. и др. Цирконология израндитов (Южный Урал) // Доклады РАН. 2011в. Т. 439, № 3. С. 394–398.

Куликова К. В., Валамов Д. А. Эклогитизация габброидов хребта Марункеу (Полярный Урал) // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: материалы науч. конф. и путеводитель научных экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 115–117.

Куликова К. В., Валамов Д. А. Особенности метаморфической эволюции Марункеуского эклогит-гнейсового комплекса (Полярный Урал): материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2012. С. 152–154.

Ленных В. И., Панков Ю. Д., Петров В. И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–45.

Ленных В. И., Вализер П. М., Рассказова А. Д. Некоторые вопросы тектоники докембрия Урала в свете данных по метаморфизму // Геология и палеонтология Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 71–74.

Литосфера Тимано-Североуральского региона: геологическое строение, вещество, геодинамика / А. М. Пыстин, В. Л. Андреичев, А. И. Антошкина и др. Сыктывкар: Геопринт, 2008. 234 с.

Петрология и метаморфизм древних офиолитов. На примере Полярного Урала и Западного Саяна / Н. Л. Добрецов, Ю. В. Молдованцев, А. П. Казак и др. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.

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

Пыстин А. М. Александровский гнейсово-амфиболитовый комплекс // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–33.

Пыстин А. М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб.: Наука, 1994. 208 с.

Пыстин А. М., Ронкин Ю. Л., Синдерн С., Пыстина Ю. И. Геохронологическая история метаморфизма пород дорифейских образований западного склона Южного Урала // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2012а. № 11. С. 2–8.

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И., Потапов И. Л., Панфилов А. В. Раннедокембрийская история метаморфизма пород гранулитовых и эклогитовых комплексов палеоконтинентальной зоны Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2012б. 46 с.

Пыстина Ю. И., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. 167 с.

Ронкин Ю. Л., Синдерн С., Маслов А. В. и др. Древнейшие (3,5 млрд лет) цирконы Урала: U-Pb (SHRIMP-II) и T_{DM} ограничения // Доклады РАН. 2007. Т. 415, № 5. С. 651–657.

Ронкин Ю. Л., Сирерн С., Лепихина О. П. Изотопная геология древнейших образований Южного Урала // Литосфера. 2012. № 5. С. 50–76.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Уралгеолком, 1994.

Сулейманов А. К. Работы ОГТ по профилю УРСЕЙС // Структура и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2: Результаты исследований по программе ЕВРОПРОБА. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 363–373.

Тишин П. А. Петрология эклогитов хребта Марун-Кеу (Полярный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Томск, 1999. 24 с.

Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 191 с.

Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.

Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала // Проблемы региональной тектоники СССР. М.: Наука, 1963. С. 35–63.

Шалагинов В. В. Раннедокембрийские комплексы Уральского складчатого пояса и их минерагения

// Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. С. 159–173.

Шацкий В. С., Симонов В. А., Ягоуц Э. и др. Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // Доклады РАН. 2000. Т. 371, № 4. С. 519–523.

Щипанский А. А. Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М.: ЛКИ, 2008. 560 с.

Glodny J., Pease V., Austrheim H. et al. Rb-Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. Vol. 67. P. 4353–4371.

Glodny J., Austrheim H., Molina J. F. et al. Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // *Geological Society of London Memoir*. 2004. P. 87–105.

Görz I., Buschmann B., Krone U., Hauer R. Henning D. The Permian emplacement of granite-gneiss complexes in the East Uralian Zone and implications on the geodynamics of the Uralides // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 467. P. 119–130.

Görz I., Hielscher P. An explicit plate kinematic model for the orogeny in the southern Uralides // *Tectonophysics*. 2010. Vol. 493. P. 1–26.

Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. 2003. Vol. 53. P. 27–61.

Molina J. F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A. The eclogites of Marun-Keu complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during high P metamorphism // *Lithos*. 2002. Vol. 61. P. 55–078.

Schaltegger U., Fanning C. M., Gunther D., Maurin J. C., Schulmann K., Gebauer D. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence // *Contrib. Miner. Petrol*. 1999. Vol. 134. P. 186–201.

Sindern S., Hetzel R., Schulte B. A. et al. Proterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Taratash complex, Central Urals, Russia // *International Journal of Earth Sciences*. 2005. Vol. 94. P. 319–335.

Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // *Contrib. Miner. Petrol*. 1996. Vol. 122. P. 337–358.

Zonenshain L. P., Korinevsky V. G., Kazmin V. G., Pechersky D. M., Khain V. V., Mateenkov V. V. Plate tectonic model of the South Urals development // *Tectonophysics*. 1984. Vol. 109. P. 95–135.

Поступила в редакцию 29.01.2015

References

- Andreichev V. L., Rodionov N. V., Ronkin Yu. L. U-Pb i Sm-Nd datirovanie eklogitov Marunkeuskogo bloka Polyarnogo Urala: novye dannye [U-Pb and Sm-Nd dating of eclogites from the Marun-Keu block of the Polar Urals: new data]. *Metamorfizm, kosmicheskie, eksperimental'nye i obshchie problemy petrologii: materialy Mezhdunarodnogo (X Vserossiiskogo) petrograficheskogo soveshchaniya [Metamorphism, cosmic, experimental and general issues of petrology: proceedings of the international (X All-Russian) petrographic conference]*. 2005. Vol. 4. P. 17–19.
- Andreichev V. L., Ronkin Yu. L., Serov P.A. et al. Novye dannye o dokembriiskom vozraste eklogitov Marunkeu (Polyarnyi Ural) [New data on the Precambrian age of Marunkeu eclogites (Polar Urals)]. *Doklady RAN [Proceedings of RAS]*. 2007. Vol. 413, No 4. P. 503–506.
- Andreichev V. L., Kulikova K. V., Larionov A. N. U-Pb vozrast plagiogranitov Malyko (Polyarnyi Ural) [U-Pb age of the Malyko plagiogranites (Polar Urals)]. *Izvestiya Komi NTs UrO RAN [Proceedings of Komi SC UB RAS]*. 2012. No 4 (12). P. 60–66.
- Baneva N. N., Rusin A. I. Strukturno-veshchestvennaya evolyutsiya i izotopnyi vozrast Il'meno-Vishnevogorskogo kompleksa (Yuzhnyi Ural) [Structural-material evolution and isotopic age of the Ilmen-Vishnev complex (Southern Urals)]. *Litosfera [Lithosphere]*. 2014. No 2. P. 131–137.
- Dushin V. A., Serdyukova O. P., Malyugin A. A. et al. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii M 1 : 200 000. Izd. 2-e. Seriya Polyarno-Ural'skaya. Listy Q-42-I, II. Ob"yasnitel'naya zapiska [State geological map of the Russian Federation M 1 : 200 000. Issue 2. Polar Urals Series. P. Listy Q-42-I, II. Explanatory note]. St. Petersburg: VSEGEI, 2007. 340 p.
- Dushin V. A., Burmako P. L., Ronkin Yu. L. et al. Sostav i novye vozrastnye datirovki metagabbroidov malykskogo kompleksa na Polyarnom Urale [Composition and new age dating of the Malyko metagabbroides, Polar Urals]. *Stukturno-veshchestvennyye kompleksy i problemy geodinamiki dokembriya fanerozoiskikh orogenov: materialy Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii (III Chteniya pamyati S. N. Ivanova) [The structural-material complexes and geodynamic problems of the Precambrian of Phanerozoic Orogens: proceedings of the international scientific conference (III anniversary of S. N. Ivanov readings)]*. Ekaterinburg, 2008. P. 27–29.
- Keil'man G. A. Migmatitovye kompleksy podvizhnykh poyasov [Migmatite complexes of the mobile belts]. Moscow: Nauka, 1974. 200 p.
- Kheraskov N. P., Perfil'ev A. S. Osnovnye osobennosti geosinklinal'nykh struktur Urala [The main features of the geosinclinal structures of the Urals]. *Problemy regional'noi tektoniki SSSR [The problems of regional tectonics of the USSR]*. Moscow: Nauka, 1963. P. 35–63.
- Krasnobaev A. A. Tsirkon kak indikator geologicheskikh protsessov [Zircon as an indicator of geological processes]. Moscow: Nauka, 1986. 152 p.
- Krasnobaev A. A., Davydov V. A., Shchul'kin E. P., Cherednichenko N. V. Tsirkonologiya selyankinskogo bloka Il'menskikh gor [Zirconology of the Selyankinsky block of the Ilmen Mountains]. *Doklady RAN [Proceedings of RAS]*. 2001. Vol. 379, No 1. P. 807–811.
- Krasnobaev A. A., Valize P. M., Rusin A. I. et al. Tsirkonologiya amfibolitov selyankinskoi tolshchi Il'menskikh gor (Yuzhnyi Ural) [Zirconology of amphibolites of the Selyankinskaya series of the Ilmeny Mountains (Southern Urals)]. *Doklady RAN [Proceedings of RAS]*. 2011a. Vol. 441, No 5. P. 661–665.
- Krasnobaev A. A., Kozlov V. I., Puchkov V. N. et al. Tsirkonologiya zhelezistykh kvartsitov taratashskogo kompleksa na Yuzhnom Urale [Zirconology of iron quartzites of the Taratash complex (Southern Urals)]. *Doklady RAN [Proceedings of RAS]*. 2011b. Vol. 437, No 6. P. 80–807.
- Krasnobaev A. A., Puchkov V. N., Busharina S. V. et al. Tsirkonologiya izranditov (Yuzhnyi Ural) [Zirconology of izrandites (Southern Urals)]. *Doklady RAN [Proceedings of RAS]*. 2011v. Vol. 439, No 3. P. 394–398.
- Kulikova K. V., Valamov D. A. Eklogitizatsiya gabbroidov khrebtta Marunkeu (Polyarnyi Ural). Granulitovye i eklogitovye kompleksy v istorii Zemli: materialy nauchnoi konferentsii i putevoditel' nauchnykh ekskursii [Eclogitization gabbro of Marunkeu Ridge (Polar Urals). Granulite and eclogite complexes in the Earth's history. Extended abstracts and field guide]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. P. 115–117.
- Kulikova K. V., Valamov D. A. Osobennosti metamorficheskoi evolyutsii Marunkeuskogo eklogit-gneisovogo kompleksa (Polyarnyi Ural): materialy Vserossiiskoi konferentsii s mezhdunarodnym uchastiem [Features of metamorphic evolution of the Marunkeu eclogite-gneiss complex (Polar Urals). Proceedings of the All-Russian conference with international participation]. Ekaterinburg: IGIG UrO RAN, 2012. P. 152–154.
- Lennykh V. I., Pankov Yu. D., Petrov V. I. Petrologiya i metamorfizm migmatitovogo kompleksa [Petrology and metamorphism of the migmatite complex]. *Petrologiya i zhelezorudnye mestorozhdeniya taratashskogo kompleksa [Petrology and iron ore deposits of the Taratash complex]*. Sverdlovsk: UNTs AN SSSR, 1978. P. 3–45.
- Lennykh V. I., Valizer P. M., Rasskazova A. D. Nekotorye voprosy tektoniki dokembriya Urala v svete dannykh po metamorfizmu [Some tectonic issues of the Precambrian Urals in view of the new data on metamorphism]. *Geologiya i paleontologiya Urala [Geology and paleontology of the Urals]*. Sverdlovsk: UNTs AN SSSR, 1986. P. 71–74.
- Litosfera Timano-Severoural'skogo regiona: geologicheskoe stroenie, veshchestvo, geodinamika [The lithosphere of the Timan-North Urals segment: geological structure, substance, geodynamics]. A. M. Pystin, V. L. Andreichev, A. I. Antoshkina et al. Syktyvkar: Geoprint, 2008. 234 p.

Petrologiya i metamorfizm drevnikh ofiolitov. Na primere Polyarnogo Urala i Zapadnogo Sayana [Petrology and metamorphism of ancient ophiolites (the example of the Polar Urals and West Sayan Mountains)]. N. L. Dobretsov, Yu. V. Moldovantsev, A. P. Kazak et al. Novosibirsk: Nauka, 1977. 221 p.

Puchkov V. N. Geologiya Urala i Priural'ya (aktual'nye voprosy stratigrafii, tektoniki, geodinamiki i metallogenii) [Geology of the Urals and Cis-Urals (actual problems of stratigraphy, tectonics, geodynamics and metallogeny)]. Ufa: DizainPoligrafServis, 2010. 280 p.

Pystin A. M. Aleksandrovskii gneisovo-amfibolitovyi kompleks [The Alexandrovskiy gneiss-amphibolite complex]. *Vulkanizm, metamorfizm i zhelezistye kvartsity obramleniya taratashskogo kompleksa* [Volcanism, metamorphism and iron quartzites of the Taratash complex]. Sverdlovsk: UNTs AN SSSR, 1978. P. 3–33.

Pystin A. M. Polimetamorficheskie komplekсы zapadnogo sklona Urala [Polymetamorphic complexes of the Western slope of the Urals]. St. Petersburg: Nauka, 1994. 208 p.

Pystin A. M., Ronkin Yu. L., Sindern S., Pystina Yu. I. Geokhronologicheskaya istoriya metamorfizma porod dorifeiskikh obrazovaniy zapadnogo sklona Yuzhnogo Urala [Geochronological history of Pre-Riphean rock metamorphism on the Western slope of the Urals]. *Vestnik Instituta geologii Komi NTs UrO RAN* [Herald of Institute of Geology Komi SC UB RAS]. 2012a. No 11. P. 2–8.

Pystin A. M., Pystina Yu. I., Potapov I. L., Panfilov A. V. Rannedokembriiskaya istoriya metamorfizma porod granulitovykh i eklogitovykh kompleksov paleokontinental'noi zony Urala [Early Precambrian history of metamorphic rocks in granulite and eclogite complexes of the paleocontinental zone of the Urals]. Syktyvkar: Geoprint, 2012b. 46 p.

Pystina Yu. I., Pystin A. M. Tsirkonovaya letopis' ural'skogo dokembriya [Zircon chronicle of the Ural Precambrian]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2002. 167 p.

Ronkin Yu. L., Sindern S., Maslov A. V. et al. Drevneishie (3.5 mlrd let) tsirkony Urala: U-Pb (SHRIMP-II) i TDM ogranicheniya [Oldest (3.5 Ga) zircons of the Urals: U-Pb (SHRIMP-II) and TDM constraints]. *Doklady RAN* [Proceedings of RAS]. 2007. Vol. 415, No 5. P. 651–657.

Ronkin Yu. L., Sirern S., Lepikhina O. P. Izotopnaya geologiya drevneishikh obrazovaniy Yuzhnogo Urala [Isotope geology of ancient Southern Urals formations]. *Litosfera* [Lithosphere]. 2012. No 5. P. 50–76.

Slabunov A. I. Geologiya i geodinamika arkhaiskikh podvizhnykh poyasov (na primere Belomorskoj provintsii Fennoskandinavskogo shchita) [Geology and geodynamics of Archean mobile belts (example from the Belomorian province of the Fennoscandian shield)]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2008. 296 p.

Stratigraficheskie skhemy Urala (dokembrii, paleozoi) [Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic)]. Ekaterinburg: Uralgeolkom, 1994.

Suleimanov A. K. Raboty OGT po profilu URSEIS [CPD research in the USEIS field]. *Struktura i dinamika litosfery Vostochnoi Evropy. Vyp. 2: Rezul'taty issledovaniy po programme EVROPROBA* [Structure and dynamics of the lithosphere of the Eastern Europe. Vol. 2.: Results of investigation of EUROPROBE program]. Moscow: GEOKART, GEOS, 2006. P. 363–373.

Shalaginov V. V. Rannedokembriiskie komplekсы Ural'skogo skladchatogo poyasa i ikh minerageniya [Early Precambrian complexes of the Ural fold belt and their minerageny]. *Geologiya i minerageniya podvizhnykh poyasov* [Geology and minerageny of mobile belts]. Ekaterinburg: Uralgeolkom, 1997. P. 159–173.

Shatskii V. S., Simonov V. A., Yagoutts E. et al. Novye dannye o vozraste eklogitov Polyarnogo Urala [New data on the age of eclogites of the Polar Urals]. *Doklady RAN* [Proceedings of RAS]. 2000. Vol. 371, No 4. P. 519–523.

Shchipanskii A. A. Subduksionnye i mantiinoplumovye protsessy v geodinamike formirovaniya arkhaiskikh zelenokamennykh poyasov [Subduction-related and mantle plum processes in the geodynamics of formation of Archean greenstone belt]. Moscow: LKI, 2008. 560 p.

Tishin P. A. Petrologiya eklogitov khrebtta Marun-Keu (Polyarnyi Ural): avtoref. dis. ... kand. geol.-miner. Nauk [Petrology of eclogites of the Marun-Keu ridge (Polar Urals): abstract of CSc thesis, geol.-min. sciences]. Tomsk, 1999. 24 p.

Udovkina N. G. Eklogity Polyarnogo Urala [Eclogites of the Polar Urals]. Moscow: Nauka, 1971. 191 p.

Udovkina N. G. Eklogity SSSR [Eclogites of the USSR]. Moscow: Nauka, 1985. 286 p.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Bibikova E. V. et al. Arkhaiskie eklogity Belomorskogo podvizhnogo poyasa (Baltiiskii shchit) [Archean eclogites in the Belomorian mobile belt (Baltic Shield)]. *Petrologiya*. 2004. Vol. 12, No 6. P. 609–631.

Vshivtsev A. N. Veshchestvennyi sostav, vozrast i geodinamicheskie usloviya formirovaniya polyarnoural'skikh eklogitov [Lithology, age and geodynamic conditions of eclogites formation in the Polar Urals]. *Svyaz' poverkhnostnykh struktur zemnoi kory s glubinnymi: materialy XIV mezhdunarodnoi konferentsii* [Relationship between the surface and deep structures of the earth's crust: proceedings of the XIV international conference]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2008. P. 104–107.

*Glodny J., Pease V., Austreim H. et al. Rb-Sr record of fluid-rock interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. Vol. 67. P. 4353–4371.*

*Glodny J., Austreim H., Molina J. F. et al. Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin. *Geological Society of London Memoir*. 2004. P. 87–105.*

*Görz I., Buschmann B., Krone U., Hauer R. Henning D. The Permian emplacement of granite-gneiss complexes in the East Uralian Zone and implications on the geodynamics of the Uralides. *Tectonophysics*. 2009. Vol. 467. P. 119–130.*

Görz I., Hielscher P. An explicit plate kinematic model for the orogeny in the southern Uralides. *Tectonophysics*. 2010. Vol. 493. P. 1–26.

Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*. 2003. Vol. 53. P. 27–61.

Molina J. F., Austrheim H., Glodny J., Rusin A. The eclogites of Marun-Keu complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during high P metamorphism. *Lithos*. 2002. Vol. 61. P. 55–078.

Schaltegger U., Fanning C. M., Gunther D., Maurin J. C., Schulmann K., Gebauer D. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib. Miner. Petrol.* 1999. Vol. 134. P. 186–201.

Sindern S., Hetzel R., Schulte B. A. et al. Proterozoic magmatic and tectonometamorphic evolution of the Taratash complex, Central Urals, Russia. *International Journal of Earth Sciences*. 2005. Vol. 94. P. 319–335.

Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Miner. Petrol.* 1996. Vol. 122. P. 337–358.

Zonenshain L. P., Korinevsky V. G., Kazmin V. G., Pechersky D. M., Khain V. V., Mateenkov V. V. Plate tectonic model of the South Urals development. *Tectonophysics*. 1984. Vol. 109. P. 95–135.

Received January 29, 2015

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Пыстин Александр Михайлович

рук. лаборатории, д. г.-м. н., проф.
Институт геологии Коми научного центра Уральского
отделения РАН
ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, Республика Коми,
Россия, 167982
эл. почта: pystin@geo.komisc.ru
тел.: (8212) 447262

Пыстина Юлия Ивановна

ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии Коми научного центра Уральского
отделения РАН
ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, Республика Коми,
Россия, 167982
эл. почта: pystina@geo.komisc.ru

CONTRIBUTORS:

Pystin, Alexandr

Institute of Geology, Komi Science Centre, Ural Branch
Russian Academy of Sciences
54 Pervomayskaya St., 167982, Syktyvkar, Komi, Russia
e-mail: pystin@geo.komisc.ru
tel.: (8212) 447262

Pystina, Yulia

Institute of Geology, Komi Science Centre, Ural Branch
Russian Academy of Sciences
54 Pervomayskaya St., 167982, Syktyvkar, Komi, Russia
e-mail: pystina@geo.komisc.ru

УДК 552.164 (551.253)

СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМ И СТРЕСС-МЕТАМОРФИТЫ В ДОКЕМБРИИ ПРИЛАДОЖЬЯ

А. Л. Кулаковский, Ю. А. Морозов, А. И. Смульская

Институт физики Земли РАН

В поле регионально метаморфизованных докембрийских пород Приладожья выявлены приуроченные к зонам разломов тектониты с аномально высокими, до 12 кбар, значениями давления – продукты стресс-метаморфизма относительно позднего этапа деформационно-метаморфической эволюции. Большая часть подобных стресс-метаморфитов локализована в тектонической зоне Мейери, разделяющей свекофенский и карельский геоблоки. Охарактеризованы особенности структуры и состава стресс-метаморфитов двух групп, относящихся к разным стадиям одного деформационно-метаморфического этапа, определены некоторые параметры и тренды стресс-метаморфизма каждой из стадий.

Ключевые слова: стресс, метаморфизм, Приладожье.

A. L. Kulakovsky, Yu. A. Morozov, A. I. Smul'skaya. STRESS-METAMORPHISM AND STRESS-METAMORPHITES IN PRECAMBRIAN OF THE LADOGA REGION

The tectonites confined to fault zones with abnormally high, up to 12 kbar, pressures, which appear to be the products of stress-metamorphism of relatively late stage of deformation-metamorphic evolution, are identified in the regionally metamorphosed Precambrian rocks of the Ladoga region. Most of these stress-metamorphites are localized in the Meyerite tectonic zone, separating the Svecofennian and Karelian geoblocks. The features of structure and composition of the two groups of stress-metamorphites belonging to the different stages of the deformation-metamorphic phase are described. Some parameters and trends in stress-metamorphism of each stage are defined.

Keywords: stress, metamorphism, Ladoga region.

Целью настоящих исследований явилось изучение стресс-метаморфизма, признаки которого в Приладожье были зафиксированы нами ранее [Козловский и др., 2012]. Было проведено изучение составов минералов и рассчитаны параметры метаморфизма в 135 образцах метаморфических пород Приладожья из разных метаморфических зон. Большая часть образцов относится к зоне Мейери, до сих пор – наиме-

нее изученному в отношении метаморфической истории домену Приладожья.

Изучение состава минералов проводилось на микрозонде кафедры петрологии МГУ. Для расчета РТ-параметров использовались программы GBPQ [Wu et al., 2004] и TWQ [Aranovich L. Ya., Berman R. G., 1996; Berman R. G., Aranovich L. Ya., 1996]. Для незначительного числа образцов, в которых составы минералов

не соответствовали граничным условиям применения программы GBPQ, расчеты значений температуры и давления сделаны только по программе TWQ.

1. Представления о метаморфизме Приладожья и природе зоны Мейери

Приладожье является классической областью зонального метаморфизма умеренных и средних давлений. Степень метаморфизма нарастает с северо-востока на юго-запад и на большей части территории Северного Приладожья варьирует в пределах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций (породы зеленосланцевой фации выходят только в узкой полосе, примыкающей к архейскому кратону и в виде отдельных линз – в поле образований эпидот-амфиболитовой фации), граница между которыми проводится по изограде силлиманита (или «первого силлиманита»). Южнее, по изограде силлиманита в ассоциации с калишпатом («второго силлиманита») проводится граница нижней и верхней субфаций амфиболитовой фации, с которой примерно совпадает и граница области массовой мигматизации [Великославинский, 1972]. Породы гранулитовой фации устанавливаются практически исключительно в Западном Приладожье – в свекофеннских породах лахденпохской серии. Границей карелид Северного и свекофеннид Западного Приладожья служит так называемая «зона Мейери».

Зона Мейери как важный тектонический элемент строения Приладожья выделена в 90-х годах прошлого века [Шульдинер и др., 1995; Балтыбаев и др., 1996], но еще в конце 60-х годов в Приладожье геологами Института геологии и геохронологии докембрия (Н. Г. Судовиков, В. А. Глебовицкий, А. Л. Харитонов) был описан «пояс покровных структур» шириной порядка 40 км, северная граница которого проводилась по южному краю «Сортавальско-Питкярантских поднятий». Фактически, эта граница близка к северному ограничению зоны Мейери в более позднем понимании. В этом «поясе» распространены пологопадающие к югу тектонические покровы пород ладожской и сортавальской серий с пластинами архейских гранито-гнейсов основания [Судовиков и др., 1970], причем, как отмечено авторами, здесь (т. е. в пределах позднее выделенной зоны Мейери) гранито-гнейсы фундамента вместе с амфиболитами сортавальской серии находятся в аллохтонном залегании и надвинуты с юга на север на сланцы и гнейсы ладожской серии.

После того как в 70–80-х годах прошлого столетия финскими геологами была предложена концепция о развитии свекофеннид не как эпи-

кратонных образований на архейской коре, а на активной континентальной окраине с новообразованной корой и о зоне Раахе-Ладога как зоне, пограничной между свекофеннским и карельским блоками, эти представления с середины 90-х годов были распространены [Шульдинер и др., 1995, 1996, 1997] и на территорию Приладожья. Было сформировано и представление о зоне Мейерского надвига как продолжении зоны Раахе-Ладога на российскую территорию (рис. 1).

Зона Мейери рассматривалась [Балтыбаев и др., 1996] как зона сочленения блока карелид (с выходами архейского фундамента и чехлом нижнепротерозойских пород ладожской и сортавальской серии) и блока нижнепротерозойских (позднее отнесенных к «свекофеннидам») глубокометаморфизованных метаосадков и метавулканитов. Выделенная зона Мейери протягивается в субширотном направлении не менее чем на 40 км при ширине до 20 км и мощности 6–8 км. Характерным признаком этой зоны сочленения, по мнению авторов, является «структура пологого рассланцевания»; также эти авторы рассматривают зону Мейери и как зону скачкообразного изменения степени метаморфизма: в северной части зоны породы ладожской серии метаморфизованы в условиях среднетемпературной амфиболитовой фации, в южной части – в гранулитовой фации. Непосредственный контакт пород этих двух фаций метаморфизма определен как пологий надвиг (внутри зоны Мейери), по которому глубоко метаморфизованные породы надвинуты на север на менее метаморфизованные разности той же ладожской серии. И, таким образом, зона Мейери стала рассматриваться как граница в двух смыслах:

- как зона тектонического сочленения двух геоблоков: свекофеннид и карелид;
- как метаморфическая граница: амфиболитовой фации к северу и гранулитовой фации – к югу. В более поздних работах, на геологических картах и схемах (тех же авторов и других исследователей) зона Мейери фигурирует или в том, или в другом, или – одновременно в обоих смыслах.

Согласно данным исследователей Приладожья [Шульдинер и др., 1997; Глебовицкий и др., 2002; Балтыбаев и др., 2009], РТ-параметры пика регионального метаморфизма здесь, в различных метаморфических зонах, следующие:

Зона низкотемпературного метаморфизма «Северного» домена (карелиды Северного Приладожья):

- низкотемпературная ставролитовая подзона: 410–550 °С / 3,2–3,3 кбар;
- высокотемпературная ставролитовая подзона: 530–610 °С / 4,0 кбар;

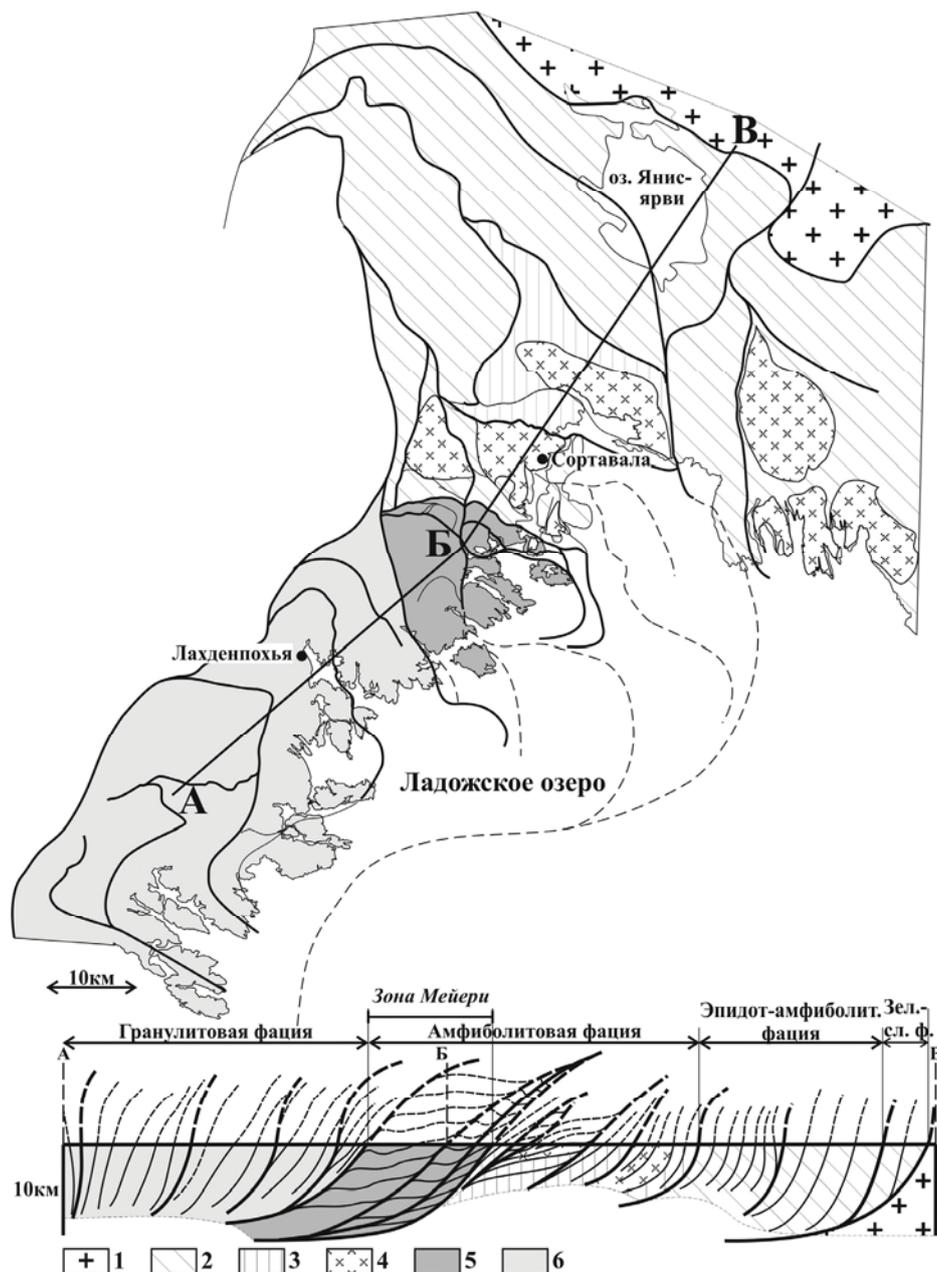


Рис. 1. Зона Мейери в Приладожье:

1 – архейский фундамент, 2–3 – карельские образования: 2 – ладожская серия, 3 – сортавальская серия, 4 – гранитоиды «купольных» структур, 5 – зона Мейери, 6 – свекофеннская ладожская серия

Зона амфиболитовой фации «Северного» домена:

- биотит-силлиманитовая подзона: 600–640 °C / 3,8–5,0 кбар;
- гранат-кордиеритовая (куммингтонитовая) подзона: 650–730 °C / 5,3 кбар;

Зона гранулитовой фации «Южного» домена (свекофенниды Западного Приладожья):

- гиперстеновая зона: 780–840 °C / 4,8–6,4 кбар (для гранат-гиперстеновых гнейсов: 865–945 °C / 5,6–6,5 кбар).

2. Выделение совокупности образцов с «аномальными» значениями давления

Из 135 проанализированных образцов в 58 было зафиксировано давление, превышающее 6,5 кбар, т. е. установленную предшествующими исследователями верхнюю границу диапазона значений давления для гранулитовой фации докембрия Приладожья. На графике частоты распределения пиковых значений давления (рис. 2, а) можно заметить несколько максимумов, из которых два наиболее сильных

примерно отвечают диапазону давления амфиболитовой и гранулитовой фаций регионально-го метаморфизма. Менее сильные максимумы присутствуют в области давлений выше 6,5 кбар. Можно допустить, что породы, для которых рассчитанное давление превышает 6,5 кбар, не являются продуктами зонального метаморфизма амфиболитовой/гранулитовой фаций, но связаны с метаморфическими событиями иной природы.

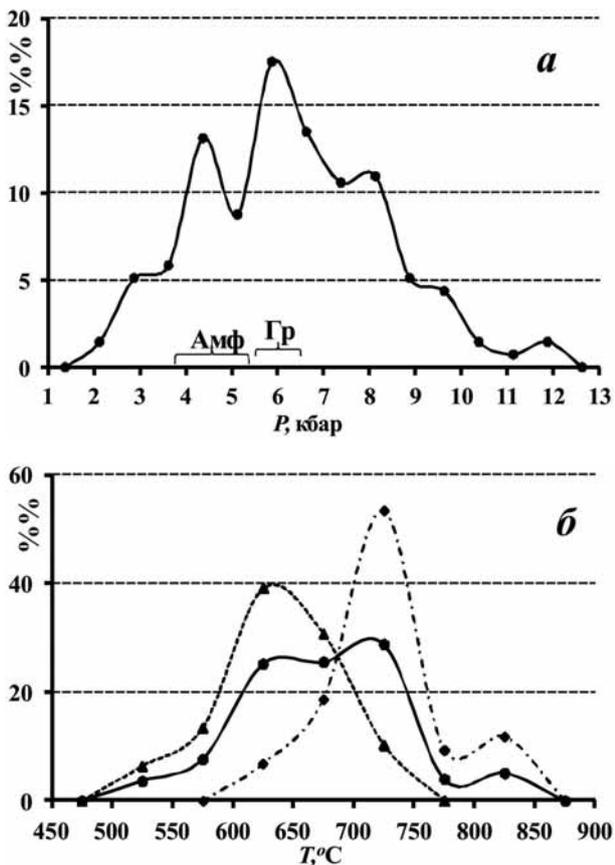


Рис. 2. Частота распределения значений (рассчитанных по программе TWQ): а – давления пика метаморфизма для 135 образцов (Амф – диапазон давлений амфиболитовой фации регионального метаморфизма, Гр – то же, гранулитовой фации, по: [Балтыбаев и др., 2000, 2005]); б – температуры пика метаморфизма

«Обособленность» совокупности из 58 образцов с «аномальными» значениями пиковых давлений от совокупности остальных 77 образцов, для которых рассчитанное давление находится в пределах диапазона давлений регионально-го метаморфизма, можно заметить и на графике распределения пиковых температур (рис. 2, б). График частоты распределения пиковых температур для всех проанализированных 135 образцов характеризуется двумя «слившимися» сильными максимумами в диапазоне примерно 600–750 °С

и, дополнительно, слабым (возможно, случайным) максимумом в районе 825 °С. Построенные порознь графики частоты пиковых температур для образцов с давлениями ниже 6,5 кбар (т. е. «нормальных» продуктов регионально-го метаморфизма амфиболитовой/гранулитовой фаций) и для образцов с «аномальными», превышающими 6,5 кбар, значениями давления имеют только по одному сильному (особенно сильному – для совокупности образцов с «аномальными» значениями давления) максимуму.

3. Идентификация пород с «аномальными» значениями давления как продуктов стресс-метаморфизма

Две особенности отличают породы совокупности с «аномальными» значениями давления: а) приуроченность их к зонам разломов и б) их тектонитовая природа. Что касается локализации этих пород в зонах разломов (масштаб этих зон – предмет особого разговора, см. ниже), то пока отметим, что абсолютное большинство связано с вышеупомянутой зоной Мейери – тектоническим швом первого порядка в Приладожье. Небольшое количество образцов с «аномальными» давлениями приурочены к разломам в поле свекофенских образований (гранулитовой фации) к югу от зоны Мейери и единичные образцы – к разломам севернее последней, в поле пород амфиболитовой фации (карелидах). Саму зону Мейери (в терминологии предшествующих исследователей, «пояс покровных структур» или зону «структур пологого расщепления»), видимо, можно рассматривать как крупный дуплексный перегиб надвиговых пакетов, в пределах которого залегание тектонической расслоенности близко к субгоризонтальному (см. рис. 1).

Тектониты, к которым относятся породы «аномальной» по давлению совокупности, принадлежат к одной из двух групп разновозрастных и весьма различных и по структурно-текстурным особенностям, и по минеральному составу, и по составу слагающих их минералов пород: «роговиков» и бластокатаклизитов.

3.1. «Роговики»¹

Первые, по-видимому, указания на присутствие в Приладожье роговикоподобных пород содержатся в монографии Н. Г. Судовикова [Судовиков, 1954], который обнаружил их

¹ Здесь термин «роговики» используется по отношению к породам, обладающим характерной роговиковой (мозаичной, торцовой) микроструктурой, но не связанным с контактовым метаморфизмом; подробная характеристика этих роговикоподобных тектонитов приведена нами ранее: [Кулаковский, 2003].

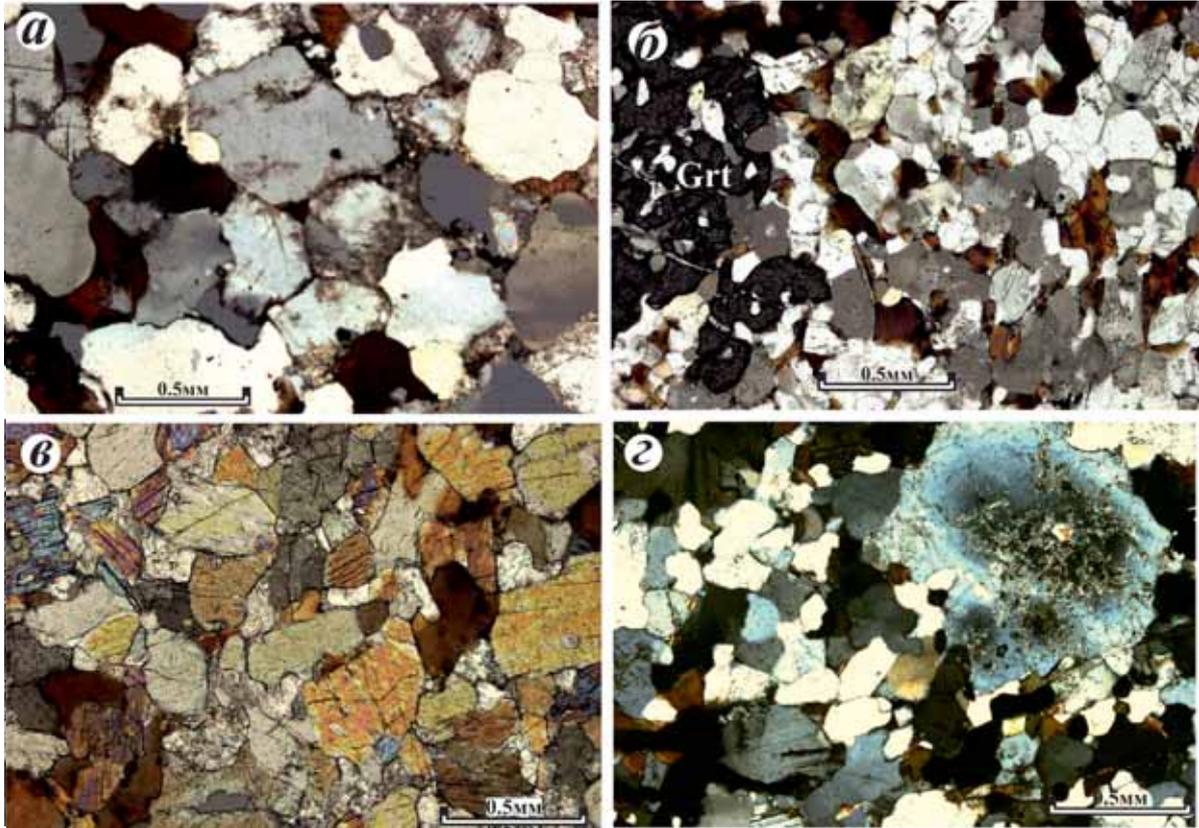


Рис. 3. Микроструктуры «роговиков»: а–б – лейкократовые апогнейсовые «роговики» (а – среднезернистый Bi-Qtz-Pl «роговик», шл. К-42/6 – см. микроструктурную диаграмму рис. 4, а; б – мелкозернистый порфиробластовый Qtz-Grt-Bt-Pl «роговик», шл. К-45/6); в – апоамфиболитовый Pl-Bt-Hbl «роговик» (шл. К-45/3 – см. микроструктурную диаграмму рис. 4, г); г – порфирокласт плагиоклаза в апогнейсовом Grt-Bt-Qtz-Pl роговике, шл. К-13/2

(обычно в виде будин) среди биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. В работе В. А. Глебовицкого [Глебовицкий, 1975] упоминаются встречающиеся в мигматитах будины мелкозернистых биотит-гранатовых «роговиков» с домигматитовыми парагенезами; такие парагенезы – с более кальциевым, нежели обычные гранаты гнейсов, гранатом в ассоциации с биотитом и плагиоклазом – рассматриваются как реликтовые более высокобарические, т. е. более глубоинные (по сравнению с условиями регионального метаморфизма). В более поздних работах возникновение подобных пород связывается с контактовым воздействием ранних, предшествующих региональному метаморфизму интрузий [Шульдинер и др., 1997].

По нашим данным, роговикоподобные породы Приладожья (а также сходные образования во многих других регионах) не имеют отношения к контактовому воздействию каких-либо интрузивов, но являются тектонитами [Кулаковский, 2003]. Формирование «роговиков» Приладожья относится к более позднему этапу, нежели региональный зональный метаморфизм и мигматизация. Вме-

щающими «роговики» породами являются обычные плагиогнейсы и плагиомигматиты амфиболитовой или, реже (в области свекофеннид), гранулитовой фации.

«Ороговиковаются», по всей видимости, наиболее компетентные из уже метаморфизованных пород: метапесчаники ладожской серии (преобразованные в плагиогнейсы и, реже, гнейсы) и амфиболиты (в том числе пироксеносодержащие метагабброамфиболиты). Соответственно, большая часть «роговиков» относится к кислым апогнейсовым гранат-биотитовым разностям или же к менее распространенным апоамфиболитовым (амфиболсодержащим) разностям; очень редко встречаются «роговики» с пироксеном (ромбическим или моноклинным). Особенностью «роговиков» является структура – мелкозернистая (реже – среднезернистая) мозаика из кварца и плагиоклаза, а также биотита в лейкократовых разностях или амфибола – в меланократовых; весьма обычно для «роговиков» присутствие порфиробластов граната (рис. 3).

Лейкократовые (апогнейсовые) «роговики» состоят из кварца, плагиоклаза (преимущественно, андезина) и биотита в разных соотно-

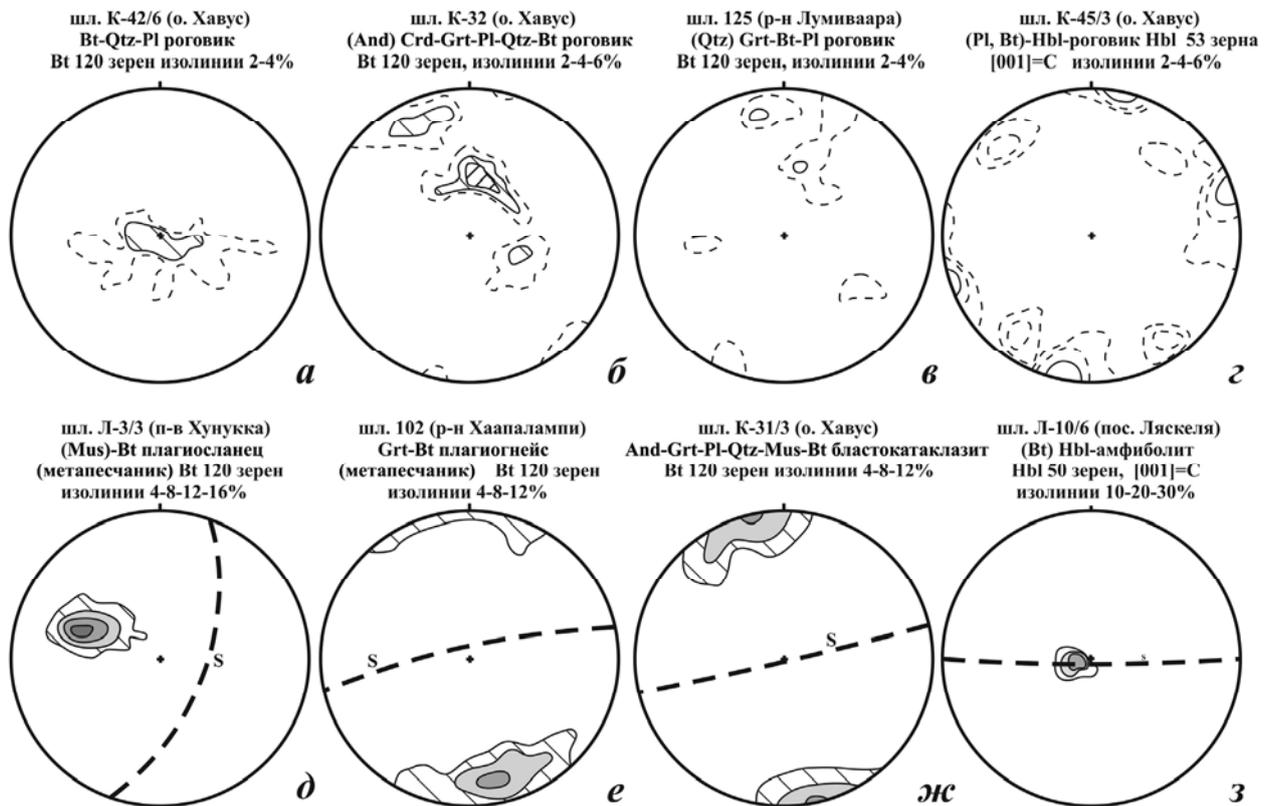


Рис. 4. Сравнение микроструктурной ориентировки биотита и роговой обманки в «роговиках» (верхний ряд) и в близких по составу метаморфитах и blastokataklaзитах (нижний ряд), проекция на нижнюю полусферу, S – след полосчатости

шениях, обычно с гранатом. Изредка присутствуют калишпат, амфибол (роговая обманка или куммингтонит), мусковит, кордиерит. В лейкократовых «роговиках» также нередки «реликты» их субстрата – плагиогнейсов или плагиогранито-гнейсов: чаще в виде отдельных порфинокластов плагиоклаза (более крупных, нежели зерна «матрицы» «роговика», кристаллов, иногда – зональных), реже – в виде небольших, с размытыми контурами полос или пятен плагиогнейса.

Предпочтительная ориентировка минералов, слагающих «роговики», практически отсутствует – как по форме (и на макро- и на микроуровне), так и по оптической индикатрисе. На микроструктурных диаграммах сила максимумов ориентировки осей (полюса спайности биотита или [001] роговой обманки) редко достигает 6 %, т. е. петроструктура «роговиков» практически квазиизотропная (рис. 4).

Максимальное распространение «роговики» в Приладожье имеют в тектонической пластине на юге о. Хавус – на восточном фланге зоны Мейери, где они перемежаются с blastokataklaзитами, а также со слаботектонизированными гнейсами и плагиогнейсами. Морфология тел «роговиков» здесь различная: будино- (линзо-) образ-

ная – на участках преобладания blastokataklaзитов и/или плагиогнейсов и пластинообразная – при преобладании собственно «роговиков».

Процесс образования «роговиков» можно понять, изучая в шлифах породы, лишь в незначительной степени преобразованные в «роговики» и потому сохранившие участки исходного матрикса. Весьма наглядно все ступени этого процесса проявлены в среднезернистых породах типа плагиогнейса (плагиогранито-гнейса). Преобразование этих пород в «роговики» сводится к грануляции исходно крупных, нередко идиоморфных, иногда зональных кристаллов плагиоклаза – замещению последних «мозаикой» мелких аллотриоморфных зерен плагиоклаза; одновременно, как правило, в этой мелкозернистой массе идет рекристаллизация ксеноморфного биотита и, часто, порфиробластез граната.

Соотношение в породах среднезернистого материала «исходного» плагиогнейса, с одной стороны, и мелкозернистой мозаики (матрикса) «роговика», с другой, может быть самым различным, в соответствии с интенсивностью «ороговикования». В слабо «ороговикованных» плагиогнейсах (с макроскопически невыраженными признаками «ороговикования») мелкозернистой мозаикой сложены тончайшие зонки

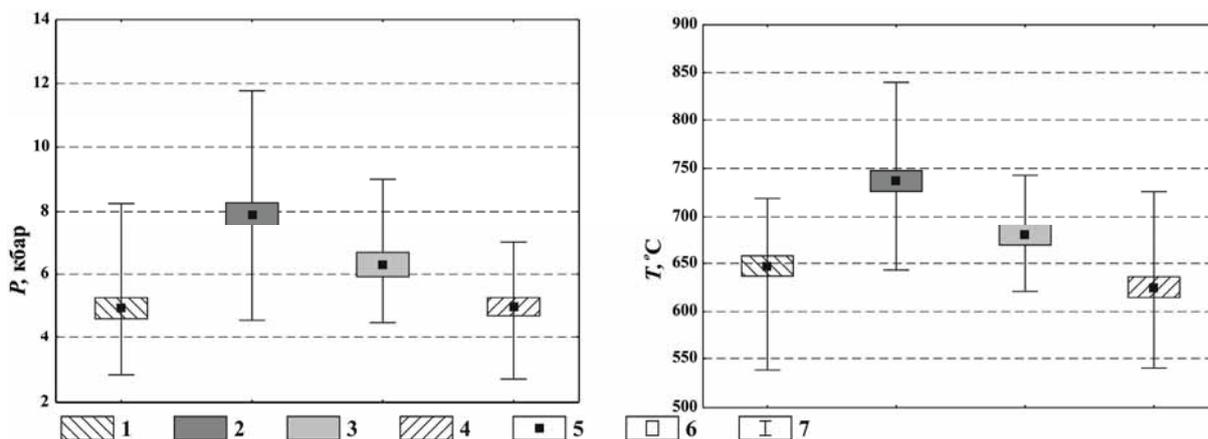


Рис. 5. Диаграммы размаха PT -параметров для регионально метаморфизованных гнейсов кислого состава и апогнейсовых тектонитов :

1–3 – породы зоны Мейери: гнейсы и плагиогнейсы (1), «роговики» (2), бластокатаклазиты (3); 4 – гнейсы и плагиогнейсы вне зоны Мейери; 5 – среднее; 6 – среднее \pm Стандартная ошибка; 7 – размах вариации

по границам крупных кристаллов плагиоклаза или столь же тонкие жилки, секущие плагиогранит, или только отдельные крупные кристаллы плагиоклаза. Обратный случай – сохранение в мелкозернистом матриксе макроскопически однородных «роговиков» единичных крупных порфирукластов плагиоклаза. Отсюда – достаточно широкое распространение разностей промежуточных по структуре между «роговиками» и регионально метаморфизованными породами их субстрата: роговиковоподобных пород со слабопроявленной предпочтительной ориентировкой темноцветных минералов (биотита – в лейкократовых и амфибола – в меланократовых разностях) или тонко- (до микро-) полосчатых пород с разной степенью выраженности предпочтительной ориентировки.

Парадоксальный на первый взгляд процесс – формирование в зонах разломов при стрессе массивных высокобарных тектонитов с квазиизотропной петроструктурой, по всей видимости, аналогичен таковому при возникновении массивных апогаббровых пород в надвиговых зонах северо-восточной части Беломорского пояса, описанных В. М. Козловским [Козловский, Вирюс, 2011]. Согласно модели, предложенной этими исследователями, при деформации основная масса гнейсов, исключая наиболее компетентные и менее обводненные разности пород (в нашем случае – метапесчаники и амфиболиты), в присутствии флюида переходит в пластичное состояние; при этом для сохраняющихся в твердом состоянии блоков (пластин) компетентных пород стресс трансформируется в нормальное гидростатическое давление. И в этом квазиизотропном поле напряжений протекает рекристаллизация метапесчаников и амфиболитов с формированием высокобарных

компрессионных парагенезисов (роговикоподобных по петроструктуре пород).

3.2. Бластокатаклазиты

Бластокатаклазиты распространены довольно ограничено и в основном приурочены к флангам зоны Мейери: западному – района оз. Куоккаярви и восточному – о. Хавус. Субстратом бластокатаклазитов служат те же гнейсы, плагиогнейсы и гранито-гнейсы, что и для кислых (апогнейсовых) «роговиков». Структура и текстура бластокатаклазитов – мелкоочковая и микролинзовидная (флазерная), свилеватая – свидетельствует о формировании их в процессе интенсивного пластического течения. Характерна четкая директивная (плоскостная, реже – линейно-плоскостная) петроструктура и микроструктура бластокатаклазитов (рис. 4, ж).

Из двух групп тектонитов «роговики» характеризуются более высокими значениями давления и температуры, нежели бластокатаклазиты (рис. 5¹)

3.3. Возрастные соотношения «роговиков» и бластокатаклазитов

«Роговики» и бластокатаклазиты относятся к двум разным эпизодам стресс-метаморфизма, разделенным фазой складчатости. Складки этой фазы варьируют по величине и морфологии, но характеризуются устойчивой ориентировкой шарниров, погружающихся к югу

¹ Здесь и далее приведены результаты статистической обработки (программа «Statistica») микрозондовых анализов для четырех групп близких по минеральной ассоциации (Qtz+Bt+Grt+Fs +/- Mus, Sil, Crd, And) пород кислого состава: гнейсов/плагиогнейсов, «роговиков» и бластокатаклазитов с южного берега о. Хавус (23, 32 и 13 образцов в группе, соответственно), а также гнейсов/плагиогнейсов амфиболитовой и, менее, гранулитовой фаций вне о. Хавус (23 образца).

(учитывая, что в целом падение метаморфической и тектонической расслоенности в зоне Мейери – в южных румбах, ориентировка шарниров складок данной генерации близка к линии падения расслоенности). Складки сминают как метаморфическую (и мигматитовую) расслоенность метаморфитов (гнейсов, плагиогнейсов, гранитогнейсов), так и пластины «роговиков». При этом, как правило, маломощные пластины последних разлинзовываются и будинируются (рис. 6, а); очень часто будины «роговиков» встречаются в ядрах этих складок (рис. 6, б). Формирование складок данной фазы сопровождается возникновением минеральной (агрегатной и мономинеральной) и механической (бороздчатости) линейности, ориентированной параллельно шарнирам складок. Такая линейность фиксируется по ориентировке призматических кристаллов роговой обманки и по полевошпатовообманковым (+/- гранат) агрегатам в амфиболитах и меланократовых «роговиках», по стержневидным агрегатам кварц-полевошпатового (+/- гранат) состава (рис. 6, г) или

веретенообразным rodding-структурам из крупнозернистого кварца в плагиогнейсах и в лейкократовых «роговиках».

«Жилы» бластокатаклизитов нередко секут складки данной генерации (рис. 6, в), и тем самым определяется постскладчатый (в основном) возраст бластокатаклаза. Но, в то же время, имеются и признаки, указывающие, что начало бластокатаклаза относится еще ко времени складчатости. Об этом свидетельствует линейность по стержневидным агрегатам граната (+/- кварц, полевой шпат), реже – по силлиманиту в бластокатаклизитах, ориентировка которой близка к ориентировке шарниров складок данной генерации.

3.4. Некоторые особенности состава стресс-метаморфитов

В целом, минеральный состав лейкократовых (апогнейсовых) «роговиков» весьма схож с таковым их исходной «матрицы» – гнейсов, плагиогнейсов и гранито-гнейсов: Qtz, Bt, Grt, Pl +/- KFs. Но составы породообразующих минералов «роговиков» заметно отличаются от составов минералов «матрицы».



Рис. 6. Структура и петроструктура тектонитов: а – будины «роговиков» в бластокатаклизитах, б – будина «роговиков» (лейкократовых – светлых и меланократовых – темные полосы) в ядре складки в катаклизированных плагиогнейсах, в – «жила» бластокатаклизитов (внизу снимка) сечет смятые в складку «роговики», г – линейность по (гранат) полевошпатовым агрегатам в катаклизированных плагиогнейсах

Таблица 1. Статистически значимая (вероятность ошибки $P < 0,05$ для U-теста Манна-Уитни) разница составов минералов гнейсов кислого состава и апогнейсовых тектонитов

Группы пород		Минерал	Южный Хавус			Вне Хавуса
			Гнейсы	«Роговики»	Бласто-катаклазиты	Метаморфиты
Южный Хавус	гнейсы	Grt		<u>XFeGrt</u> , <u>XMgGrt</u> , <u>XCagrt</u> , XMnGrt	XMgGrt, XMnGrt	
		Bt			<u>XAlBio</u>	XMgBio, <u>XAlBio</u> , <u>XTiBio</u>
		Pl		XCaPl		
	«роговики»	Grt	<u>XFeGrt</u> , <u>XMgGrt</u> , <u>XCaGrt</u> , XMnGrt		XFeGrt, <u>XCaGrt</u>	<u>XFeGrt</u> , <u>XMgGrt</u> , <u>XCagGrt</u> , XMnGrt
		Bt			<u>XAlBio</u>	<u>XAlBio</u> , <u>XTiBio</u>
		Pl	XCaPl		<u>XCaPl</u>	<u>XCaPl</u>
	бласто-катаклазиты	Grt	XMgGrt, XMnGrt	XFeGrt, <u>XCaGrt</u>		<u>XMgGrt</u> , XMnGrt
		Bt	<u>XAlBio</u>	<u>XalBio</u>		
		Pl		<u>XCaPl</u>		
Вне Хавуса	метаморфиты	Grt		<u>XFeGrt</u> , <u>XMgGrt</u> , <u>XCaGrt</u> , XMnGrt	<u>XMgGrt</u> , XMnGrt	
		Bt	XMgBio, <u>XAlBio</u> , <u>XTiBio</u>	<u>XAlBio</u> , <u>XTiBio</u>	XTiBio	
		Pl		<u>XCaPl</u>		

Примечание. XCaGrt – весьма статистически значимая ($P < 0,05$) разница.

Бластокатаклазиты, наоборот, по минеральному составу существенно отличаются от гнейсов/плагиогнейсов: помимо кварца (содержание которого, как правило, выше, нежели в гнейсах/плагиогнейсах), полевых шпатов, биотита и граната присутствуют обычно кордиерит, силлиманит и/или андалузит, часто – мусковит, графит. В то же время, составы плагиоклаза, биотита и граната, в целом, отличаются от таковых в гнейсах/плагиогнейсах незначительно.

Результаты статистической обработки составов минералов для упомянутых выше четырех групп пород суммированы в табл. 1, где приведены только статистически значимые различия в составах биотита, плагиоклаза и граната между породами этих групп; отдельно отмечены «весьма статистически значимые» различия в составах.

Очевидно, что наиболее резко по составу всех трех минералов выделяются «роговики», демонстрирующие статистически значимое (а чаще – «весьма значимое») отличие как от регионально метаморфизованных пород близкого минерального состава (гнейсов Хавуса и метаморфитов за пределами последнего), так и от бластокатаклазитов. При этом следует отметить параметр XCaGrt, по которому фиксируется весьма значимое отличие гранатов «роговиков» от гранатов пород всех других трех групп. Это отличие выражено и в среднем содержании XcaGrt, и в диапазоне колебаний данного параметра (рис. 7). Ранее аналогичная закономерность была описана

для стресс-метаморфитов в зоне пластического сдвига в докембрийских гнейсах центральной части Кольского п-ва, где сильно тектонизированные разности гнейсов характеризуются и аномально высокими значениями, и чрезвычайно широкими вариациями содержания CaO [Беляев и др., 1998].

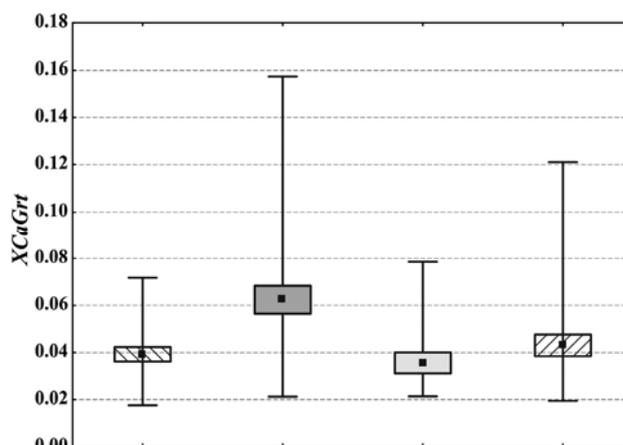


Рис. 7. Диаграмма размаха содержаний XCaGrt для регионально метаморфизованных гнейсов кислого состава и апогнейсовых тектонитов

«Роговики» также отличаются от пород трех других групп и по силе корреляции составов минералов с давлением – весьма значимая обратная корреляция с XFeGrt и прямая с XCaGrt (рис. 8, а) и с температурой – весьма значимая прямая корреляция с XfeBt (рис. 8, б) и обратная с XMgBt (табл. 2). Таким

Таблица 2. Статистически значимая (вероятность ошибки $P < 0,05$) корреляция (и ее знак) составов минералов с давлением и температурой (по расчету коэффициента корреляция Спирмена)

Группы пород		Корреляция с давлением	Корреляция с температурой
Южный Хавус	гнейсы	-XCaPl	XMgGrt, -XCaGrt, -XMnGrt, -XCaPl
	«роговики»	-XFeGrt, XCaGrt	XFeBt, -XMgBt, -XTiBt
	бластокатаклазиты		XMgGrt
Вне Хавуса	метаморфиты	-XMnGrt	-XMnGrt

Примечание. XCaGrt – весьма статистически значимая ($P \ll 0,05$) корреляция.

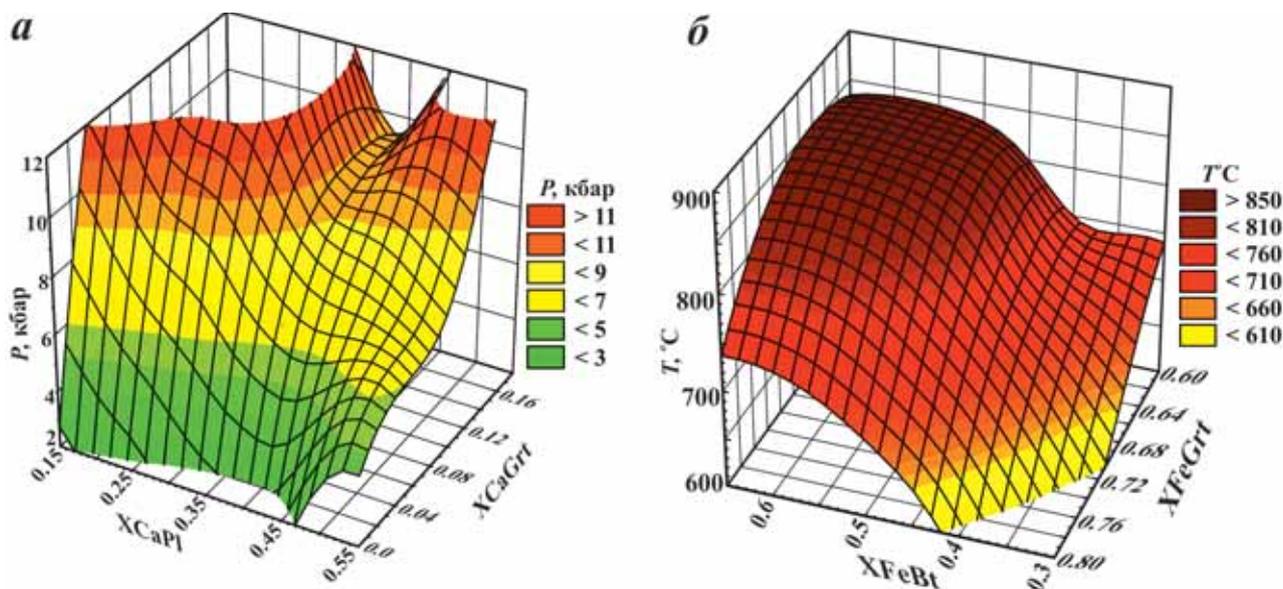


Рис. 8. 3D-диаграммы корреляции PT-параметров с составами минералов для «роговиков»: а – P, кбар-XCaGrt-XCaPl, б – T °C-XFeGrt-XFeBt.

образом, «роговики» представляют собой резко обособленную группу специфических по структурно-текстурным особенностям, химизму породообразующих минералов и по PT-параметрам формирования пород – продуктов стресс-метаморфизма.

5. Многоуровневая дискретность проявления стресс-метаморфизма

Анализируя закономерности распространения тектонитов с «аномальными» PT-параметрами пика стресс-метаморфизма, можно отметить как главную особенность – крайне неравномерное их распределение в пределах зон и амфиболитовой и гранулитовой фаций: и «роговики», и бластокатаклазиты перемежаются («соседствуя») с метаморфитами с «нормальными», типичными для данных метаморфических зон, значениями пиковых температур и давления. Причем подобного рода «неоднородность» распределения тектонитов прослеживается на масштабных уровнях, различающихся на 7–8 десятичных порядков (в диапазоне от десятков километров – до миллиметров).

Как было отмечено выше, в масштабе всего Приладожья основная масса «роговиков» (еще в большей степени это относится к бластокатаклазитам) связана с субширотной зоной Мейери, а в рамках последней – сконцентрирована, главным образом, на ее западном и восточном флангах. Неоднородность распределения тектонитов в более крупном масштабе (в диапазоне десятков – первых сотен метров) демонстрирует профиль с восточного фланга зоны Мейери (мыс Керетини на о. Хавус) (рис. 9). А для отдельных фрагментов этого профиля установлена неоднородность распределения тектонитов в еще более крупном, метры – десятки метров, масштабе.

На этом же профиле и в близлежащих обнажениях на южном берегу о. Хавус неоднократно наблюдалась частая перемежаемость согласных и субсогласных пластин, линз, будин тектонитов и слаботектонизированных разностей гнейсов, плагиогнейсов и гранитогнейсов мощностью в дециметры – первые метры (рис. 10), в которых рассчитанные PT-параметры метаморфизма в породах смежных пластин (линз, будин) различаются на 100–150 °C по температуре и до 4–5 кбар по давлению.

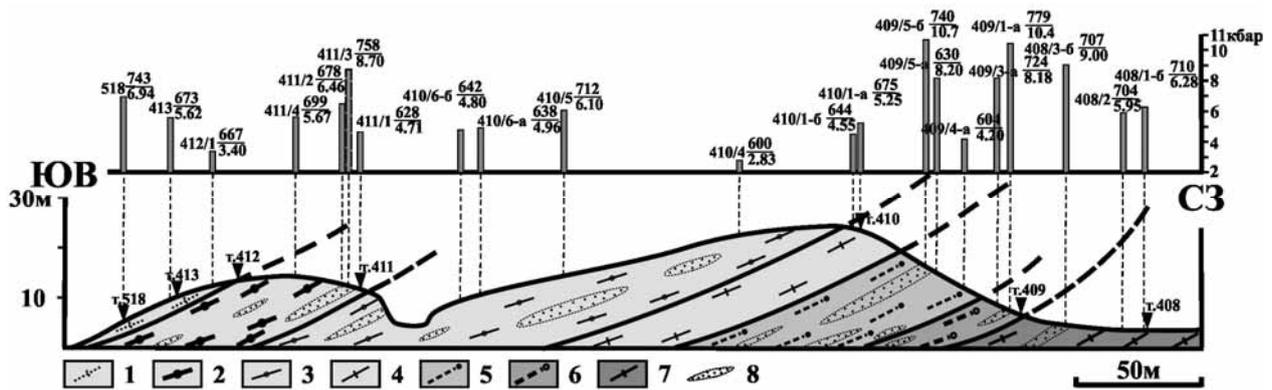


Рис. 9. Профиль через зону Мейери (о. Хавус, мыс Керетиниеми):

1 – однородные катаклазированные (Grt) Bt – плагиогранито-гнейсы, 2 – катаклазированные (And) Crd-Grt-Bt и Grt-Bt-плагиогранито-гнейсы и бластокатаклазиты с подчиненными пластинами и линзами-будинами ороговикованных (Grt) Bt-плагиогнейсов и апоамфиболитовых (Grt) Bt-Cum «роговиков», 3 – чередование катаклазированных (And, Grt) Bt-плагиогнейсов и роговикоподобных тектонитов, 4 – однородные катаклазированные (Grt) Bt-плагиогранито-гнейсы с редкими линзами-будинами ороговикованных (Grt) Bt-плагиогнейсов и апоамфиболитовых «роговиков», 5 – существенно амфиболовые сильно ороговикованные (до апоамфиболитовых «роговиков») плагиогнейсы с подчиненными пластинами апогнейсовых «роговиков», 6 – преобладание (And) Hbl-Grt-Cum в разной степени ороговикованных плагиогнейсов с подчиненными пластинами и редкими линзами-будинами апоамфиболитовых «роговиков», 7 – катаклазированные биотитовые, иногда с And, Crd, Grt, Mus, плагиогранито-гнейсы и катаклазиты с редкими пластинами и линзами-будинами апоамфиболитовых «роговиков», 8 – крупные линзы «роговиков» (518⁷⁴³/_{6.94}: номер образца, в числителе – температура, °С, в знаменателе – давление, кбар)

Подобного же рода дискретность распределения тектонитов можно видеть и в еще более крупном, сантиметровом масштабе (рис. 11).

И, наконец, неоднородность, дискретность стресс-метаморфизма в ряде случаев обнаруживается и в масштабе шлифа (в миллиметровом диапазоне) – в виде сонахождения микрополосок в различной степени тектонизированных разностей, различающихся как по степени упорядоченности микроструктурной ориентировки минералов, так и по рассчитанным параметрам температуры и давления (рис. 12).

Дискретность проявления стресс-метаморфизма, по всей видимости, предопределена неоднородностью разреза (не столько по химическому составу, сколько по физико-механическим свойствам пород): исходной неоднородностью строения флишоидной толщи ладожской серии и, главное, тектонической (деформационной) расслоенностью в шовной зоне Мейери.

6. О тренде стресс-метаморфизма в Приладожье

Дискретность проявления на разных масштабных уровнях предполагает локальные вариации P-T-параметров стресс-метаморфизма как на стадии ороговикования, так и бластокатаклаза. Поэтому можно предположить, что в масштабе всего региона вряд ли возможно существование единого четкого тренда стресс-метаморфизма. И, действительно, на диаграмме температура – давление поля P-T-параметров

и для «роговиков», и для бластокатаклазитов весьма растянуты по обеим осям графика (рис. 13), и в значительной степени перекрываются друг с другом и с полем регионально метаморфизованных пород их «матрицы» (гнейсов и плагиогнейсов). Используя для построения трендов стресс-метаморфизма средние значения P-T-параметров «роговиков», бластокатаклазитов и гнейсов/плагиогнейсов, можно видеть, что тренды стресс-метаморфизма обеих стадий (ранней – ороговикования и поздней – бластокатаклаза) весьма близки. Аналогичным образом (ранней – ороговикования и поздней – бластокатаклаза) построенные регрессивные ветви стресс-метаморфизма для гнейсов/плагиогнейсов, «роговиков» и бластокатаклазитов практически выстраиваются в одну прямую линию. И эта линия общей регрессивной ветви очень близка к линиям прогрессивных ветвей стресс-метаморфизма двух стадий. То есть, на регрессивной стадии стресс-метаморфизма температура и давление снижаются так же сопряженно, как они росли на прогрессивных стадиях (фактически – «обратное скольжение» по линии проградной ветви).

По всей видимости, правомочно допустить, что в отдельных (локальных) зонах стресс-метаморфизм не достигал пикового (максимально высокого для региона) уровня, а останавливался где-то на полдороги к нему. И в таких зонах «недороговикованные» или «недокатаклазированные»

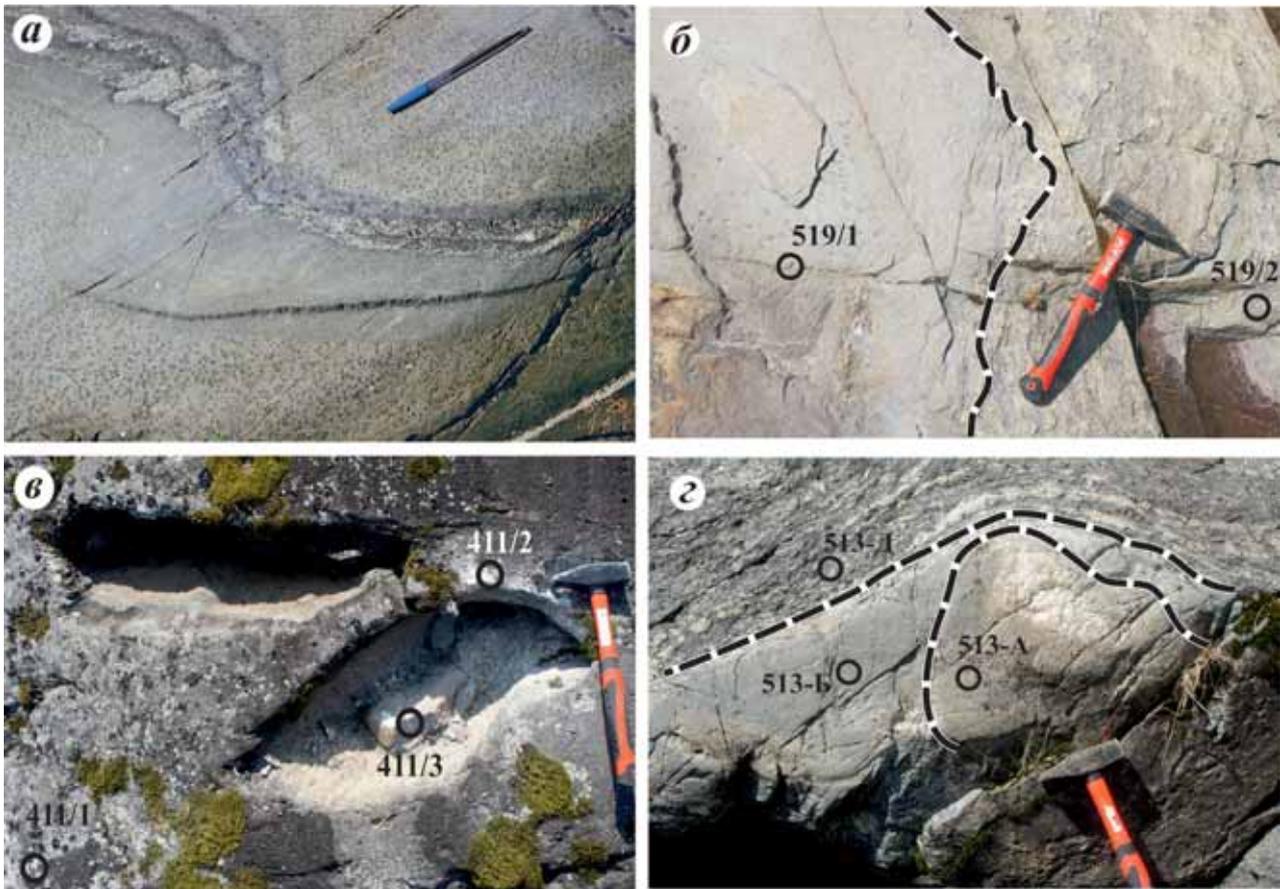


Рис. 10. Неоднородность распределения тектонитов в дециметровом диапазоне:

а – пластина «роговиков» мощностью в 10–15 см меж двух пластин Grt-Bt-бластокатаклазитов, б – контакт пластин (мощностью 20–40 см) Qtz-Grt-Bt-Pl «роговика» (обр. 519/1: $T = 745\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 9\text{--}66\text{ кбар}$) и катаклазированного (Grt) Bt-плаггиогнейса (обр. 519/2: $T = 660\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5\text{--}41\text{ кбар}$), в – частично выщелоченная будина (Grt) Qtz-Bt-Cum-Pl «роговика» (обр. 411/3: $T = 758\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 8,70\text{ кбар}$) в катаклазированном (And) Grt-Crd-Bt плаггиогнейсе (обр. 411/1: $T = 628\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 4,71\text{ кбар}$); эндоконтактовая зона будины – роговикоподобный (Grt, Crd, And) Bt-плаггиогнейс (обр. 411/2: $T = 678\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6,46\text{ кбар}$), г – будина Pl-Grt-CPx-Qtz «роговика» (обр. 513-А: $T = 718\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 8,74\text{ кбар}$) в (Grt, And) Mus-Crd-Bt-Qtz-Pl бластокатаклазите (обр. 513-Д: $T = 727\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5,57\text{ кбар}$); эндоконтактовая зона будины – Grt-Bt-Qtz-Pl «роговик» (обр. 513-Б: $T = 704\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 6,31\text{ кбар}$)

ванные» разности гнейсов и плаггиогнейсов характеризуются более низкими, нежели «пиковые», значениями температуры и давления стресс-метаморфизма (отсюда – значительный разброс РТ-параметров перекрывающих друг друга «полей» и «роговиков» и бластокатаклазитов на диаграмме температура – давление). Более того, в таких зонах слабого проявления стресс-метаморфизма значения температуры и давления последнего могут оказаться примерно на уровне или даже ниже, чем РТ-параметры предшествующего регионального метаморфизма. Такого рода породы – продукты стресс-метаморфизма слабой интенсивности – характеризуются (в случае низких ступеней ороговикувания) только частичной грануляцией полевых шпатов с сохранением большой доли порфирокластов и неполным разрушением предпочтительной ориентировки минералов (слюд, амфибо-

ла) исходных метаморфитов или же (в случае низких ступеней бластокатаклаза) незначительным проявлением пластического течения и порфиробластеза (граната, кордиерита, андалузита, силлиманита) достаточно часто можно встретить, например, в надвиговой зоне южного побережья о. Хавус, где они слагают линзы и пластины мощностью в сантиметры – первые дециметры среди как метаморфитов (гнейсов и плаггиогнейсов), так и стресс-метаморфитов («роговиков» и бластокатаклазитов). Определенные для таких пород значения температуры/давления составляют: для слабоороговикованных плаггиогнейсов $600\text{ }^{\circ}\text{C}/2,83\text{ кбар}$ (обр. 410/4), $616\text{ }^{\circ}\text{C}/3,94\text{ кбар}$ (обр. 519/5), $604\text{ }^{\circ}\text{C}/4,2\text{ кбар}$ (обр. 409/4а), для слабокатаклазированных плаггиогнейсов $655\text{ }^{\circ}\text{C}/4,55\text{ кбар}$ (обр. 515/6), $660\text{ }^{\circ}\text{C}/5,41\text{ кбар}$ (обр. 519/2), $615\text{ }^{\circ}\text{C}/5,65\text{ кбар}$ (обр. К-46/4).

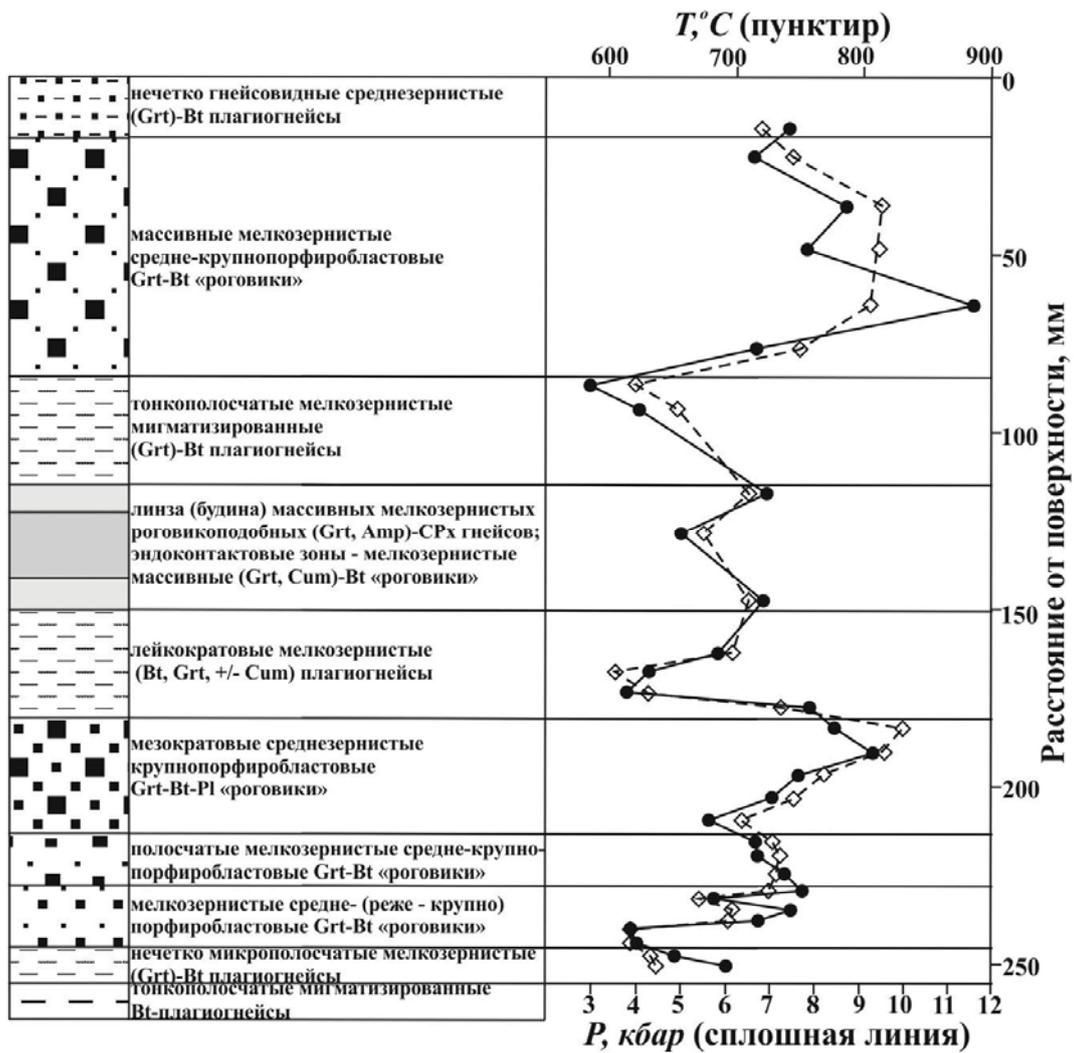


Рис. 11. Неоднородность распределения тектонитов, слаботектонизированных и нетектонизированных гнейсов/плаггиогнейсов в субгоризонтальной тектонической пластине южного берега о. Хавус (по керну скважины) в сантиметровом диапазоне

На стадии бластокатаклаза «роговики», слагающие тонкие пластины, линзы и будины в бластокатаклазах претерпевают незначительное преобразование в эндоконтактных зонах. В амфиболсодержащих разностях «роговиков» обычно замещение роговой обманки куммингтонитом, а иногда и полное исчезновение амфиболов, раскисление плагиоклаза, возрастание содержания кварца и биотита, изредка – уменьшение содержания граната. Поскольку значения P-T-формирования и «роговиков» и бластокатаклазитов значительно варьируют от одной тектонической зоны/микрзоны к другой, то изменения «роговиков» в эндоконтактных зонах при бластокатаклазе может оказаться как регрессивным (см. рис. 10, в, г), так и прогрессивным относительно P-T-параметров неизменных при бластокатаклазе «роговиков» ядерных участков этих пластин и линз.

В целом, стресс-метаморфизм обеих стадий (учитывая их практически общий тренд), вместе с разделяющим их эпизодом складчатости следует отнести к одному этапу деформации. При этом стресс-метаморфиты ранней стадии («роговики») представляют собой, без сомнения, компрессионный парагенез. Стресс-метаморфиты поздней стадии (бластокатаклазиты), сформированные при более низких значениях давления (в рамках этого этапа деформации), видимо, являются декомпрессионными – относительно стресс-метаморфитов ранней стадии («роговиков») – образованиями. Но по отношению к гнейсам/плаггиогнейсам, избежавшим (в силу все той же дискретности проявления стресс-метаморфизма) ороговикования на ранней стадии стресс-метаморфизма, бластокатаклаз формально, по более высоким в среднем

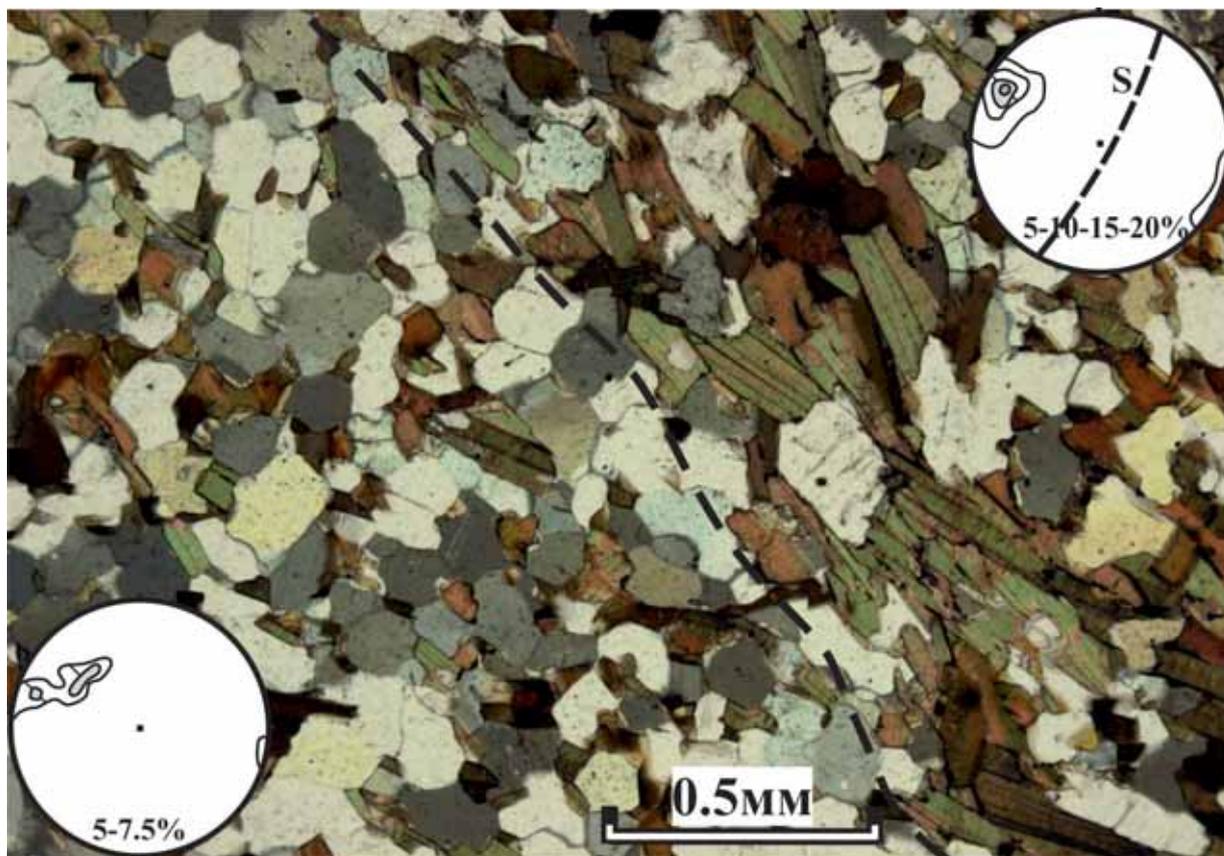


Рис. 12. Контакт в шлифе Grt-Bt-Qtz-Pl плагиогнейса (справа; $T = 688\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 7,06\text{ кбар}$) и «роговика» того же состава (слева; $T = 738\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 9,97\text{ кбар}$); как видно из соответствующих микроструктурных диаграмм (по 120 полюсов спайности биотита, проекция на нижнюю полусферу, S – след плоскости сланцеватости), формирование высокобарного парагенезиса в роговике сопровождается исчезновением предпочтительной ориентировки биотита и возникновением квазиизотропной петроструктуры (обр. 515/5, южный берег о. Хавус)

значениям РТ-параметров, можно рассматривать как прогрессивный метаморфизм (стресс-метаморфизм).

Выводы

- Проявления стресс-метаморфизма в Приладожье приурочены к зонам разломов и, в первую очередь, к тектоническому шву первого порядка – зоне Мейери, разграничивающей карельский и свекофеннский геоблоки. Стресс-метаморфизм относится к более позднему, относительно регионального зонального метаморфизма, деформационному этапу.

- Выделяются две стадии стресс-метаморфизма, разделенные фазой складчатости. Продуктами стресс-метаморфизма ранней стадии являются роговикоподобные тектониты («роговики») квазиизотропной петроструктуры, возникшие по наиболее компетентным разностям (метапесчаникам/плагиогнейсам и амфиболитам) регионально метаморфизованных пород. Стресс-метаморфиты

поздней стадии представлены бластокатаклазитами. РТ-параметры формирования стресс-метаморфитов достигают значений $800\text{--}825\text{ }^{\circ}\text{C}/12\text{--}12,5\text{ кбар}$ для стресс-метаморфитов ранней стадии («роговиков») и $750\text{--}775\text{ }^{\circ}\text{C}/9\text{--}9,5\text{ кбар}$ – для стресс-метаморфитов поздней стадии (бластокатаклазитов).

- Минеральный состав лейкократовых (апогнейсовых) «роговиков» весьма схож с таковым их исходной «матрицы» – гнейсов, плагиогнейсов и гранито-гнейсов, но составы породообразующих минералов «роговиков» статистически значительно отличаются от составов минералов «матрицы». Бластокатаклазиты, наоборот, по минеральному составу заметно отличаются от гнейсов/плагиогнейсов, но составы плагиоклаза, биотита и граната в них обычно близки таковым гнейсов/плагиогнейсов.

- Наиболее примечательной особенностью стресс-метаморфизма является многоуровневая дискретность его проявления и, соответственно, «неоднородность» распределения стресс-метаморфитов обеих стадий, которая фиксируется

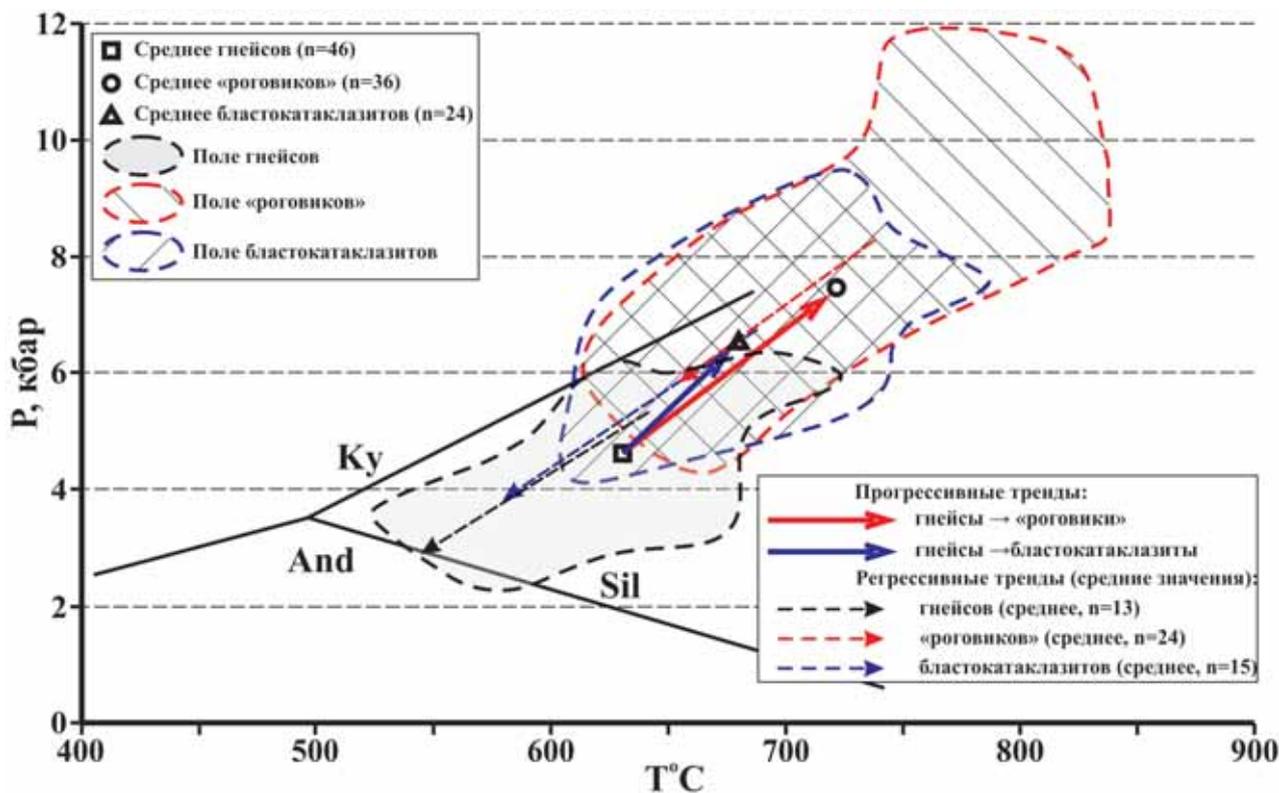


Рис. 13. Тренды стресс-метаморфизма двух стадий (ороговикования и бластокатаклаза), рассчитанные по средним значениям PT -параметров для регионально метаморфизованных пород «матрицы» тектонитов, «роговиков» и бластокатаклизитов (n – число анализов по группам пород)

на масштабных уровнях, различающихся на 7–8 десятичных порядков (в диапазоне от десятков километров – до миллиметров).

- С дискретностью проявления сопряжены широкие вариации PT -параметров стресс-метаморфизма обеих стадий, откуда проистекает значительный разброс значений PT -параметров формирования и «роговиков», и бластокатаклизитов. Но при этом построенные по средним значениям тренды стресс-метаморфизма двух стадий оказываются весьма близкими. С векторами прогрессивных трендов практически совпадают и регрессивные тренды стресс-метаморфизма обеих стадий, т. е. снижение температуры и давления на регрессивных стадиях стресс-метаморфизма протекало так же сопряжено, как и рост этих параметров на прогрессивных стадиях.

Авторы выражают глубокую признательность за ценные консультации В. М. Козловскому.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 6 «Динамика континентальной литосферы: геолого-геофизические модели».

Литература

- Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В., Шульдинер В. И. Мейерский надвиг – структура сочленения Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье // Докл. РАН. 1996. Т. 348, № 3. С. 353–356.
- Балтыбаев Ш. К., Глебовицкий В. А., Козырева И. В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Санкт-Петербург. ун-т, 2000. 198 с.
- Балтыбаев Ш. К., Левченко О. А., Левский Л. К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 276 с.
- Беляев О. А., Митрофанов Ф. П., Петров В. П. Локальные вариации PT -параметров тектонометаморфизма в зоне пластического сдвига // Докл. РАН. 1998. Т. 361, № 3. С. 370–374.
- Великославинский Д. А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.
- Глебовицкий В. А. Свекофеннский метаморфический пояс // Восточная часть Балтийского щита. Геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975. С. 24–42.
- Глебовицкий В. А., Балтыбаев Ш. К., Левченко О. А., Бережная Н. Г. Время, длительность и PT -параметры полистадийного метаморфизма свекофеннид Приладожья (Балтийский щит) (по данным термобарометрии и U-Pb геохронологии) // Докл. РАН. 2002. Т. 384, № 5. С. 660–664.

Козловский В. М., Вирюс А. А. Гранулитовые парагенезисы в локальных зонах деформаций Восточного Беломорья // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли: мат-лы науч. конф. и путеводитель науч. экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. С. 93–97.

Козловский В. М., Кулаковский А. Л., Митрофанов Ф. П. и др. Об изменчивости термодинамических параметров метаморфизма в локальных зонах деформаций // Мат-лы совещания «Современные проблемы магматизма и метаморфизма». Т. 1. СПб., 2012. С. 271–275.

Кулаковский А. Л. Об одном типе метаморфических пород в зонах разломов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 3. С. 88–98.

Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород Ладожской формации // АН СССР. ЛАГЕД. Тр. 1954. Вып. 4. 198 с.

Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л.: Наука, 1970. 227 с.

Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К. и др. Плутоно-метаморфическая эволюция Западного Приладожья (новая модель) // Региональная геология и металлогения. 1995. № 4. С. 52–62.

Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К. Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // Стратигр. Геол. коррел. 1996. Т. 4, № 3. С. 11–22.

Шульдинер В. И., Козырева И. В., Балтыбаев Ш. К. Эволюция термального режима svekofennid Западного Приладожья и ее геодинамическая интерпретация // Докл. РАН. 1997. Т. 352, № 3. С. 380–383.

Aranovich L. Ya., Berman R. G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications // Contrib. Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 126. P. 25–37.

Berman R. G., Aranovich L. Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂ // Contrib. Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 126. P. 1–24.

Wu C.-M. et al. Empirical Garnet–Biotite–Plagioclase–Quartz (GBPQ) Geobarometry in Medium- to High-Grade Metapelites // J. Petrology. 2004. Vol. 45, No 9. P. 1907–1921.

Поступила в редакцию 10.04.2014

References

Baltybaev Sh. K., Glebovitskii V. A., Kozyreva I. V., Shul'diner V. I. Meierskii nadvig – struktura sochleneniya Karel'skogo kratona i Svekofennskogo poyasa v Priladozh'e [The Meyeri Thrust – the main element of the structure at the boundary between the Karelian Craton and the Svecofennian Belt in the Ladoga region]. *Dokl. RAN [Proceedings of RAS]*. 1996. Vol. 348, No 3. P. 353–356.

Baltybaev Sh. K., Glebovitskii V. A., Kozyreva I. V. et al. Geologiya i petrologiya svekofennid Priladozh'ya [Geology and petrology of the Ladoga region svekofennides]. St. Petersburg: Sankt-Peterburg. un-t, 2000. 198 p.

Baltybaev Sh. K., Levchenkov O. A., Levskii L. K. Svekofennskii poyas Fennoskandii: prostranstvenno-vremennaya korrelyatsiya ranneproterozoiskikh endogennykh protsessov [The Svecofennian belt of the Fennoscandia: spatio-temporal correlation of the early Proterozoic endogenous processes]. St. Petersburg: Nauka, 2009. 276 p.

Belyaev O. A., Mitrofanov F. P., Petrov V. P. Lokal'nye variatsii RT-parametrov tektonometamorfizma v zone plasticheskogo sdviga [Local variations of RT-parameters of tectono-metamorphism in the plastical shift area]. *Dokl. RAN [Proceedings of RAS]*. 1998. Vol. 361, No 3. P. 370–374.

Velikoslavinskii D. A. Svravnitel'naya kharakteristika regional'nogo metamorfizma umerennykh i nizkikh davlenii [Comparative characteristics of regional moderate and low pressures metamorphism]. Leningrad: Nauka, 1972. 190 p.

Glebovitskii V. A. Svekofennskii metamorficheskiy poyas [The Svecofennian metamorphic belt]. Vostochnaya chast' Baltiiskogo shchita. Geologiya i

glubinnoe stroenie [The eastern Baltic shield. Geology and deep structure]. Leningrad: Nauka, 1975. P. 24–42.

Glebovitskii V. A., Baltybaev Sh. K., Levchenkov O. A., Berezhnaya N. G. Vremya, dlitel'nost' i RT-parametry polistadiinogo metamorfizma svekofennid Priladozh'ya (Baltiiskii shchit) (po dannym termobarometrii i U-Pb geokhronologii) [Time, duration and RT-parameters of polystage metamorphism in the svecofennides from the Ladoga region, Baltic Shield (thermobarometry and U-Pb geochronology)]. *Dokl. RAN [Proceedings of RAS]*. 2002. Vol. 384, No 5. P. 660–664.

Kozlovskii V. M., Viryus A. A. Granulitovye paragenезисы в локальных зонах деформации Восточного Беломорья [Granulite parageneses in the local deformation zones of the eastern White Sea area]. Granulitovye i eklogitovye komplekсы v istorii Zemli: mat-ly науч. конф. i putevoditel' науч. Ekskursii [Granulite and eclogite complexes in the Earth's history. Extended abstracts and field guide]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011. P. 93–97.

Kozlovskii V. M., Kulakovskii A. L., Mitrofanov F. P. et al. Ob izmenchivosti termodinamicheskikh parametrov metamorfizma v lokal'nykh zonakh deformatsii [On the variability of thermodynamic metamorphism parameters in the local deformation zones]. Mat-ly soveshchaniya «Sovremennye problemy magmatizma i metamorfizma». Vol. 1. St. Petersburg, 2012. P. 271–275.

Kulakovskii A. L. Ob odnom tipe metamorficheskikh porod v zonakh razlomov [One type of metamorphic rocks in fault zones]. *Bul. MOIP*. 2003. Vol. 78, iss. 3. P. 88–98.

Sudovikov N. G. Tektonika, metamorfizm, migmatizatsiya i granitizatsiya porod Ladozhskoi formatsii [Tectonics, metamorphism, migmatization, and granitization of the Ladoga formation rocks]. AN SSSR. LAGED. 1954. Tr. Iss. 4. 198 p.

Sudovikov N. G., Glebovitskii V. A., Sergeev A. S. et al. Geologicheskoe razvitiye glubinnykh zon podvizhnykh pojasov (Severnoe Priladozh'e) [Geological development of deep zones of mobile belts (northern Ladoga region)]. Leningrad: Nauka, 1970. 227 p.

Shul'diner V. I., Kozyreva I. V., Baltybaev Sh. K. et al. Plutono-metamorficheskaya evolyutsiya Zapadnogo Priladozh'ya (novaya model') [Plutono-metamorphic evolution of the western Ladoga region (new model)]. Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny]. 1995. No 4. P. 52–62.

Shul'diner V. I., Kozyreva I. V., Baltybaev Sh. K. Vozrastnoe i formatsionnoe raschlenenie rannedokembriiskikh obrazovaniy Severo-Zapadnogo Priladozh'ya [Age and structural differentiation of Precambrian formations in the north-western Ladoga region]. Stratigr. Geol. korrel. 1996. Vol. 4, No 3. P. 11–22.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Кулаковский Алексей Львович

старший научный сотрудник лаб. тектоники и геодинамики, к. г.-м. н.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН)
ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, Москва Д-242, ГСП-5, Россия, 123995

эл. почта: akulakovskij@mail.ru
тел.: +79161477327

Морозов Юрий Алексеевич

зав. лаб. тектоники и геодинамики, д. г.-м. н.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН)
ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, Москва Д-242, ГСП-5, Россия, 123995

эл. почта: morozov@ifz.ru

Смульская Анна Игоревна

старший научный сотрудник лаб. тектоники и геодинамики
Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН)
ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1, Москва Д-242, ГСП-5, Россия, 123995

эл. почта: anna-smulskaya@mail.ru

Shul'diner V. I., Kozyreva I. V., Baltybaev Sh. K. Evolyutsiya termal'nogo rezhima svekofennid Zapadnogo Priladozh'ya i ee geodinamicheskaya interpretatsiya [Evolution of thermal regime of svekofennides of the western Ladoga region and its geodynamic interpretation]. Dokl. RAN [Proceedings of RAS]. 1997. Vol. 352, No 3. P. 380–383.

Aranovich L. Ya., Berman R. G. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications. Contrib. Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 126. P. 25–37.

Berman R. G., Aranovich L. Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂. Contrib. Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 126. P. 1–24.

Wu C.-M. et al. Empirical Garnet–Biotite–Plagioclase–Quartz (GBPQ) Geobarometry in Medium- to High-Grade Metapelites. J. Petrology. 2004. Vol. 45, No 9. P. 1907–1921.

Received April 10, 2014

CONTRIBUTORS:

Kulakovsky, Alexey

The Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences

10 Bolshaya Gruzinskaya St., bld. 1, 123995 Moscow, Russia

e-mail: akulakovskij@mail.ru

tel.: +79161477327

Morozov, Yury

The Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences

10 Bolshaya Gruzinskaya St., bld. 1, 123995 Moscow, Russia

e-mail: morozov@ifz.ru

Smul'skaya, Anna

The Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences

10 Bolshaya Gruzinskaya St., bld. 1, 123995 Moscow, Russia

e-mail: anna-smulskaya@mail.ru

УДК 549.514.51.81.283:551.71(470.22)

ГЕОХИМИЯ И РАМАНОВСКИЕ СПЕКТРЫ ЦИРКОНОВ ИЗ РУДНЫХ (PGE-Au) АМФИБОЛИТОВ МАССИВА ТРАВЯНАЯ ГУБА, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ

В. Н. Кожевников, С. Н. Ивашевская, В. И. Кевлич

Институт геологии Карельского научного центра РАН

В статье приводятся результаты комплексного изучения локальными методами морфологии, прецизионной геохимии и рамановских спектров гетерогенных и полигенных зерен цирконов из основных пород предположительно палеопротерозойского возраста – рудных (Pt-Pd-Au) амфиболитов в массиве Травяная Губа, расположенном в Беломорском подвижном поясе. Охарактеризованы две группы цирконов, различающихся по морфологии и по содержанию U, REE и ряда других микроэлементов. Впервые дается описание обрастаний (shells) или оболочек (rims) и внутренних (cores) частей зерен двух морфотипов цирконов – цирконов-1 и цирконов-2. Анализ рамановских спектров показал, что среди высокоурановых зерен циркона-1 обнаруживаются как зерна с высокой степенью сохранности кристаллической решетки, так и аморфные метамиктизированные зерна. Широкие вариации типов спектров в пределах одного зерна отражают гетерогенное строение с разной степенью кристалличности/аморфности его решетки, связанное с неравномерным распределением элементов, главным образом, урана и тория. Степень кристалличности оболочек цирконов-1 выше, чем ядер, представляющих радиационно-поврежденный циркон, дающий два сигнала: один из искаженной кристаллической решетки, а другой – от аморфизованного циркона. Низкоурановые зерна циркона-2 характеризуются более однородным строением кристаллической решетки с четкими сигналами на спектрах. Показано, что комплексное изучение локальными методами морфологии, микроэлементной геохимии и строения кристаллической решетки внешних и внутренних частей гетерогенных и полигенных зерен цирконов является эффективным механизмом для реконструкции полистадийных петрологических и рудогенных процессов.

К л ю ч е в ы е с л о в а: гидротермальные цирконы, редкоземельные элементы, рамановская спектроскопия, рудные амфиболиты, массив Травяная Губа, Карелия.

V. N. Kozhevnikov, S. N. Ivashetskaya, V. I. Kevlich. GEOCHEMISTRY AND RAMAN SPECTRA OF ZIRCONS FROM ORE (PGE-Au) AMPHIBOLITES OF THE TRAVYANAYA GUBA MASSIF, NORTH KARELIA

The results of an integrated morphological, precision geochemistry and Raman spectroscopy study of heterogeneous and polygenic zircons from the likely paleoproterozoic mafic rocks – ore (Pt-Pd-Au) amphibolites of the Travyanaya Guba massif located in the Belomorian mobile belt, are reported. Two types of zircons differing in morphology and U, Σ REE and some other trace element concentrations are described. The outer parts of grains (shells or rims) and inner cores of zircons-1 and zircons-2 are characterized for the first time. Analysis of Raman spectra has shown that both highly crystalline and amorphous metamictized grains occur among high-U zircon-1 grains.

Considerable variations in spectra within one grain reflect a heterogeneous structure and varying crystallinity/amorphism of its lattice, which is associated with an irregular distribution of elements, chiefly uranium and thorium. The degree of crystallinity of the shells of zircons-1 is higher than that of the cores, which are composed of radiation-damaged zircon which emits two signals: one from the distorted crystalline lattice and the other from the zircon affected by amorphism. Low-uranium zircon-2 grains display a more homogeneous structure and a highly crystalline lattice with clear signals in the spectra. It has been shown that the integrated study of the morphology, trace element geochemistry and state of the crystalline lattice of the rims and cores of heterogeneous and polygenic zircon grains by local methods is an efficient tool for the reconstruction of multi-stage petrological and ore-forming processes.

Key words: hydrothermal zircons, rare earth elements, Raman spectroscopy, ore amphibolites, Travyanaya Guba massif, Karelia.

Введение

При изучении цирконов из пород порфировых, эпи- и мезотермальных золоторудных месторождений, связанных с кисло-средним магматизмом, установлены существование и смена их типов в ряду «магматический циркон – гидротермально-измененный – гидротермальный» [Claoué-Long et al., 1990; Rubin et al., 1993; Kerrich, Kyser, 1994; Ballard et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003; Mernagh et al., 2004; Hoskin, 2005; Kebede et al., 2007; Guo et al., 2011]. Это позволило реконструировать временную последовательность магматических и постмагматических процессов, включая время отложения рудного вещества [Vakh et al., 2011; von Quadt et al., 2011]. Не меньший интерес представлял вопрос, насколько эффективным сможет оказаться изучение мультиэлементной геохимии полихронных и полигенных цирконов как индикаторов эволюции благороднометалльных гидротермальных систем, связанных с раннедокембрийским базитовым магматизмом. Поэтому были исследованы цирконы из горизонта рудных амфиболитов в базит-гипербазитовом массиве Травяная Губа в Северной Карелии (рис. 1), геология, петрология [Степанов, Карпова, 1991; Степанов, 2001] и рудная минералогия [Кулешевич и др., 2007] которого были изучены достаточно глубоко. В результате впервые выполненного комплексного изучения локальными методами мультиэлементной геохимии цирконов с последующим статистическим анализом, а также твердых минеральных включений в цирконах и роговых обманках удалось: выделить сформированные в ходе длительного гидротермального процесса две ассоциации амфиболов и цирконов; установить, что многофазные включения сложных соединений Pd и Pt обнаруживаются в крупных амфиболах поздней, более низкотемпературной генерации, с которыми ассо-

цируют крупные зерна циркона; наметить связи в группах элементов с REE и с Au, откладываясь совместно с платиноидами; продемонстрировать, что на ранних стадиях гидротермального процесса, когда происходила кристаллизация светлых цирконов, флюид обладал цериевой спецификой с типоморфной ассоциацией LREE-Au-Co-Ni-Cu-Ag-Cd; на завершающем этапе гидротермального процесса, когда происходили рост темных зерен и модификация светлых, сопровождаемые привнесом «неформульных» элементов (Fe, Al, Ca, Na и др.), специфика флюида сменилась на иттриевую с типоморфной ассоциацией HREE-Au-Mo-Ag-Cd-Te [Кожевников, Земцов, 2014].

В связи с тем, что эти результаты были получены только по двум морфотипам крупных цирконов со светлым и темным BSE-изображениями, которые не исчерпывали многообразия типов зерен, было необходимо провести вторую серию исследований монофракции цирконов VZ-1005. Чтобы наиболее полно описать систему «ядро-оболочка», весь комплекс аналитических методов исследования был применен как для внешней, так и для внутренней частей зерен. Кроме этого, внутренние сечения зерен цирконов были впервые в нашей практике проанализированы методом дисперсионной Раман-спектроскопии. Преимущество этого метода состоит в том, что по характеру рамановских спектров или спектров комбинационного рассеяния света он позволяет очень локально (< 1 мкм) оценивать в первую очередь степень кристаллически-метамиктности кристаллической решетки зерна, т. е. вскрывать тонкие нюансы гетерогенного строения изучаемых цирконов.

Таким образом, представляемые материалы можно рассматривать в контексте развития представлений о роли цирконов как индикаторов эволюции благороднометалльных гидротермальных систем в мафических средах.

В значительной мере это стало возможным благодаря расширению арсенала аналитических методов при изучении цирконов.

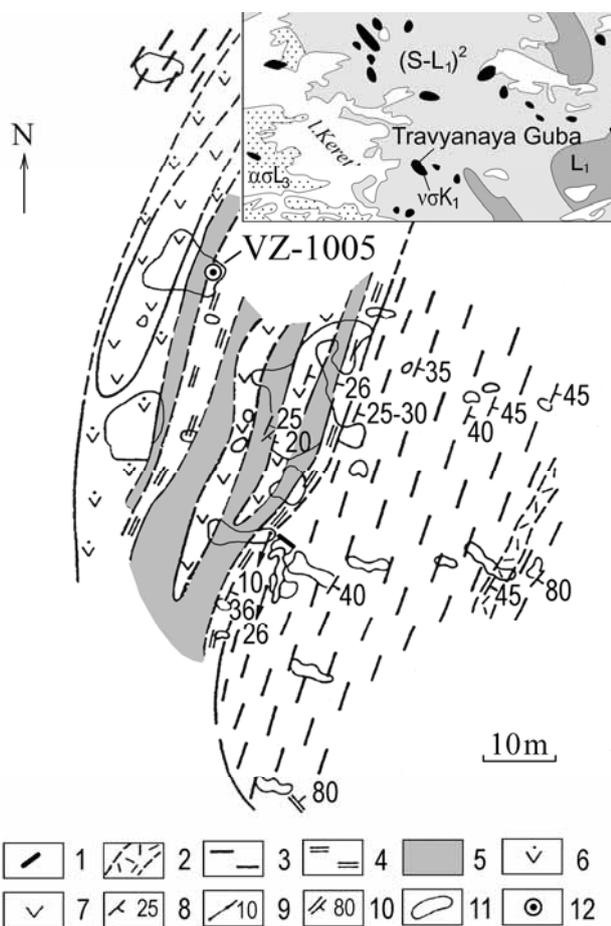


Рис. 1. Геологический план участка Травяная Губа, по: [Степанов, Карпова, 1991].

Усл. обозн.: 1 – пегматитовые жилы; 2 – светлые плагиоклазовые амфиболиты; 3 – гранатовые и гранат-полевошпатовые амфиболиты; 4 – рудные амфиболиты (Орх и Срх); 5 – рудные вебстериты; 6 – рудные перидотиты с участками симплектитового строения; 7 – рудные перидотиты; 8 – элементы залегания контактов; 9 – минеральная линейность; 10 – ОП мелких складок; 11 – контуры обнажений; 12 – место отбора пробы. На врезке – фрагмент «Карты размещения месторождений и проявлений металлических полезных ископаемых Республики Карелия, М 1 : 1000 000, 2005 г. (Приложение к [Минерально-сырьевая..., 2006]), на которой показано положение массива Травяная Губа

Краткая геологическая и минералогическая характеристика объекта опробования

В Беломорском подвижном поясе в субмеридиональной полосе развития гранатовых амфиболитов на участке Травяная Губа имеются реликты дифференцированного габбро-анортозитового массива предположительно палеопротерозойского возраста, сложенного габбро, оливковыми и рудными вебстеритами и амфиболитами по ним [Степанов, Карпова, 1991; Степанов, 2001]. В пла-

стовых рудных телах представлены два типа руд. Богатые вкрапленные и титаномагнетитом, ильменитом и их сидеронитовые руды первого типа сложены симплектитовыми сростаниями с оливином и ортопироксеном. К ним приурочена малосульфидная благороднометаллическая (Σ РГЕ до 1,58 г/т, Au до 2,5 г/т) минерализация [Степанов, 2001], представленная ассоциацией халькопирита, борнита, Pd-Pt-стибиоарсенидов, в том числе с Bi и Te, редких интерметаллидов (Pd-Cu-Sn), самородной платины и селена [Кулешевич и др., 2007; Kuleshevich, Zemtsov, 2009]. Руды второго ильменитового типа, обнаруживаемые в гранатовых амфиболитах, были перекристаллизованы и переотложены при метаморфизме. В ильменитовых рудах и прожилках вблизи пегматитов в основном встречаются арсениды Pd и Pt, но появляются галенит, самородные Ag и Bi и нерудные минералы – торит, апатит, циркон, барит, монацит [Кулешевич, Земцов, 2009].

В гранатовых амфиболитах существуют по две морфологические группы амфиболов и цирконов, находящихся в сложных соотношениях между собой и с рудными гидротермальными минералами, в том числе с минералами платиновой группы. Крупные зерна роговой обманки, слагающие основную массу рудных амфиболитов, содержат включения мелких (до 20 мкм) неограниченных округлых зерен цирконов и многочисленные микронные полифазные включения разнообразных минералов-соединений Pt и Pd с As, Sb, Bi и Te (винцентит, котульскит, сперрилит, мертинит, соболевскит и стиллвотерит), редко золота и электрума [Кожевников, Земцов, 2014].

Новые результаты изучения гетерогенных цирконов локальными методами

Как отмечено во введении, в предыдущую схему изучения цирконов локальными методами были внесены дополнения. Так, чтобы изучить морфологию поверхности зерен и состав внешних выросших оболочек (shell) или оболочек зерна (rim), цирконы в виде дорожек наклеивались на двусторонний скотч, декорировались углеродом и изучались на энергодисперсионном анализаторе VEGA II LSH. После этого, используя BSE-изображения зерен, выполнялся анализ содержания золота, малых, редких и редкоземельных элементов в поверхностных частях зерен с использованием квадрупольного масс-спектрометра X-SERIES 2 (Thermo scientific) с приставкой лазерной абляции UP-266 MACRO (New Wave Research). Новейшая развернутая информация по характеристикам использованного метода LA-ICP-MS приведена в настоящем номере [Светов и др., 2015]. Далее по стандартной схеме цирконы имплантировались

в шайбу из эпоксидной смолы, вскрывались и изучались сначала на энергодисперсионном анализаторе, а затем на квадрупольном масс-спектрометре. Таким способом получались два массива данных по морфологии, минеральному составу и геохимии внешних и внутренних частей всех разновидностей цирконов. Последующее изучение срезов зерен в шайбе после предварительного снятия углеродного напыления завершалось съемкой рамановских спектров на дисперсионном Раман-спектрометре Nicolet Almega XR, чтобы за счет очень высокой локальности (< 1 мкм) данного метода оценить степень гомогенности-гетерогенности разных морфотипов зерен. Это оказалось особенно важным из-за малой (< 20 мкм) толщины выросших оболочек и, тем более, внешних оболочек гомогенных зерен (толщина- н-мкм) при отсутствии обрастания их оболочкой более позднего циркона. Более полно методические аспекты, связанные с рамановской спектроскопией, будут изложены в разделе, посвященном этой части исследования.

Анализ морфологии и строения зерен по результатам, полученным на энергодисперсионном микроанализаторе

Морфологические характеристики около 80 крупных зерен цирконов и минеральные включения в них, изученные на энергодисперсионном анализаторе VEGA II LSH, позволили провести их типизацию на основе специфики внешней формы и внутреннего строения. Важно отметить, что было обнаружено всего одно зерно, в котором в BSE-изображении были признаки магматической зональности при наличии темного псевдоядра, т. е. отсутствие осцилляционной или секториальной зональности является типоморфным признаком всей совокупности изученных цирконов. По морфологии зерен она разделяется на два типа, в каждом из которых наблюдаются вариации строения, химизма и рамановских спектров.

Первый тип (далее цирконы-1) объединяет большую часть (около 85 %) изученных зерен, главным признаком которых является наличие внешней оболочки (shell) толщиной от нескольких до 20 микрон и внутреннего ядра (core), при сложном строении которого могут быть выделены светлые (light) и темные (dark) области (рис. 2). Часто такие ядра содержат обильные минеральные включения, представленные мелкими (до 20 мкм) округлыми, редко ограниченными зернами роговой обманки (рис. 3, 1) и торита иногда в ассоциации с биотитом. Отмечены единичные включения клино- и ортопироксена, хлорита, монацита, бадделеита, паризита и смеси гидратированных фаз, содержащих Th, Fe

и кремнезем [Кожевников, Земцов, 2014]. Зерна циркона-1 могут обладать светлым, лишенным минеральных включений ядром (рис. 3, 2 и 3, 3). Таких светлых ядер может быть два (рис. 3, 5) или несколько (рис. 3, 6 и 3, 7). В этом случае зерно приобретает комковатую форму, из-за своеобразия которой такие цирконы описаны в литературе как цирконы типа «цветной капусты» (cauliflower zircon) [Краснобаев, 1986; Peucat et al., 1990; Пыстина, Пыстин, 2006, 2008]. Светлые ядра цирконов-1 могут частично (рис. 3, 4) или почти полностью (рис. 3, 8–3, 9) подвергаться гидротермальным изменениям, сопровождаемым вхождением в решетку, так называемых, «неформульных» элементов – Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Y, P и др. [Geisler et al., 2007; Hay, Dempster, 2009]. Именно с этим процессом связано образование темных измененных доменов самой разнообразной формы, в которых нередко обнаруживаются обильные каплевидные микронные выделения минералов ряда галенита PbS – клаусталлита PbSe с содержанием Se (до 0,5 ф. е.) и единичные зерна халькопирита и железистого сфалерита [Кожевников, Земцов, 2014]. Во внешних оболочках зерен циркона-1 почти постоянно отмечаются системы трещин, которые могут иметь нерегулярную форму, напоминающую трещины усыхания типа «такыров» (рис. 3, 9 и рис. 4, 1), либо форму ромбовидной сетки, образованной трещинами скалывания под углом около 60° (рис. 4, 2–4). В срезах зерен видно, что они не проникают в ядерную часть зерна и локализуются только в выросшей оболочке в виде радиальных трещин. Это явление неоднократно описывалось в литературе.

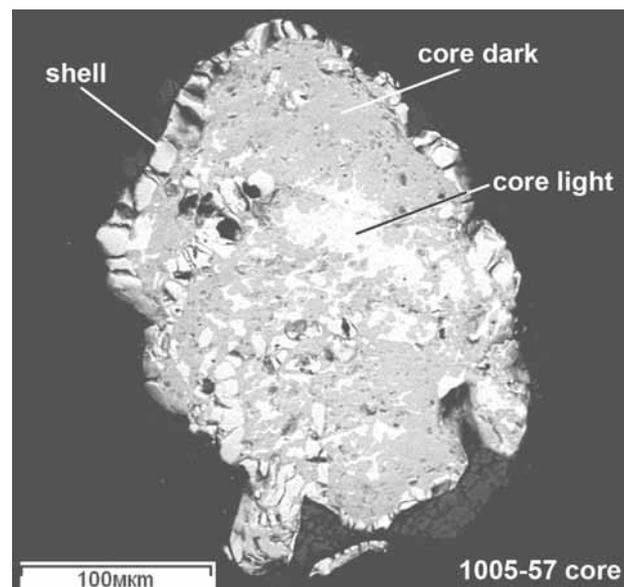


Рис. 2. BSE-изображение среза зерна циркона-1 с выделенными элементами сложного строения

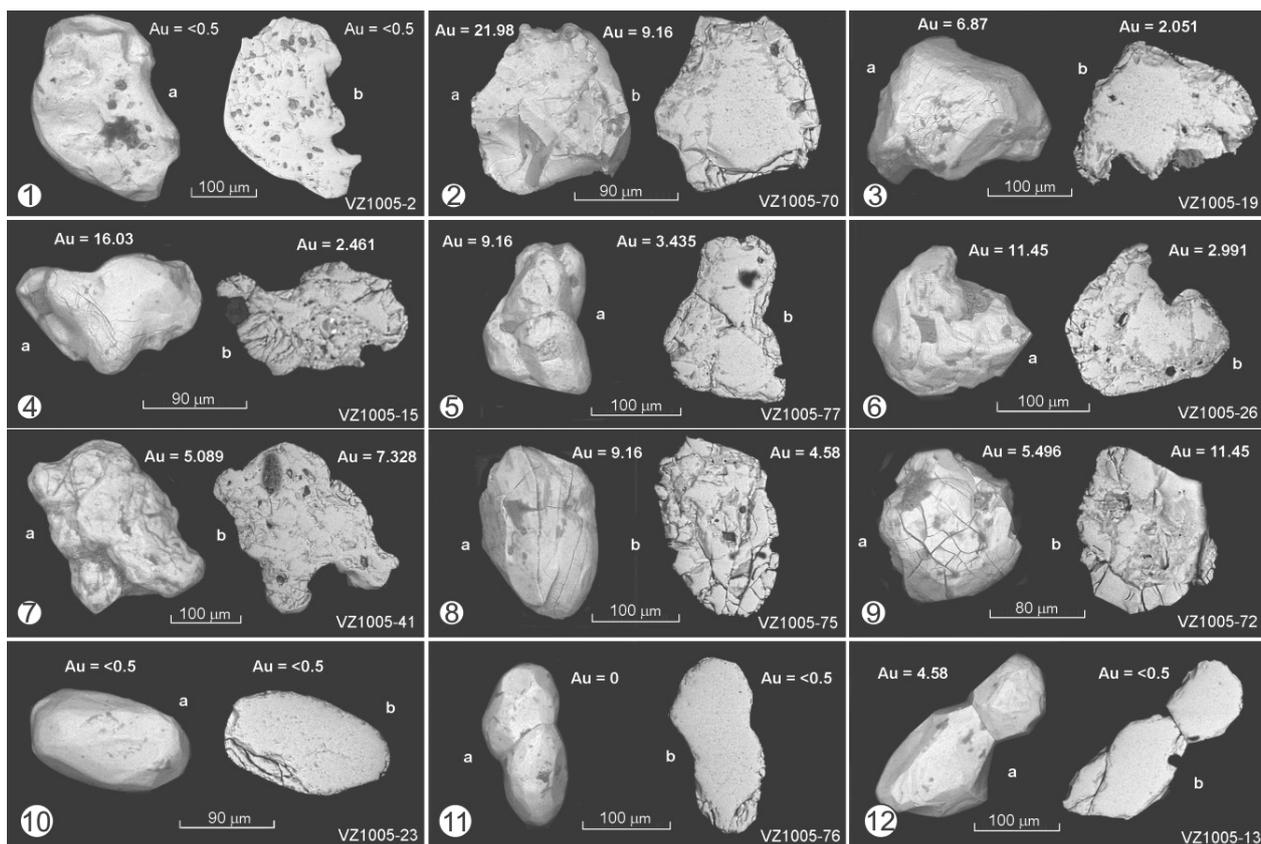


Рис. 3. BSE-изображения (a – поверхности зерна, b – среза) цирконов-1 (1–9) и цирконов-2 (10–12) из рудных амфиболитов массива Травяная Губа. Содержания золота приведены в ppm. Пояснения в тексте

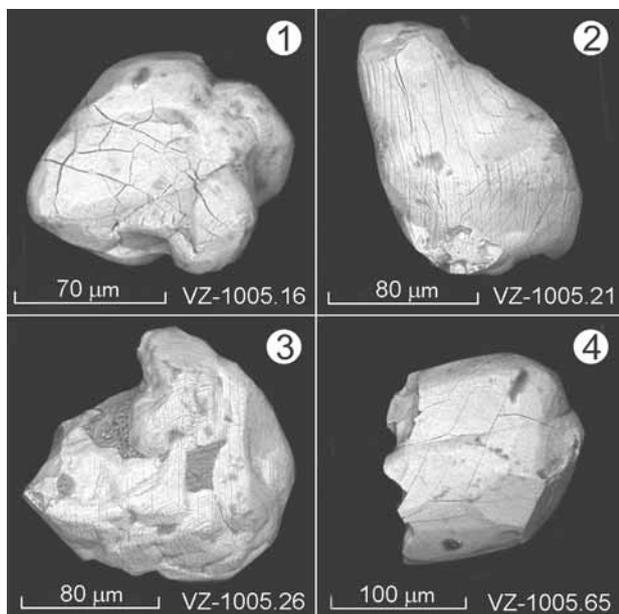


Рис. 4. BSE-изображения поверхности зерен цирконов-1 с нерегулярной системой трещин (1) и с системой трещин скалывания (2–4) в оболочке обрастания

Цирконы второго типа (далее цирконы-2) представлены однородными округлыми или с элементами сглаженной огранки отдельными

зернами или их срастаниями, обладающими светлым BSE-свечением, в которых отсутствуют оболочки нарастания более позднего циркона или других минералов (рис. 3, 10–12). В отличие от зерен циркона-1 поверхность этих зерен является гладкой, в ней отсутствует трещиноватость. Как будет показано ниже, по содержаниям микроэлементов, геохимическим характеристикам и рамановским спектрам эта группа, в которую входит около 15 % зерен, также заметно отличается от остальных зерен циркона.

Геохимия микроэлементов во внутренних и внешних частях зерен цирконов по результатам лазерной абляции

В предыдущем исследовании [Кожевников, Земцов, 2014] при изучении геохимии ядерных частей зерен цирконов-1 были выявлены статистические различия в содержаниях микроэлементов в свежих, минимально затронутых наложенными процессами доменах, имеющих светлое BSE-свечение, и в измененных темных зернах или доменах. В настоящем исследовании изучены как внутренние, так и внешние части зерен цирконов обоих типов, что дает возможность провести их сравнительный

Таблица 1. Диапазоны и средние значения содержания (в ppm) ряда элементов в центральных (core 1 и core 2) и внешних (shell 1 и rim 2) частях зерен цирконов обоих типов

Группа	СИДЕРО-ХАЛЬКОФИЛЬНЫЕ + ПЕРЕХОДНЫЕ					ЩЕЛ. + Щ-ЗЕМЕЛЬНЫЕ	
Элемент	Cd	Ag	Te	Sc	Au	Ba	Li
core 1 n=54	48,1-2704* 1002**	129,2-1022 465,9	<10-995,6 139,8	53,6-132,6 74,29	<0,5-17,18 5,13	<0,1-116,1 12,85	22,78-147,7 53,93
shell 1 n=49	50,8-699,1 308,5	14,39-521,5 185,1	<10-366 52,17	33,37-78,2 57,24	<0,5-21,98 6,56	4,04-159,2 47,92	15,94-167,20 93,37
core 2 n=13	54,75-2376 996,3	68,93-787 424,50	18,3-541,7 117,83	49,17-112 70,13	0,92-11,45 4,48	<0,1-5,14 1,49	26,92-95,51 45,13
rim 2 n=13	27,4-566,1 170,8	4,64-351,7 105,24	<10-146,4 35,19	47,65-68,3 54,34	<0,5-9,16 3,47	2,78-58,43 22,08	25,21-248,7 74,45
группа	ТЯЖЕЛЫЕ + АКТИНОИДЫ				РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ		
элемент	U	Th	Pb	Bi	∑LREE	∑MREE	∑HREE
core 1 n=54	290-7938 2851	25,33-9024 2696	1,51-1231 264,57	<0,5-6,53 1,19	13,32-4383 646	29,82-3898 875,5	51,21-14732 3471,1
shell 1 n=49	95,47-6678 2132	20,38-7479 1228	4,78-485 112,8	<0,5-27,56 2,08	187,6-5091 1370	69,1-2958,4 788,1	47,55-6992 1205,1
core 2 n=13	240,9-2592 720,35	14,85-596,4 104,99	1,60-81,63 14,84	<0,1-2,775 0,68	4,05-686,8 89,63	11,81-591 112,75	29,56-1394 273,77
rim 2 n=13	256,7-3658 1100	23,26-628,8 145,25	8,26-158,7 46,59	<0,5-8,643 1,38	130,1-981,8 475,33	38,96-623,8 283,61	13,84-1274 236,4
группа	ВЫСОКОЗАРЯДНЫЕ + ПЕРЕХОДНЫЕ						
элемент	Ti	Nb	Co	Ni	Mo	Hf x 10 ³	
ore 1 n=54	96,7-410,9 183,43	4,76-48,8 20,70	11,51-42,69 25,55	2,32-69,35 33,88	15,54-64,07 32,24	7,15-74,33 40,43	
shell 1 n=49	53,86-2881 737,9	2,72-134,1 40,71	15,89-119,9 37,64	4,75-174,1 46,95	8,19-59,35 31,97	10,85-54,4 30,47	
core 2 n=13	72,29-340 162,02	4,58-33,31 14,36	9,1-39,76 24,28	10,4-69,25 38,23	14,39-51,26 27,31	13,8-74,4 35,845	
rim 2 n=13	26,93-5512 1157,23	10,62-297,5 66,83	22,72-367,1 63,33	5,32-225,3 59,65	18,78-47,07 30,31	11,55-51,04 31,972	

Примечание. * диапазон содержания, ** среднее содержание.

анализ по геохимическим характеристикам, а, используя рамановскую спектроскопию, и по степени совершенства/нарушенности кристаллической решетки.

В табл. 1 приведены средние значения и диапазоны содержаний в ядрах и внешних частях зерен обоих типов цирконов. Элементы объединены в пять геохимических групп. Для лантаноидов приводятся отдельные характеристики для легких (LREE = La+Ce+Pr+Nd), средних (MREE = Sm+Eu+Gd+Tb+Dy) и тяжелых (HREE = Ho+Er+Tm+Yb+Lu) элементов, поскольку, как было показано ранее [Кожевников, Земцов, 2014], именно с вариациями легких и тяжелых REE связаны вариации содержаний многих элементов, в том числе и золота. Как следует из таблицы, вариации содержания большинства элементов достигают 2-х и более порядков. Это связано, во-первых, с присутствием в анализируемом участке зерна как видимых, так и субмикроскопических и субрентгеновских включений минералов-концентраторов микроэлементов. Во-вторых, при доменном строении ядерных частей зерен циркона-1 в анализируемую область попадали подвергшиеся гидротермальному изменению участки, в которые приносился целый ряд микроэлементов. Поэтому для ядер зерен циркона-1 приведены фактиче-

ски усредненные средние значения и максимально высокие интервалы содержания элементов. Однако это не является препятствием для сравнительного анализа как обоих выделенных типов зерен между собой, так и анализа системы «ядро-оболочка».

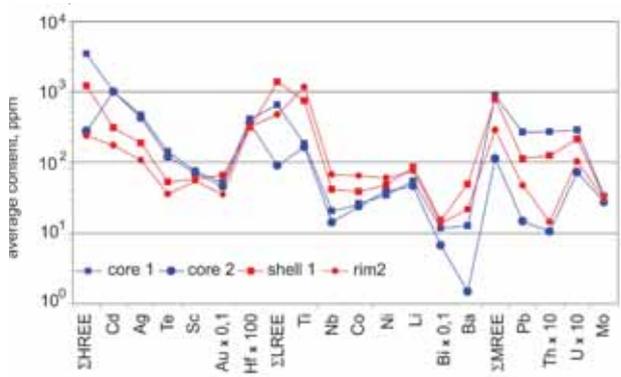


Рис. 5. Вариации средних содержаний микроэлементов во внутренних (cores) и внешних (shells) частях зерен цирконов обоих типов

В графическом виде вариации средних содержаний микроэлементов во внутренних и внешних частях зерен обоих типов представлены на рис. 5. В группе, объединяющей HREE, Ag, Cd, Te и Sc и Hf, для обоих типов зерен

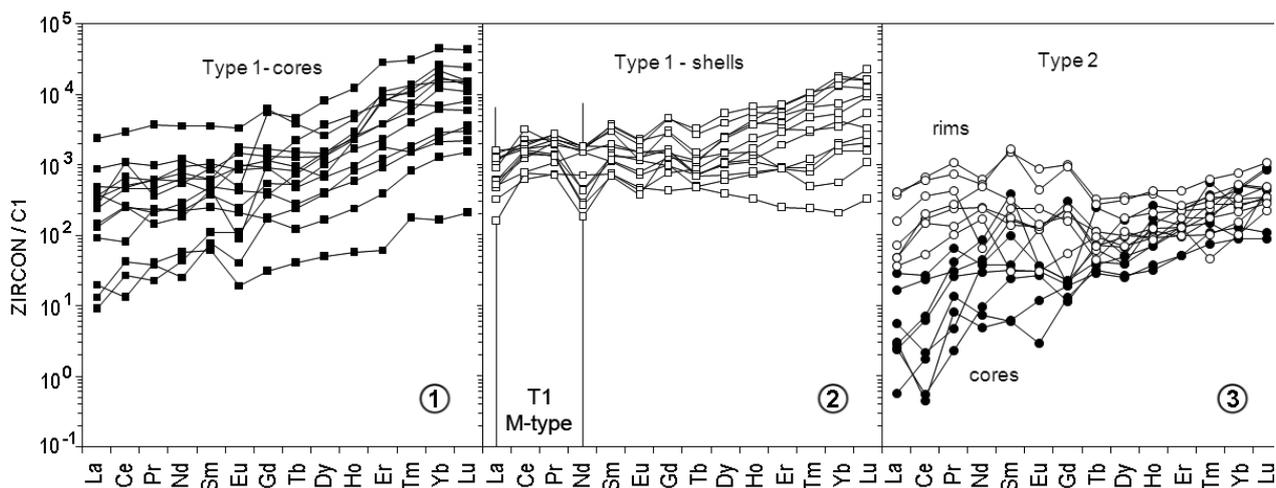


Рис. 6. Нормированные по хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995] распределения REE во внутренних (cores) и внешних (shells и rims) частях зерен цирконов обоих типов. Пояснения в тексте

установлено обогащение этими элементами ядер относительно оболочек. При этом средние содержания Ag, Cd, Te и Sc в ядрах обоих типов близки между собой, в то время как среднее содержание HREE в зернах циркона-2 более чем на порядок ниже, чем в зернах циркона-1. Обратная тенденция наблюдается в группе элементов, которая объединяет LREE, Ti, Nb, Co, Ni, Li, Bi и Ba, средние содержания которых во внешних частях зерен значительно превышают этот параметр в ядрах. Средние содержания всех элементов этой группы, за исключением Ni, в ядрах зерен циркона-1 выше, чем у зерен циркона-2, что особенно контрастно проявлено у LREE и Ba. Эти же тенденции сохраняются и для внешних частей зерен (shell 1 и rim 2). Для группы элементов, в которую входят MREE, Pb, Th и U, характерно резкое превышение содержаний в зернах циркона-1, оболочки которых обеднены этими элементами относительно ядер, в отличие от зерен циркона-2, в которых наблюдается обратная картина. Наконец, для Au и Mo рассчитанные средние содержания и в ядрах, и во внешних частях обоих типов зерен близки. Однако необходимо подчеркнуть, что этот вывод основан на чисто статистических данных, а замеренные содержания в центральных и внешних частях индивидуальных зерен, например Au, могут различаться очень значительно (см. рис. 3).

Редкоземельные элементы наиболее часто используются для определения генезиса цирконов и оценки степени влияния наложенных процессов. В табл. 2 приведены представительные анализы содержаний REE в центральных и внешних частях зерен цирконов обоих типов. Кроме того, приведен ряд характеристик, отражающих строение нормированного

по хондриту C1 профиля содержаний REE: степени фракционирования всего профиля – $(Lu/La)_N$ и отдельных его участков – $(Nd/La)_N$ и $(Lu/Gd)_N$, величины цериевой – Ce/Ce^* и европиевой – Eu/Eu^* аномалий и значения лантаноидного тетрадного эффекта – T1.

Нормированные по хондриту C1 профили REE для обоих типов зерен цирконов и центральных и внешних их частей представлены на рис. 6. Видно, что для ядерных частей зерен циркона-1 (рис. 6, 1) характерны широкие вариации содержаний отдельных элементов и высокая степень фракционирования во всем диапазоне, преобладающе положительная ($Ce/Ce^* > 1$) цериевая и отрицательная ($Eu/Eu^* < 1$) европиевая аномалии. То есть центральные части зерен циркона-1 по этим характеристикам наиболее близки к типично магматическим цирконам, хотя среди них достаточно много зерен с профилями REE, указывающими на нарушение более ранней геохимической системы. Нормированные по хондриту C1 профили REE для внешних оболочек – shells (рис. 6, 2) заметно отличаются от предыдущих более плоским распределением LREE и MREE и, главным образом, наличием хорошо выраженного лантаноидного тетрадного эффекта, который описывается как эффект T1 M-типа и рассчитывается по формуле: $T1 = [Ce_N / (La_N^{2/3} \times Nd_N^{1/3}) \times Pr_N / (La_N^{1/3} \times Nd_N^{2/3})]^{1/2}$ [Zhenyu et al., 2010]. В зернах циркона-2 (рис. 6, 3) в центральных частях проявлены атипичные для магматических цирконов отрицательная аномалия церия и положительная – европия при достаточно фракционированном распределении REE, в основном, за счет LREE и HREE. Во внешних частях этих гомогенных зерен наблюдается выположенное распределение REE за счет роста в этих частях содержания легких и,

Таблица 2. Представительные анализы содержания REE и некоторые расчетные характеристики с использованием нормированных по хондриту C1 содержащий этих элементов в центральных и внешних частях зерен цирконов обоих типов

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ЗЕРЕН ЦИРКОНА - 1 (CORE 1)																							
№№	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	ΣHREE	(Lu/La)n	(Nd/La)n	(Lu/Gd)n	Ce/Ce*	Eu/Eu*	T1	
7	91,900	157,800	13,670	86,52	37,44	5,20	22,10	82,31	93,10	290,40	1239,00	338,70	2556,00	381,10	6462,5	349,9	4805,2	38,69	0,48	13,95	1,09	0,13	0,72
16	22,250	49,680	23,140	103,20	67,44	11,98	34,74	4,48	41,26	13,69	63,30	20,84	214,70	37,86	678,6	198,3	350,4	15,88	2,35	8,82	0,48	1,02	0,98
17	4,767	8,129	3,857	26,56	9,37	1,13	6,32	1,53	12,62	3,24	10,24	4,51	27,93	5,29	125,5	43,3	51,2	10,35	2,83	6,77	0,44	0,45	0,69
19	2,167	16,650	2,204	20,49	16,86	6,33	77,38	27,47	348,20	142,70	637,50	186,10	1155,00	203,00	2842,2	41,6	2324,3	874,08	4,80	21,22	1,88	0,54	1,26
20	33,740	156,500	20,010	132,20	75,85	24,64	82,27	10,18	106,70	32,90	150,50	37,27	356,70	56,10	1276,6	342,5	634,5	15,51	1,99	5,52	1,45	0,95	1,16
21	3,187	25,590	3,622	12,02	12,02	2,40	35,77	9,11	98,57	45,96	198,30	47,89	491,80	76,67	1062,9	44,4	860,6	224,47	1,91	17,34	1,85	0,35	2,15
24	31,210	149,800	22,420	105,30	56,43	14,54	112,70	19,41	256,30	94,05	379,10	100,20	1043,00	152,70	2637,2	308,7	1769,1	45,65	1,71	10,96	1,39	0,56	1,39
36	79,330	307,500	56,380	443,40	157,90	48,63	189,70	30,67	384,30	132,50	637,10	144,00	2046,00	278,10	4935,5	886,6	3237,7	32,71	2,84	11,86	1,13	0,86	0,97
47	520,200	791,900	94,620	573,30	103,60	60,60	171,60	27,31	327,30	134,30	674,30	202,90	1708,00	385,60	5775,5	1980,0	3105,1	6,92	0,56	18,18	0,88	1,39	0,69
67	117,600	286,700	59,880	273,50	62,62	37,47	185,60	17,99	182,20	128,30	326,00	285,90	3725,00	393,50	7102,3	737,7	5858,7	31,22	1,18	17,15	0,84	1,63	1,01
72	209,900	662,600	91,160	558,60	130,90	85,05	272,10	47,05	338,40	127,10	1436,00	192,90	2800,00	393,50	7345,3	1522,3	4949,5	17,49	1,35	11,70	1,17	1,38	0,99
75	552,600	1765,000	348,600	1682,00	552,20	195,40	1262,00	141,10	668,20	257,90	1637,00	263,40	2999,00	344,90	12669,3	4348,2	5502,2	5,82	1,54	2,21	0,99	0,72	1,12
79	86,500	409,100	57,200	354,90	96,77	55,17	235,00	34,59	169,20	55,35	298,60	38,02	432,10	89,90	2191,6	686,9	914,0	14,55	2,66	3,10	1,38	1,12	1,16
80	57,670	282,800	43,790	302,60	96,77	55,17	235,00	34,59	169,20	55,35	298,60	38,02	432,10	89,90	2191,6	686,9	914,0	14,55	2,66	3,10	1,38	1,12	1,16
82	62,280	659,400	34,860	250,20	136,60	27,58	1126,00	177,10	2053,00	683,30	4773,00	762,10	7426,00	1088,00	19259,4	1006,7	14732,4	163,00	2,04	7,82	3,47	0,21	1,68
ОБОЛОЧКИ ОБРАСТАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ ЗЕРЕН ЦИРКОНА - 1 (SHELL 1)																							
№№	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	ΣHREE	(Lu/La)n	(Nd/La)n	(Lu/Gd)n	Ce/Ce*	Eu/Eu*	T1	
7	79,38	403,60	73,19	416,30	87,22	73,27	158,10	18,43	74,90	20,93	82,93	12,91	100,00	12,14	1613,3	972,5	228,9	1,43	2,66	0,62	1,30	1,91	1,30
16	120,80	482,50	100,40	706,30	169,10	40,51	203,30	18,05	151,60	41,12	142,20	19,77	264,50	39,31	2499,5	1410,0	506,9	3,04	2,97	1,56	1,01	0,67	1,04
17	77,34	373,30	70,23	333,00	111,00	27,58	87,13	17,30	96,82	17,99	40,28	6,05	35,56	8,09	1301,7	853,9	108,0	0,98	2,19	0,75	1,04	0,86	1,39
19	292,50	997,90	212,70	864,80	274,90	86,20	300,10	25,95	266,70	66,46	316,40	73,84	704,60	83,84	4566,9	2367,9	1245,1	2,67	1,50	2,26	0,98	0,92	1,26
20	256,90	1334,00	219,90	768,10	481,00	109,40	905,50	116,50	1346,00	364,60	113,00	254,70	3096,00	392,60	10758,2	2578,9	5220,9	14,26	1,52	3,51	1,28	0,51	1,68
21	339,40	1213,00	253,80	814,70	451,40	65,96	608,60	63,21	638,10	216,90	611,80	167,50	2199,00	302,00	7935,4	2620,9	3497,2	8,30	1,22	4,01	1,01	0,38	1,46
24	139,70	741,40	200,20	689,50	303,40	86,95	334,00	27,32	247,90	62,56	147,70	23,21	331,60	65,53	3401,0	1770,8	630,6	4,38	2,50	1,59	1,09	0,84	1,71
36	288,80	1111,00	254,70	826,30	540,20	127,40	571,50	46,02	363,60	85,92	144,40	30,11	307,00	51,39	4748,3	2480,8	618,8	1,66	1,45	0,73	1,00	0,70	1,50
67	109,30	856,60	128,80	130,00	210,90	65,90	194,80	26,31	259,70	93,34	467,50	117,50	886,00	228,80	3775,5	1224,7	1793,1	19,53	0,60	9,50	1,77	0,99	3,84
72	27,08	156,30	21,86	31,30	22,20	10,73	13,92	2,80	30,85	5,53	23,57	1,67	15,12	1,66	364,6	236,5	47,6	0,57	0,59	0,96	1,58	1,87	2,77
75	142,40	964,80	134,30	201,50	196,10	72,03	324,70	25,75	180,00	44,25	141,40	12,25	95,07	26,53	2561,1	1443,0	319,5	1,74	0,72	0,66	1,71	0,87	2,93
79	115,60	1966,00	188,20	197,40	173,90	45,97	255,10	39,19	637,70	239,90	141,00	269,60	2283,00	559,50	8212,1	2567,2	4493,0	24,21	0,46	17,74	2,22	0,67	4,07
82	124,40	909,10	124,20	121,20	103,60	21,45	292,20	43,11	581,10	205,40	823,10	167,70	1225,00	255,40	4997,0	1278,9	2676,6	19,16	0,49	7,07	1,79	0,38	3,78
ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ЗЕРЕН ЦИРКОНА - 2 (CORE 2)																							
№№	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	ΣHREE	(Lu/La)n	(Nd/La)n	(Lu/Gd)n	Ce/Ce*	Eu/Eu*	T1	
11	0,578	0,334	0,220	4,553	3,747	1,583	2,369	1,415	12,620	3,962	20,12	4,928	55,32	8,907	120,7	5,7	93,2	143,79	4,00	30,42	0,23	0,23	0,23
14	0,722	0,278	0,771	2,277	0,937	0,678	3,948	1,061	6,311	2,161	8,42	2,816	21,91	2,783	55,1	4,0	38,1	35,97	1,60	5,70	0,08	1,08	0,50
27	0,133	1,066	1,294	3,434	0,925	0,171	2,683	1,179	6,856	1,784	8,46	1,903	15,16	2,248	47,3	5,9	29,6	157,71	13,10	6,78	0,63	0,33	2,40
33	0,563	3,842	2,473	13,960	4,933	1,768	4,123	2,667	17,350	6,559	15,62	4,205	81,16	22,610	181,8	20,8	130,2	374,72	12,58	44,37	0,44	1,20	1,52
39	3,938	14,520	2,967	20,950	24,670	7,073	4,123	9,334	42,150	15,090	36,45	9,461	84,54	11,310	286,6	42,4	156,9	26,80	2,70	22,19	1,04	2,14	1,00
51	0,672	4,396	3,998	40,420	59,200	2,090	4,639	2,341	9,917	4,039	22,39	3,828	15,56	11,710	185,2	49,5	57,5	162,59	30,53	20,42	0,32	0,39	1,11
53	1,344	1,319	0,444	18,370	14,800	2,090	4,639	1,560	9,917	8,078	39,81	7,655	73,89	21,470	205,4	21,5	150,9	149,06	6,94	37,44	0,42	0,77	0,21
78	6,920	16,680	6,256	17,450	5,692	6,896	61,850	4,151	13,020	10,060	22,97	14,080	43,21	8,842	238,1	47,3	99,2	11,92	1,28	1,16	0,57	1,12	1,28
НАРУЖНЫЕ ЧАСТИ ЗЕРЕН ЦИРКОНА - 2 (RIM 2)																							
№№	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	ΣHREE	(Lu/La)n	(Nd/La)n	(Lu/Gd)n	Ce/Ce*	Eu/Eu*	T1	
11	16,96	102,00	22,75	115,50	26,430	6,896	48,400	2,257	43,840	11,750	36,73	6,052	88,890	11,850	540,3	257,2	155,3	6,52	3,46	1,98	1,27	0,59	1,50
14	11,53	89,30	12,86	112,80	21,140	7,758	48,400	2,633	23,750	6,976	21,33	6,859	46,670	8,094	420,1	226,5	89,9	6,55	4,96	1,35	0,86	0,74	1,30
27	86,50	405,50	102,80	293,80	229,400	50,970	207,800	12,220	89,250	21,690	43,81	8,781	57,31	12,21	1622,0	888,6	143,8	1,32	1,72	0,48	1,05	0,71	1,77
33	95,82	363,50	70,61	244,40	251,600	25,490	193,000	10,070	79,340	24,190	69,77	15,680	126,90	26,98	1597,4	774,3	263,5	2,63	1,29	1,13	1,04	0,35	1,44
39	34,60	102,40	17,87	37,82	37,000	5,936	59,380	3,595	6,611	3,336	3,25	1,882	4,094	1,285	319,1	192,7	13,8	0,35	0,55	0,18	1,01	0,39	1,63
51	11,53	120,90	26,32	225,30	47,740	8,323	38,970	4,208	25,240	5,461	21,45	1,177	17,400	5,686	559,7	384,1	51,2	4,60	9,92	1,18	1,17	0,59	1,53
53	8,75	32,47	9,57	79,34	4,774	1,783	11,130	3,607	17,670	5,173	16,30	2,590	25,590	8,900	227,6	130,1	58,6	9,49	6,47	0,64	0,75	0,92	0,92
78	38,11	217,30	39,82	30,50	37,000	13,790	32,470	1,679	28,280	4,839	29,46	4,456	36,730	7,184	521,6	325,7	82,7	1,76	0,41	1,79	0,81	1,22	3,76

в меньшей мере, группы средних элементов, знакопеременные цериевые и отрицательные европиевые аномалии и лантаноидный тетрадный эффект T1 M-типа. На бинарной диаграмме U-REE видно, что фигуративные точки внешних и внутренних частей зерен каждой группы попадают в единые поля (для цирконов-2 показаны единым знаком) и что между ураном и лантаноидами существует четкая зависимость, проявленная в обеих группах зерен (рис. 7). Коэффициенты корреляции (R) в паре U-REE составляют: для ядер циркона-1 (n = 52, R_{cr} = 0,27) – 0,51, для его оболочек – 0,80, а для зерен циркона-2 (n = 24, R_{cr} = 0,30) – 0,60. Таким образом, между цирконами-1 и цирконами-2 наметились существенные различия не только по морфологии зерен, но и по их геохимическим характеристикам, определяемым лантаноидами и актиноидами, т. е. теми элементами и группами элементов, которые являются чувствительными индикаторами изменения среды минералообразования и составляют основу для определения изотопного возраста. Чтобы оценить, насколько велики различия в строении кристаллических решеток в разных частях зерен цирконов-1 и цирконов-2 и различия между обеими этими группами, была выполнена съемка рамановских спектров всех зерен.

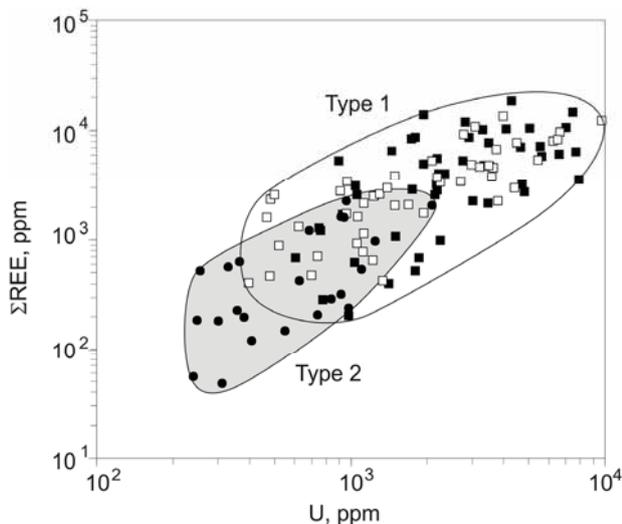


Рис. 7. Диаграмма U-ΣREE для циркона-1 (залитый квадрат – core, полый – shell) и циркона-2

Рамановские спектры цирконов

На Nicolet Almega XR Dispersive Raman спектрометре было записано от 2-х до 12 спектров комбинационного рассеяния в 80 зернах цирконов обеих групп. Максимальное число определений приходилось на зерна циркона-1, которые, как отмечено ранее, обладали наиболее сложным строением. Особое внимание при

съемке зерен циркона-2 обращалось на самую внешнюю часть зерна, где ожидалось эффекты, связанные со взаимодействием циркона с поздними флюидами. Рамановский спектр возбуждался Nd:YAG зеленым лазером (532 нм), разрешение прибора составляло ~1 мкм, признаки повреждения поверхности и изменения цвета лазерным излучением не наблюдались. Описанные в литературе рамановские спектры природных и синтетических цирконов заметно различаются, что обусловлено большим числом факторов в природной среде, влияющих на кристаллическую решетку цирконов. К ним относятся температура, давление, в том числе шок, примеси микроэлементов, в первую очередь, актиноидов- U и Th, нановключения твердых минеральных фаз, газовой-жидкие включения и др. В табл. 3 приведены характеристики стандартного рамановского спектра циркона – положение пиков на шкале рамановского сдвига (Raman shift, cm⁻¹). Влияние природных факторов на величину рамановского сдвига удается обнаружить даже в таких почти «идеальных» цирконах, как используемые при изучении изотопных возрастов во всех лабораториях мира стандарты – цирконы Temora и Mud Tank (рис. 8). Сравнение положения рамановских пиков, снятых в этих цирконах, показывает, что все они несколько сдвинуты в сторону больших значений по сравнению с табличными. Кроме того, отмечается присутствие нескольких, так называемых паразитических пиков, которые, как показали холостые съемки спектров вмещающей эпоксидной смолы, обусловлены ее присутствием в проанализированных точках цирконов.

Таблица 3. Стандартный рамановский спектр циркона (по: [Dawson et al., 1971; Nasdala et al., 2003])

Рамановский сдвиг (см ⁻¹)	«Внутренние» моды вибраций силикатного иона SiO ₄ в цирконе	«Внешние» трансляционные моды вибраций (ион SiO ₄ движется как целое)
1008	B _{1g} – (ν ₃) антисимметричные валентные колебания	
974	A _{1g} – (ν ₁) симметричные валентные колебания	
439	A _{1g} – (ν ₂) симметричные деформационные колебания	
393	B _{1g} – (ν ₄) антисимметричные деформационные колебания	
357		E _g
225		E _g
214	B _{1g} – (ν ₄) антисимметричные деформационные колебания	
202		E _g

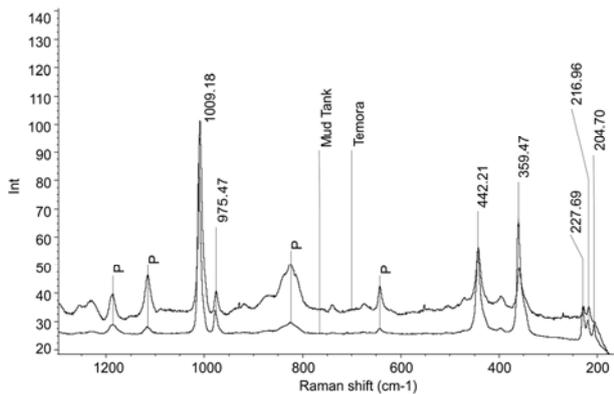


Рис. 8. Рамановские спектры стандартов Temora и Mud Tank, используемых при изотопно-геохимическом изучении цирконов. P – паразитические пики, обусловленные присутствием в анализируемых точках эпоксидной смолы, в которую имплантированы зерна циркона

Все записанные рамановские спектры в обеих группах цирконов представлены несколькими типами, причем в одном зерне циркона-1 может быть задокументировано несколько таких типов. Спектры могут представлять семейство конформных кривых, но с разной интенсивностью пиков (рис. 9, 1). В других случаях наряду с «классической» кривой со стандартными пиками присутствуют возрастающие по интенсивности в сторону большего сдвига кривые с параллельным падением интенсивности всех пиков (рис. 9, 2). Часто в цирконах-1 спектры представлены

двумя видами – гладкой прямой (или их семейством), плавно снижающейся в сторону малых значений рамановского сдвига, и аморфным гало с экстремумом в интервале 400–600 cm^{-1} . Нередко на таких кривых отмечаются редуцированные до полного исчезновения (реликтовые?) пики 1008, 439 и 393 cm^{-1} (рис. 9, 3). Наконец, в зерне может быть проявлена комбинация спектров, содержащая разные типы гало, в том числе волнообразные с редуцированными пиками (рис. 9, 4). Важную роль играет сравнительный анализ рамановских характеристик, полученных по внутренним (более ранним) и наружным (более поздним) частям зерен для обоих типов, с последующим сравнением цирконов-1 с цирконами-2. На рис. 10 представлены 8 BSE-изображений зерен циркона-1 с точками, в которых были сняты рамановские спектры, сами спектры и нормированные по хондриту C1 распределения REE во внутренних ядрах и внешних оболочках зерен. Из 8 зерен в 6 в рамановских спектрах ядер стандартные цирконовые пики отсутствуют, но проявлены в оболочках (рис. 10, 2, 4–8). Спектры могут быть представлены комбинацией гало и параллельных абсциссе гладких кривых. В ядре лишь одного зерна проявлены стандартные пики циркона, а спектры наружной оболочки имеют форму аморфного гало с признаками редуцированного пика 1008 cm^{-1} (рис. 10, 3). Для всех представленных рамановских спектров

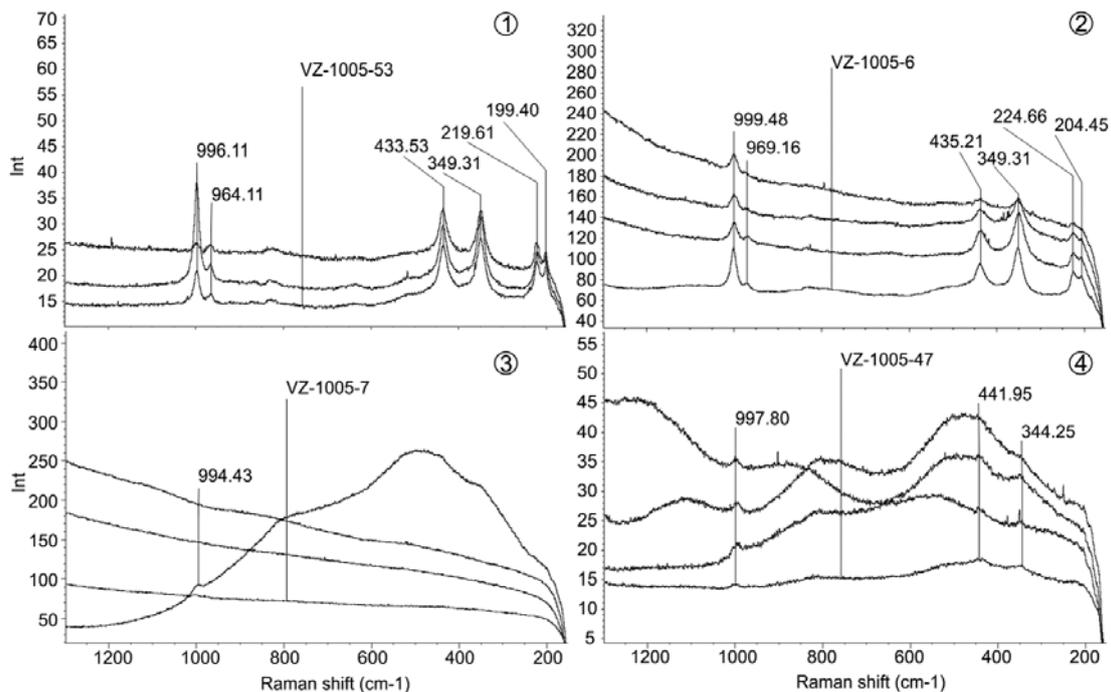


Рис. 9. Некоторые типы рамановских спектров в отдельных зернах цирконов. Пояснения в тексте

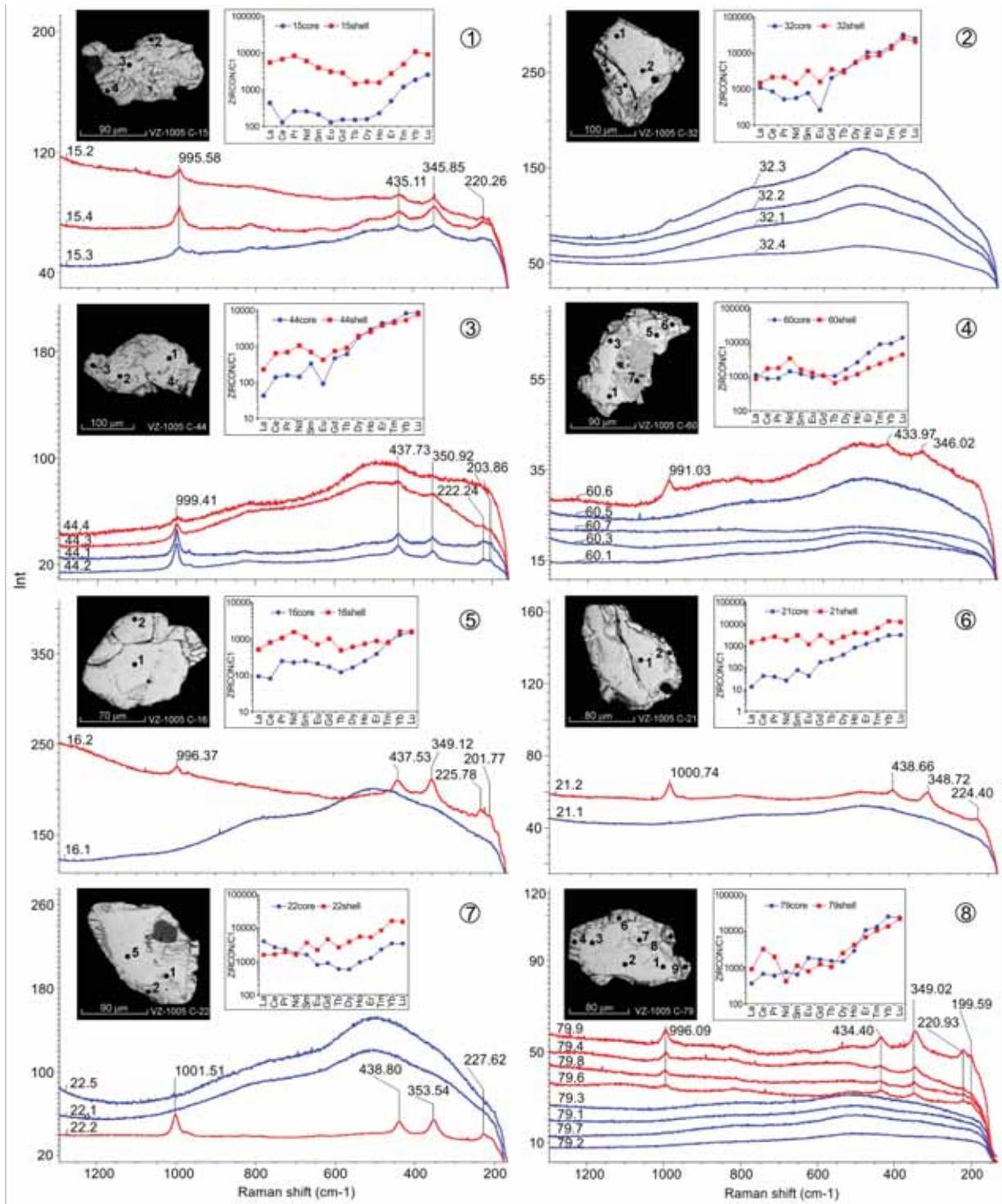


Рис. 10. Рамановские спектры и нормированные по хондриту C1 распределения REE в ядрах и оболочках зерен циркона-1. Пояснения в тексте

при наличии выраженных пиков отмечается их сдвиг в меньшую сторону от стандартных положений – 1008, 439, 439, 357, 225 и 222 cm^{-1} . Это является устойчивым свойством цирконов-1 и, как будет показано ниже, цирконов-2. В распределениях REE в ядрах и оболочках индивидуальных зерен циркона-1 отсутствуют

четкие соотношения, т. е. оболочки могут быть обогащены всеми редкоземельными элементами, либо только легкими, либо средними и тяжелыми лантаноидами. Причину этого, скорее всего, надо искать в том, что ядра цирконов-1 крайне гетерогенны, и определенные с помощью лазерной абляции содержа-

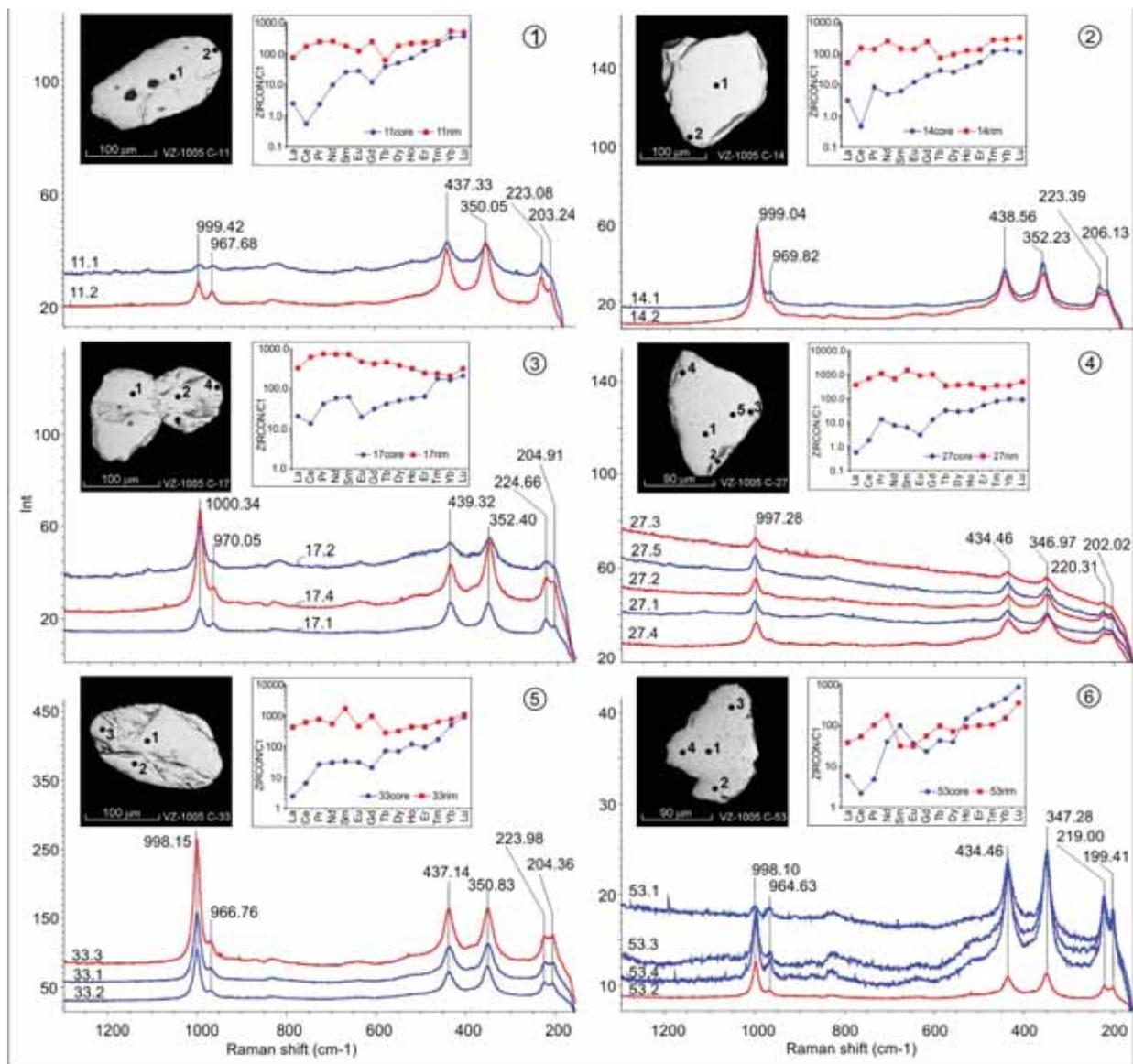


Рис. 11. Рамановские спектры и нормированные по хондриту C1 распределения REE в ядерных и внешних частях зерен циркона-2. Пояснения в тексте

ния элементов отражают усредненный результат для площадки диаметром 40–50 мкм.

В зернах циркона-2 все спектры в большинстве случаев отвечают высокой степени кристалличности, определяемой наличием всех стандартных пиков, в том числе и пика 974 cm^{-1} (рис. 11), который отсутствовал в спектрах циркона-1. Конформность спектров, снятых в разных точках большинства зерен, свидетельствует о структурной гомогенности зерен. Некоторым исключением является одно зерно, у которого интенсивность рамановских пиков в оболочке выше, чем в ядерной части (рис. 11, 1). Такая картина, как описано выше, характерна для соотношений спектров в системе «ядро – наростная оболочка» у цирконов-1.

В распределении REE в ядрах и оболочках цирконов-1 наблюдается устойчивая картина роста содержания LREE и, в меньшей мере, MREE в оболочках и фракционированное, но не магматическое (с интенсивным минимумом Ce) распределение в центральной части зерна.

Сравнение результатов изучения рамановских спектров в центре и на периферии зерен в их срезах свидетельствует о принципиально разном строении цирконов-1 и цирконов-2. Для первых типичны аморфные ядра и кристаллические наростные оболочки, для вторых – все зерно представляет кристаллическую структуру без ярко выраженных участков с аморфным строением. Тот факт, что при этом содержания и распределение REE в разных частях зерен циркона-2 резко различаются,

может свидетельствовать о том, что на положение пиков на шкале рамановского сдвига в интервале $100\text{--}1300\text{ см}^{-1}$, кроме REE, могут оказывать влияние и другие элементы, присутствующие в анализируемой области цирконов.

Обсуждение результатов

В проведенном исследовании новым и заслуживающим обсуждения, по мнению авторов, является привлечение методов рамановской спектроскопии для выявления структурной сохранности/нарушенности цирконов двух выделенных типов, что составляет методическую новизну обсуждаемых результатов. Применительно к конкретному объекту исследования – цирконам из амфиболитов с благороднометалльным оруденением, принципиальная новизна исследования основывается на синтезе данных по морфологии, геохимии микроэлементов и рамановским спектрам всех цирконов, позволившим сформулировать комплексную систему дискриминационных признаков для четкого разграничения двух, скорее всего, разновозрастных групп цирконов. Это позволит при последующем изотопно-возрастном датировании построить в полном объеме временную шкалу событий, связанных с изменением среды минералообразования в рудных амфиболитах массива Травяная Губа и положением на ней благороднометаллических процессов.

Многочисленные опубликованные результаты экспериментов и результаты изучения природных цирконов показали, что рамановские спектры этого минерала и его полиморфов могут отражать реакцию решетки на: температурные режимы среды минералообразования; термальные и барические условия термального и шокового метаморфизма; содержание актиноидов – U и Th, лантаноидов и других HFS-элементов; длительность и интенсивность α -облучения, ответственного за метамиктизацию кристаллической решетки циркона и др.

Несомненно, что важнейшее влияние на рамановские спектры как индикаторы степени совершенства кристаллической решетки оказывают радиоактивные U и Th, присутствие и количество которых определяет степень ее метамиктности или аморфности. Многочисленные исследования проведены с целью определить, какая доза α -облучения была необходима, чтобы начался переход от кристаллического состояния циркона к аморфному. Это особенно важно в связи с тем, что метамиктизация может сопровождаться диффузионным выщелачиванием радиогенного свинца и/или его гетерогенным перераспределением. Уста-

новлено, что степень метамиктизации структуры циркона возрастает с его геологическим возрастом, что важно учитывать при изучении U-Th-Pb изотопных систем [White, Ireland, 2013]. Показано, что в магматических цирконах рост степени метамиктизации чаще наблюдается от центра кристалла циркона к периферии параллельно с возрастанием содержания U [Tarassov et al., 2013]. Было обнаружено также, что линия фона на спектрах метаморфических цирконов гораздо ниже и, как правило, горизонтальна, в то время как на спектрах магматических цирконов она располагается выше и наклонена [Bao, Gan, 1996]. Выполненное нами изучение рамановских спектров в обоих типах цирконов показало, что они в значительной мере отражают эту тенденцию. Одновременное присутствие в цирконах-1 участков со спектрами совершенно разного типа отражает гетерогенность их строения и полигенную природу, что, в свою очередь, находит отражение и в микроэлементной геохимии, и в сложной морфологии, и строении зерен.

Особый интерес представляет тот факт, что широко проявленные в цирконах-1 спектры в форме гало с экстремумом на абсциссе в районе 500 см^{-1} с отсутствующими или с резко редуцированными стандартными пиками (рис. 10) являются полными аналогами рамановских спектров, снятых в цирконах из долеритов Тасмании, содержащих 2571–8833 ppm U [White, Ireland, 2013]. Приведенные в этой же работе результаты изучения спектров богатых ураном цирконов из пегматитов (U = 5400–22000 ppm) свидетельствуют о возрастании степени совершенства кристаллической решетки по мере роста в ней содержания урана. Будущий анализ этого, на первый взгляд, парадоксального явления, которое может отражать разную специфику свойств цирконов, кристаллизовавшихся в богатых летучими кислотами, с одной стороны, и в основных породах, с другой, сможет сыграть важную роль при изучении древних детритовых цирконов для идентификации возможных их полигенных источников.

Приводимые в литературе данные по содержанию REE и рамановским спектрам в цирконах и из земных пород, и из лунной кварц-монцодиоритовой брекчии свидетельствуют о том, что в спектрах богатых REE цирконов пики сдвинуты в сторону более низких значений на несколько единиц относительно как стандартных пиков $1008, 439, 357$ и 225 см^{-1} , так и относительно соответствующих пиков в спектрах бедных REE цирконов [Wopenka et al., 1996; Tarassov et al., 2013]. Поскольку очень часто проявлена

Таблица 4. Коэффициенты парной корреляции (R) рамановского сдвига стандартных пиков спектров цирконов из рудных амфиболитов массива Травяная Губа и содержаний в них «формульных» и «неформульных» микроэлементов. Жирным курсивом выделены $R > R_{cr} = 0,22$

«Формульные»	1000	440	350	«Неформульные»	1000	440	350
U	-0,27	0,14	-0,10	Pb	-0,36	-0,11	-0,11
Ti	-0,07	-0,24	-0,06	Co	-0,31	-0,39	-0,24
Nb	-0,04	-0,21	-0,06	Au	-0,26	-0,21	-0,02
ΣLREE	-0,29	-0,04	-0,13	Mo	-0,23	-0,26	-0,23
ΣMREE	-0,11	0,03	0,09	Ba	-0,23	-0,12	-0,11
ΣHREE	0,02	0,18	0,13	Li	-0,13	-0,23	-0,01
Hf	-0,07	0,00	0,04	Cd	0,16	0,40	0,05
Th	-0,19	0,10	0,06	Ag	0,16	0,23	0,25

сильная корреляция содержания REE с содержанием U, Th и других HFSE, влияние этих элементов на положение пиков в рамановских спектрах оказывается аналогичным. В нашем случае все пики, снятые в цирконах обеих групп, сдвинуты по абсциссе в сторону меньших значений рамановского смещения относительно стандартных пиков.

Более детальная картина возможного влияния присутствия в цирконах разных элементов и их групп на рамановский сдвиг стандартных пиков 1008, 439 и 357 cm^{-1} представлена в табл. 4, из которой следует, что все элементы, за исключением Cd, Ag и, возможно, группы HREE смещают пики в сторону меньших значений рамановского сдвига. Не исключено, что именно присутствие многих элементов с однонаправленным влиянием на величину смещения пиков относительно стандартных положений обуславливает высокое значение такого смещения даже при относительно низких содержаниях U и REE, как это имеет место, например, в цирконах-1.

Заключение

Изучение комплексом локальных методов морфологии, прецизионной геохимии и рамановских спектров гетерогенных и полигенных зерен цирконов из основных пород – рудных (Pt-Pd-Au) амфиболитов в базит-гипербазитовом массиве Травяная Губа, позволило более полно охарактеризовать две группы представленных в них цирконов, различающихся по морфологии, по содержанию U, REE и ряда других микроэлементов и, возможно, по возрасту. За счет специально разработанных приемов впервые выполнено раздельное изучение внутренних частей в срезах зерен и наружных более поздних обрастаний или оболочек двух морфотипов цирконов методом LA-ICP-MS. Анализ рамановских спектров показал, что среди высокоурановых зерен циркона-1 обнаруживаются как зерна с высокой степенью сохранности кристаллической решетки, так и аморфные метамиктизированные

зерна и зерна с широкими вариациями типов спектров в пределах одного зерна. Это связано с неравномерным распределением элементов, главным образом, урана и тория, обусловленное ранее детально описанным гидротермальным изменением центральных частей циркона-1, предшествующим их обрастанию новой генерацией циркона [Кожевников, Земцов, 2014]. Низкоурановые зерна циркона-2 характеризуются однородным строением кристаллической решетки без участков ее радиационного нарушения. Показано, что на положение пиков на шкале рамановского смещения может оказываться коллективное влияние большинства элементов, а не только U, Th и REE. Комплексный анализ морфологии, микроэлементной геохимии и состояния кристаллической решетки внешних и внутренних частей гетерогенных и полигенных зерен цирконов может быть эффективным механизмом для реконструкции полистадийных петрологических и рудогенных процессов.

Исследования выполнены в рамках бюджетного финансирования по теме плана НИР института геологии № 201 «Временные и региональные закономерности формирования и развития минеральных, геохимических и биологических систем в Карельском регионе: фундаментальный и инновационный аспекты».

Авторы глубоко признательны сотрудницам лаборатории технологической минералогии института за качественное выделение цирконов и подготовку препаратов для последующего анализа, и ведущим физикам аналитической лаборатории института: А. С. Парамонову за исследование геохимии цирконов методом LA-ICP-MS, А. Н. Сафронову и А. Н. Терновому за исследование цирконов на энергодисперсионном анализаторе и В. А. Колодею за консультацию по рамановской спектроскопии.

Большой благодарности заслуживает О. Л. Кожевникова, выполнившая статистическую обработку аналитических данных и подготовку графического материала к опубликованию.

Литература

Кожевников В. Н., Земцов В. А. Гидротермальные цирконы из рудных амфиболитов массива Травяная Губа, Северная Карелия // Труды КарНЦ РАН. 2014. № 1. С. 76–89.

Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.

Кулешевич Л. В., Земцов В. А. Минералогия благороднометалльных ильменит-титаномagnetитовых руд проявления Травяная Губа (Северная Карелия) // Записки РМО. 2009. № 5. С. 51–62.

Кулешевич Л. В., Земцов В. А., Слюсарев В. Д. Минералогия и локализация благороднометалльного оруденения в Северной Карелии по геолого-геофизическим данным // Геология и минерагения Кольского региона. Труды Всерос. (с междунар. участием) науч. конф. и IV Ферсмановской научной сессии, посвященных 90-летию со дня рождения акад. А. В. Сидоренко и д. г.-м. н. И. В. Белькова. Апатиты, 4–6 июня 2007 г. Апатиты: К & М, 2007. С. 105–109.

Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Книга 1. Горючие полезные ископаемые. Металлические полезные ископаемые / Отв. ред. В. П. Михайлов и В. Н. Аминов. Петрозаводск: Карелия, 2006. 277 с.

Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Цирконовая хронометрия полиметаморфизма (на примере Западной тектонической зоны Урала и полуострова Канин) // Теория, история, философия и практика минералогии: материалы Международного минералогического семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 21–25.

Пыстина Ю. И., Пыстин А. М., Потапов И. Л. Морфологические особенности цирконов как критерий физико-химических условий метаморфизма (на примере гнейсовых комплексов Урала) // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными: материалы XIV Междунар. конф. Часть 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 138–139.

Светов С. А., Степанова А. В., Чаженгина С. Ю., Светова Е. Н., Рыбникова З. П., Михайлова А. И., Парамонов А. С., Утицына В. Л., Эхова М. В., Колодей В. С. Прецизионный геохимический (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Труды КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 54–73.

Степанов В. С., Карпова А. К. Рудные вебстериты губы Травяной // Геология и рудогенез докембрия Карелии. Петрозаводск: КарНЦ АН СССР, 1991. С. 38–42.

Степанов В. С. Благороднометалльное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. Вып. 4. С. 54–62.

Bao X., Gan X. The mineralogy of two groups of zircons from plagioclase amphibolite of Mayuan group in northern Fujian // Acta Petrologica et Mineralogica. 1966. Vol. 15, No 1. P. 73–79.

Ballard J. R., Palin M. J., Campbell I. H. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of

northern Chile // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. Vol. 144. P. 347–364.

Claoué-Long J. C., King R. W., Kerrich R. Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. Vol. 98. P. 109–128.

Dawson P., Hargreave M. M., Wilkinson G. R. The vibrational spectrum of zircon (ZrSiO₄) // J. Phys. C: Solid St. Phys., 1971. Vol. 4. P. 240–256.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Reequilibration of zircon in aqueous fluids and melts // Elements. 2007. No 3. P. 43–50.

Guo H., Du Y. S., Yang J. H., Guo L. U-Pb geochronology of hydrothermal zircon from the Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation on the northern margin of the North China Block and its geological implications // Science China - Earth Sciences. 2011. Vol. 54, No 11. P. 1675–1685.

Hay D. C., Dempster. Zircon behaviour during low-temperature metamorphism // Journal Petrology. 2009. Vol. 50, iss. 4. P. 571–589.

Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2005. Vol. 69. P. 637–648.

Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis / In J. Hanchar, P. W. O. Hoskin (Eds.) Zircon // Mineralogical Society of America and Geochemical Society Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 27–62.

Kebede T., Horie K., Hidaka H., Terada K. Zircon 'microvein' in peralkaline granitic gneiss, western Ethiopia: origin, SHRIMP U-Pb geochronology and trace element investigations // Chemical Geology. 2007. Vol. 242. P. 76–102.

Kerrich R., Kyser T. K. 100 Ma timing paradox of Archean gold, Abitibi Greenstone Belt (Canada): new evidence from U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons // Geology. 1994. Vol. 22. P. 1131–1134.

Kuleshevich L. V., Zemtsov V. A. Early Paleoproterozoic intrusive magmatism and noble metal mineralization of the Travyanaya Guba occurrence in the Belomorian fold belt // Book of abstracts to 34 the 2-nd Inter. Conference on "Precambrian Continental Growth and Tectonism", Bundelkhand U., Jhansi, India, February 2009. P. 172–173.

McDonough W. F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. P. 223–254.

Mernagh T. P., Lawrie K. C., Belousova E. A., van Acherbergh E., Ryan C. G. The identification of hydrothermal zircons in mineral deposits // Eugen Stumpfl Memorial Symposium-Poster Abstracts SEG 2004 Predictive Mineral Discovery Under Cover. P. 444–447.

Nasdala L., Irmer G. and Wolf D. The degree of metamictization in zircon: a Raman spectroscopic study // European Journal of Mineralogy. 1995. Vol. 7. P. 471–478.

Nasdala L., Zhang M., Kempe U., Panczer G., Gafit M., Andrut M., Plotze M. Spectroscopic methods applied to zircon / In: Zircon J. M. Hanchar, P. W. O. Hoskin (Eds.) // Rev. Mineral. Geochem., 53, Mineral. Soc. Am., 2003. P. 427–467.

Peucat J. J., Bernard-Griffiths J., Gil Ibarra J. I., Dallmeyer R. D., Menot R. P., Cornichet J., Iglesias Ponce de Leon M. Geochemical and Geochronological cross-section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain) // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 177. P. 263–292.

Rubin J. N., Henry C. D., Price J. G. The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration // *Chem. Geol.* 1993. Vol. 110. P. 29–47.

Tarassov M., Anastasova E., Tarassova E., Abrashev M. Application of electron backscatter diffraction and micro-Raman spectroscopy for characterization of zircon crystallinity // Bulgarian geological society, National Conference with international participation “GEOSCIENCES 2013”.

Vakh A. S., Avchenko O. V., Sergeev S. A., Presnyakov S. L. The first U-Pb data (SHRIMP-II) on the age of zircons from granitoids and ore-bearing rocks of the Berezitovoe gold- polymetallic deposit // *Doklady Earth Sciences*. 2011. Vol. 438, iss. 2. P. 819–824.

von Quadt A., Erni M., Martinek K., Moll M., Peytcheva I., Heinrich C. A. Zircon crystallization and the lifetimes of ore-forming magmatic-hydrothermal systems // *Geology*. 2011. Vol. 39, No 8. P. 731–734.

White L., Ireland T. High-uranium matrix effect in SHRIMP U/Pb measurements of zircon // Poster William Smith Isotope Meeting 3, 2013, Australian national University.

Wopenka B., Jolliff B. L., Zinner E., Kremser D. T. Trace element zoning and incipient metamictization in a lunar zircon: Application of three microprobe techniques // *American Mineralogist*. 1996. Vol. 81. P. 902–912.

Zhenyu H., Xisheng X., Haibo Z., Xudong W., Yao Y. Geochronology, petrogenesis and metallogeny of Piaotang granitoids in the tungsten deposit region of South China // *Geochemical Journal*. 2010. Vol. 44. P. 299–313.

Поступила в редакцию 01.04.2015

References

Kozhevnikov V. N., Zemtsov V. A. Gidrotermal'nye tsirkony iz rudnykh amfibolitov massiva Travyanaya Guba, Severnaya Kareliya [Hydrothermal zircons from ore amphibolites of the Travyanaya Guba massif, North Karelia]. *Trudy KarNTs RAN [Proceedings of KarRC RAS]*. 2014. No 1. P. 76–89.

Krasnobaev A. A. Tsirkon kak indikator geologicheskikh protsessov [Zircon as an indicator of geological processes]. Moscow: Nauka, 1986. 152 p.

Kuleshevich L. V., Zemtsov V. A. Mineralogiya blagorodnometall'nykh il'menit-titanomagnetitovykh rud proyavleniya Travyanaya Guba (Severnaya Kareliya) [Mineralogy of noble metal ilmenite-titanium-magnetite ores in the Travyanaya Guba occurrence, Northern Karelia]. *Zapiski RMO*. 2009. No 5. P. 51–62.

Kuleshevich L. V., Zemtsov V. A., Slyusarev V. D. Mineralogiya i lokalizatsiya blagorodnometall'nogo orudneniya v Severnoi Karelii po geologo-geofizicheskim dannym [Mineralogy and localization of the precious metal mineralization in the Northern Karelia based on the geological and geophysical data]. *Geologiya i minerageniya Kol'skogo regiona: Trudy Vserossiiskoi (s mezhdunarodnym uchastiem) nauchnoi konferentsii i IV Fersmanovskoi nauchnoi sessii, posvyashchennykh 90-letiyu so dnya rozhdeniya akad. A. V. Sidorenko i d. g.-m. n. I. V. Bel'kova. Apatity, 4–6 iyunya 2007 g. [Proceedings of the All-Russian scientific conference with international participation and the IV Fersman scientific session “Geology and mineralogeny of the Kola region”, dedicated to the 90th anniversary of academician A. V. Sidorenko and DSc (geol.) I. V. Belkov, Apatity, June 4–6, 2007]*. Apatity: K & M, 2007. P. 105–109.

Mineral'no-syr'evaya baza Respubliki Kareliya. Kniga 1. Goryuchie poleznye iskopaemye. Metallicheskie poleznye iskopaemye [Mineral resources

of the Republic of Karelia. Book 1. Fossil Fuels. Metallic mineral resources]. Eds. V. P. Mikhailov, V. N. Aminov. Petrozavodsk: Kareliya, 2006. 277 p.

Pystin A. M., Pystina Yu. I. Tsirkonovaya khronometriya polimetamorfizma (na primere Zapadnoi tektonicheskoi zony Urala i poluostrova Kanin) [Chronometry of polymetamorphic zircon (case study of the Western tectonic zone of the Urals and Kanin Peninsula)]. *Teoriya, istoriya, filosofiya i praktika mineralogii: materialy Mezhdunarodnogo mineralogicheskogo seminar [Theory, history, philosophy and practice of mineralogy: proceedings of the international mineralogical seminar]*. Syktyvkar: Geoprint, 2006. P. 21–25.

Pystina Yu. I., Pystin A. M., Potapov I. L. Morfologicheskie osobennosti tsirkonov kak kriterii fiziko-khimicheskikh uslovii metamorfizma (na primere gneisovykh kompleksov Urala) [Morphological features of zircons as physico-chemical condition of metamorphism (case study of gneiss complexes in the Urals)]. *Svyaz' poverkhnostnykh struktur zemnoi kory s glubinnymi: materialy XIV mezhdunarodnoi konferentsii. Chast' 2 [Relationship between the surface and deep structures of the earth's crust: proceedings of the XIV international conference. Part 2]*. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2008. P. 138–139.

Svetov S. A., Stepanova A. V., Chazhengina S. Yu., Svetova E. N., Rybnikova Z. P., Mikhailova A. I., Paramonov A. S., Utitsyna V. L., Ekhovala M. V., Kolodei V. S. Pretsizionnyi geokhimicheskii (ICP-MS, LA-ICP-MS) analiz sostava gornykh porod i mineralov: metodika i otsenka tochnosti rezul'tatov na primere rannedokembriiskikh mafitovykh kompleksov [Precision geochemical (ICP-MS, LA-ICP-MS) analysis of rock and mineral composition: method and accuracy estimation in the case study of the early precambrian mafic complex]. *Trudy KarNTs RAN [Proceedings of KarRC RAS]*. 2015. No 7. P. 54–73.

Stepanov V. S., Karpova A. K. Rudnye vebsterity guby Travyanoi [Ore websterites of the Travyanay Guba]. *Geologiya i rudogenez dokembriya Karelii* [Geology and ore genesis in the Precambrian of Karelia]. Petrozavodsk: Karel'skii nauchnyi tsentr AN SSSR, 1991. P. 38–42.

Stepanov V. S. Blagorodnometall'noe rudoproyavlenie Travyanaya Guba i vozmozhnaya geneticheskaya svyaz' ego s kompleksom gabbro-anortozitov Zapadnogo Belomor'ya [Precious metal mineralization of the Travyanaya Guba and its possible genetic connection with gabbro-anorthosite complex in the Western White Sea]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2001. Iss 4. P. 54–62.

Bao X., Gan X. The minerageny of two groups of zircons from plagioclase amphibolite of Mayuan group in northern Fujian. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 1966. Vol. 15, No 1. P. 73–79.

Ballard J. R., Palin M. J., Campbell I. H. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. Vol. 144. P. 347–364.

Claouy-Long J. C., King R. W., Kerrich R. Archaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 98. P. 109–128.

Dawson P., Hargreave M. M., Wilkinson G. R. The vibrational spectrum of zircon (ZrSiO₄). *J. Phys. C: Solid St. Phys.*, 1971. Vol. 4. P. 240–256.

Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F. Reequilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements*. 2007. No 3. P. 43–50.

Guo H., Du Y. S., Yang J. H., Guo L. U-Pb geochronology of hydrothermal zircon from the Mesoproterozoic Gaoyuzhuang Formation on the northern margin of the North China Block and its geological implications // *Science China - Earth Sciences*. 2011. Vol. 54, No 11. P. 1675–1685.

Hay D. C., Dempster. Zircon behaviour during low-temperature metamorphism // *Journal Petrology*. 2009. Vol. 50, iss. 4. P. 571–589.

Hoskin P. W. O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. Vol. 69. P. 637–648.

Hoskin P. W. O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis / In J. Hanchar, P. W. O. Hoskin (Eds.) *Zircon // Mineralogical Society of America and Geochemical Society Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. Vol. 53. P. 27–62.

Kebede T., Horie K., Hidaka H., Terada K. Zircon 'microvein' in peralkaline granitic gneiss, western Ethiopia: origin, SHRIMP U-Pb geochronology and trace element investigations // *Chemical Geology*. 2007. Vol. 242. P. 76–102.

Kerrich R., Kyser T. K. 100 Ma timing paradox of Archean gold, Abitibi Greenstone Belt (Canada): new evidence from U-Pb and Pb-Pb evaporation ages of hydrothermal zircons // *Geology*. 1994. Vol. 22. P. 1131–1134.

Kuleshevich L. V., Zemtsov V. A. Early Paleoproterozoic intrusive magmatism and noble metal mineralization of the Travyanaya Guba occurrence in the Belomorian fold belt. Book of abstracts to 34 the 2-nd Inter. Conference on "Precambrian Continental Growth and Tectonism", Bundelkhand U., Jhansi, India, February 2009. P. 172–173.

McDonough W. F., Sun S.-s. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 1995. Vol. 120. P. 223–254.

Mernagh T. P., Lawrie K. C., Belousova E. A., van Achterbergh E., Ryan C. G. The identification of hydrothermal zircons in mineral deposits. Eugen Stumpfl Memorial Symposium- Poster Abstracts SEG 2004 Predictive Mineral Discovery Under Cover. P. 444–447.

Nasdala L., Irmer G., Wolf D. The degree of metamictization in zircon: a Raman spectroscopic study // *European Journal of Mineralogy*. 1995. Vol. 7. P. 471–478.

Nasdala L., Zhang M., Kempe U., Panczer G., Gaft M., Andrut M., Plotze M. Spectroscopic methods applied to zircon. In: J. M. Zircon Hanchar, P. W. O. Hoskin (Eds.) // *Rev. Mineral. Geochem.*, 53, Mineral. Soc. Am. 2003. P. 427–467.

Peucat J. J., Bernard-Griffiths J., Gil Ibarguchi J. I., Dallmeyer R. D., Menot R. P., Cornichet J., Iglesias Ponce de Leon M. Geochemical and Geochronological cross-section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain) // *Tectonophysics*. 1990. Vol. 177. P. 263–292.

Rubin J. N., Henry C. D., Price J. G. The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration // *Chem. Geol.* 1993. Vol. 110. P. 29–47.

Tarassov M., Anastasova E., Tarassova E., Abrashev M. Application of electron backscatter diffraction and micro-Raman spectroscopy for characterization of zircon crystallinity. Bulgarian geological society, National Conference with international participation "GEOSCIENCES 2013".

Vakh A. S., Avchenko O. V., Sergeev S. A., Presnyakov S. L. The first U-Pb data (SHRIMP-II) on the age of zircons from granitoids and ore-bearing rocks of the Berezitovoe gold- polymetallic deposit. *Doklady Earth Sciences*. 2011. Vol. 438, iss. 2. P. 819–824.

von Quadt A., Erni M., Martinek K., Moll M., Peytcheva I., Heinrich C. A. Zircon crystallization and the lifetimes of ore-forming magmatic-hydrothermal systems // *Geology*. 2011. Vol. 39, No 8. P. 731–734.

White L., Ireland T. High-uranium matrix effect in SHRIMP U/Pb measurements of zircon. Poster William Smith Isotope Meeting 3, 2013, Australian national University.

Wopenka B., Jolliff B. L., Zinner E., Kremser D. T. Trace element zoning and incipient metamictization in a lunar zircon: Application of three microprobe techniques // *American Mineralogist*. 1996. Vol. 81. P. 902–912.

Zhenyu H., Xisheng X., Haibo Z., Xudong W., Yao Y. Geochronology, petrogenesis and metallogeny of Piaotang granitoids in the tungsten deposit region of South China // *Geochemical Journal*. 2010. Vol. 44. P. 299–313.

Received April 01, 2015

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Кожевников Владимир Николаевич

зав. лаб. региональной геологии и геодинамики, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: kozhevnikov@igkrc.ru
тел.: 89218000320

Ивашевская Светлана Николаевна

научный сотрудник, к. ф.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Россия, 185910
эл. почта: ivashevskaja@yahoo.com

Кевлич Владимир Иванович

зав. лаб. технологической минералогии и обработки камня,
к. т. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Россия, 185910

CONTRIBUTORS:

Kozhevnikov, Vladimir

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian
Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: kozhevnikov@igkrc.ru
tel.: 89218000320

Ivashevskaya, Svetlana

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian
Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: ivashevskaja@yahoo.com

Kevlich, Vladimir

Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian
Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia

УДК 550.84:543.42.061:552.31

ПРЕЦИЗИОННЫЙ (ICP-MS, LA-ICP-MS) АНАЛИЗ СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ: МЕТОДИКА И ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ РЕЗУЛЬТАТОВ НА ПРИМЕРЕ РАННЕДОКЕМБРИЙСКИХ МАФИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

С. А. Светов, А. В. Степанова, С. Ю. Чаженгина, Е. Н. Светова, З. П. Рыбникова, А. И. Михайлова, А. С. Парамонов, В. Л. Утицына, М. В. Эхова, В. С. Колодей

Институт геологии Карельского научного центра РАН

В статье обсуждается методика масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на примере анализа результатов изучения докембрийских мафитов и ультрамафитов восточной части Фенноскандинавского щита и слагающих их минералов. Показана возможность измерения валового состава проб, как с использованием химического разложения образцов, так и с применением локального лазерного пробоотбора (LA-ICP-MS). Качество анализа (точность и воспроизводимость) оценено с использованием российских и международных стандартных образцов горных пород и внутрилабораторных (*in house*) контрольных образцов. Приведен состав и результаты измерений внутрилабораторных стандартов C-1412, KN1 и KK1. Изучено влияние режимов лазерного испарения на точность и воспроизводимость результатов определения содержаний химических элементов при LA-ICP-MS анализе эталонных образцов, минералов и горных пород. Показано, что чувствительность метода зависит не только от физико-химических свойств природных объектов (температура плавления, летучесть), но и от применяемой методики лазерной абляции.

Ключевые слова: масс-спектрометрия, индуктивно связанная плазма, лазерная абляция, качество химического анализа.

S. A. Svetov, A. V. Stepanova, S. Y. Chzhengina, E. N. Svetova, Z. P. Rybnikova, A. I. Mikhailova, A. S. Paramonov, V. L. Utitsyna, M. V. Ekhoval, B. S. Kolodey. PRECISION GEOCHEMICAL (ICP-MS, LA-ICP-MS) ANALYSIS OF ROCK AND MINERAL COMPOSITION: THE METHOD AND ACCURACY ESTIMATION IN THE CASE STUDY OF EARLY PRECAMBRIAN MAFIC COMPLEXES

The application of inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) is discussed in the case study of Precambrian mafic and ultramafic rocks of eastern Fennoscandian shield and their mineral components. Determination of bulk probe sample composition is reported to be possible using both the chemical digestion of samples and *in situ* laser ablation (LA-ICP-MS). The accuracy of the analyses was monitored by analyzing the USGS standard BHVO-2, Russian standard SGD-1A, and in-house reference materials. The composition and measurement results of in-house reference materials C-1412, KN1 and KK1 are presented. The effect of ablation modes on the accuracy and reproducibility of LA-ICP-MS elemental concentration analysis was

explored for standards, minerals and rocks. The sensitivity of the method is indicated to depend not only on the physicochemical properties of the samples (melting temperature, volatility), but also on the ablation mode and analysis procedure.

Key words: mass spectrometry, inductively coupled plasma, laser ablation, quality of chemical analysis.

Введение

Прецизионные методы анализа вещества лежат в основе новых знаний в широком ряду фундаментальных и прикладных геологических исследований. Появившаяся возможность изучать распределение редких и редкоземельных элементов в осадочных и магматических породах позволила еще в 1964 году [Taylor, 1964] определить тип источников осадочного материала формирующего верхнюю континентальную кору и предложить глобальные эволюционные модели формирования литосферы. С этого времени петрология, осадочная геология, минералогия получили новый, высокоточный инструмент анализа – масс-спектрометрию, результаты применения которого позволили решать как локальные научные задачи, так и разрабатывать глобальные эволюционные модели формирования современной Земли, планет Солнечной системы [Тейлор, Мак-Леннан, 1988].

Применение прецизионных методов анализа вещества при изучении раннедокембрийских магматических ассоциаций дает уникальную возможность систематики и генетического анализа комплексов, формирующих древнейшие образования Земли, такие как зеленокаменные и гранулит-гнейсовые области архейских кратонов, полиметаморфические складчатые пояса, позволяя получать информацию о процессах эволюции Земли на ранних стадиях ее развития [Santosh et al., 2013; Hoffmann et al., 2014; Huang et al., 2014; Kröner et al., 2014; Furnes et al., 2015].

В настоящее время уровень проводимых фундаментальных и прикладных исследований во многом определяется состоянием аналитической лабораторной базы, а именно, наличием современного оборудования и апробированных и сертифицированных методик, позволяющих получать корректные результаты.

Наиболее востребованным в геологии является прецизионный метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS), позволяющий определять в пробах низкие концентрации рассеянных элементов. Недостатком данного метода является невозможность прямого анализа вещества и необходимость прове-

дения затратных, по ресурсам и времени, процедур пробоподготовки.

Появление в последние годы метода локального лазерного пробоотбора для масс-спектрометров (LA-ICP-MS) позволили, исключив стадию химической подготовки проб, выполнять прямой анализ твердых минеральных объектов с реальным размером области изучения состава 20–40 мкм. Методика локального опробования в масс-спектрометрии, ее плюсы и минусы, детально описаны во многих работах [Jarvis, Williams, 1993; Jackson, 2001, 2008; Адамович, Палесский, 2010; Вотяков, Адамович, 2011]. Однако главная проблема данного вида анализа – зависимость результатов от гомогенности/гетерогенности (наличия минеральных и газовой-жидких микровключений) изучаемого объекта, что может вызывать существенное искажение получаемых результатов и затруднять их интерпретацию. Кроме того, до сих пор не решена проблема стандартных образцов микрогомогенного состава, со свойствами, максимально близкими к изучаемым природным объектам.

Вместе с тем, несмотря на существующие проблемы, масс-спектрометрия становится надежной аналитической основой геологических работ, что приводит к существенному развитию не только аппаратной базы, но и методик аналитических исследований. Именно прецизионность метода ICP-MS, постановка и апробация его в конкретной лаборатории, направленной на изучение определенного вида природных или синтетических материалов, требует решения ряда прикладных задач для обеспечения точности и воспроизводимости результатов.

Цель данной работы – анализ особенностей подготовки природных объектов (пород и минералов) к геохимическому анализу валового состава проб и оценка достоверности получаемых результатов на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo Fisher Scientific) в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН. Кроме того, в статье представлены методические подходы к подготовке объектов и результаты локального редкоэлементного анализа твердых образцов с применением лазерного пробоотбора (LA-ICP-MS). Важно отметить, что несмотря на широкое

использование результатов измерений состава образцов методами ICP-MS и LA-ICP-MS, получаемых в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН, количественная оценка качества получаемых результатов ранее не проводилась. Данная работа призвана заполнить этот пробел.

В данном исследовании сделан акцент на анализе результатов изучения мафитовых и ультрамафитовых пород (и их минеральных агрегатов) из различных докембрийских комплексов Карельского кратона, при этом анализ составов прочих горных пород, анализируемых в лаборатории, а также качество получаемых результатов (по имеющимся в нашем распоряжении данным) имеет сопоставимую точность и воспроизводимость измерений.

При подготовке данной статьи были проанализированы результаты измерения аттестованных стандартов и внутрилабораторных стандартных образцов в течение последних двух лет, а также результаты изучения докембрийских метаморфизованных вулканических пород (коматиитов, пикритов, базальтов) Карельского кратона, Кольского полуострова и их минеральных агрегатов: магнетита, хромита, частично описанных ранее в следующих работах: [Светов и др., 2011; Светов, 2013; Светов, Голубев, 2013; Степанова и др., 2014; Stepanova et al., 2014, 2015]. Предварительно методика LA-ICP-MS анализа минералов отрабатывалась при изучении кварца, пирита, цирконов, карбонатов и доломитов [Светова и др., 2011, 2012; Седаева и др., 2013; Кожевников, Земцов, 2014].

Представленные в статье данные позволяют оценить точность и воспроизводимость анализа на примере изучения редкоземельного состава мезоархейских коматиитовых лав (Хаутаваарской и Койкарской) структур Карельского кратона [Светов, 2005] методом ICP-MS, вариолитовых лав пикробазальтов суйсарского комплекса Онежской структуры [Светов, 2013; Светов, Голубев, 2013] и пикритов Печенги [Смолякин, Светов, 1999; Светов и др., 2011] методом локального LA-ICP-MS анализа. Проблемы изучения минеральных фаз в данной статье рассмотрены на основе анализа редкоземельного состава шпинелидов в мезоархейских коматиитов Койкарской структуры.

I - прецизионный валовый анализ химического состава горных пород (ICP-MS): методика и точность результатов

В большинстве случаев изучение валового химического и редкоземельного (ICP-MS) состава образцов предваряет изучение их редкоэлементной геохимии локальными методами. Применяемые для анализа мафитов и ультра-

мафитов методы вскрытия образцов, условия и качество измерений приведены ниже.

Анализ концентраций рассеянных элементов в горных породах методом ICP-MS в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ проводится по адаптированной методике, разработанной с учетом методических процедур [Карандашев и др., 2007], которая сводится к следующим этапам:

Образцы проходят тщательную предварительную подготовку с контролем качества истирания для обеспечения гомогенности разлагаемого образца. Разложение образцов горных пород проводится путем кислотного вскрытия в открытой системе. В аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН при разложении используются особо чистые кислоты (ОСЧ), дополнительно очищенные путем перегонки в системе «PTFE/PFASubboilingEcolR», и деионизированная вода. Деионизация воды проводится с применением деионизатора серии «Водолей» производства НПП Химэлектроника. Качество полученной воды контролируется по параметрам удельной электропроводности и водородному показателю (pH).

При разложении образцы группируются по 7–10 шт. Для анализа используются навески массой 100 мг. Массы используемых навесок, масса переведенных проб, масса аликвоты при разбавлении пробы, масса аликвоты внутреннего стандарта с точностью до 4 знака фиксируются в электронных таблицах и используются в последующих расчетах.

Вместе с анализируемыми образцами выполняется разложение холостых проб и одного стандартного образца. При разложении пробы группируются таким образом, чтобы химический состав используемого стандарта был максимально близок к составам анализируемых пород. В случае, если такая группировка невозможна, используется несколько стандартных образцов.

На аналитических весах взвешивают навески анализируемых и стандартных образцов массой по 100 мг. Образцы помещают в тефлоновые стаканы объемом 50 мл, смачивают 0,2 мл деионизированной воды. В стаканы дозаторами отмеряют 0,5 мл концентрированной хлорной кислоты (70 % HClO₄, ОСЧ); 0,5 мл концентрированной азотной кислоты (65 % HNO₃, ОСЧ ГОСТ 11125-84, дополнительно очищенная); 3,0 мл фтористоводородной кислоты (40 % HF, ОСЧ, ТУ 6-09-3401-88); 0,1 мл раствора ¹⁶¹Du с концентрацией 8 мкг/л. Ду добавляется для контроля химического выхода при проведении процедуры разложения образцов согласно методике [Карандашев и др., 2007].

Тефлоновые стаканы закрываются тефлоновыми крышками (типа «часовое стекло»), доводятся до кипения и прогреваются в течение

30 мин. Затем крышки снимаются, обмываются из дозатора 0,5 мл деионизированной воды. Растворы упариваются до появления интенсивных белых паров. Затем стаканы снимаются с плитки, стенки стаканов обмываются деионизированной водой (2–4 мл) и упариваются до влажных солей. В каждый стакан дозаторами добавляется по 2 мл соляной кислоты и по 0,2 мл 0,1 М раствора H_3BO_3 (ЧДА). Полученная смесь нагревается до полного растворения солей. Затем стаканы охлаждаются, полученные растворы переносятся в предварительно взвешенные полимерные пробирки, объем полученных растворов доводится до 20 мл, пробирки взвешиваются. Вес пробирок фиксируется в электронной таблице. Полученные растворы разбавляются в 10 раз. Полимерные пробирки объемом 15 мл взвешивают, полученный вес фиксируют в электронной таблице, дозатором в пробирки отмеряют аликвоту полученных растворов объемом 0,5 мл, затем добавляют 0,05 мл раствора In с концентрацией 10 ppm, доводят объем растворов до 10 мл 2 % раствором HNO_3 . После каждой процедуры добавления очередного компонента пробирки взвешивают, вес фиксируют в электронной таблице. Аналогичная процедура проводится и для холостых проб.

В случае неполного разложения образца проводится его повторное разложение в автоклаве. На практике автоклавное разложение применимо в большей степени к образцам кислых горных пород, тогда как мафиты и ультрамафиты успешно разлагаются в открытой системе. Измерения выполняются на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo Fisher Scientific). В лаборатории ведется постоянный контроль параметров микроклимата, влияющих на качество измерений, с записью в соответствующий журнал.

Каждая аналитическая сессия включает в себя стандартные процедуры настройки и стабилизации параметров работы прибора и калибровки с использованием калибровочных растворов (ICP-MS-68A-A и ICP-MS-68A-B, High-purity Standards). Измерение исследуемых образцов, контрольных образцов и холостых образцов выполняется группами по 15–20 шт., с промежуточным измерением калибровочных блоков, что необходимо для фиксации дрейфа чувствительности прибора.

В качестве контрольных образцов в лаборатории используются российские и международные стандартные образцы горных пород СГД-1А, СТ-1, BHVO-2, BIR-1, GSP-2. Оценка качества результатов измерения методом ICP-MS проводилась с использованием результатов анализа стандартных образцов СГД-1А, BHVO-2 и внутри-

лабораторных стандартных образцов, относимых по химическому составу к группе основных-ультраосновных пород (табл. 1). Как показал анализ имеющихся данных, измеренные значения концентраций для данных эталонных образцов характеризуются значениями относительного стандартного отклонения (RSD) от 4,51 до 10 %, для большинства элементов в редких случаях достигая значений, превышающих 20 % (Ta и Pb, табл. 2), и коэффициентами корреляции $R^2 = 0,997$ (рис. 1, табл. 2).

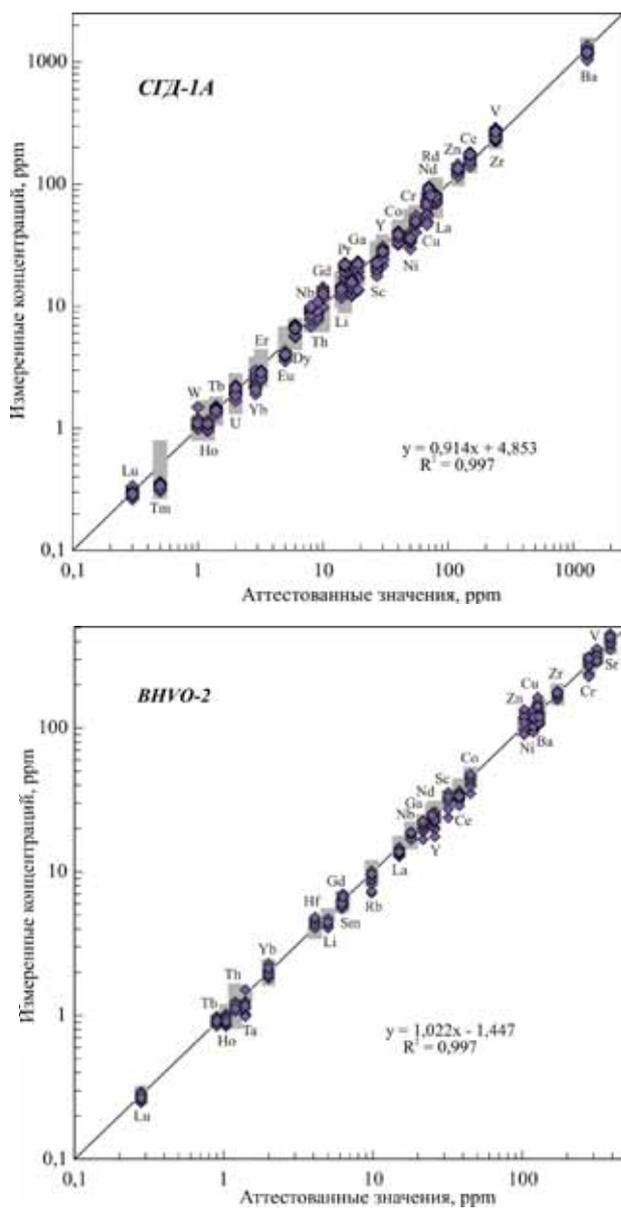


Рис. 1. Результаты тестовых измерений химического состава стандартных образцов СГД-1А (серия из 14 измерений) и BHVO-2 (10 измерений) методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo Fisher Scientific) в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН в 2013–2015 годах. Серые области на диаграммах – аттестованные значения для стандартных образцов

Таблица 1. Химический состав (вес. %) аттестованных стандартов СГД-1А и ВНВО-2 и изученных внутрилабораторных (*in house*) стандартных образцов мафитов

Стандарты	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
ВНВО-2*	49,9	2,73	13,5	12,3		7,23	11,4	2,22	0,52	0,27	100,07
СГД-1А*	46,4	1,71	14,88	11,66	0,17	7,0	10,97	2,82	2,96	1,01	99,58
С-1412	48,02	1,83	13,26	18,74	0,27	5,61	9,68	2,22	0,27	0,10	100,00
КН1	44,21	0,29	5,55	12,91	0,18	31,79	4,93	0,10	0,03	0,02	100,00
КК1	50,81	0,66	14,75	10,29	0,15	13,62	6,49	3,23	0,05	0,01	100,00

Примечание. *Аттестованные стандарты: ВНВО-2 – базальт, Гавайские острова, Геологическая служба США [Wilson, 1998], СГД-1А – эссекситовое габбро [Каталог..., 2009]; Внутрилабораторные стандарты (пересчитаны на безводный остаток): С-1412 – оливинсодержащий долерит о. Талвишари (оз. Пяозеро) [Stepanova et al., 2014]; КН1 – мезоархейский коматиит Хаутаваарской структуры [Светов, 2005]; КК1 – мезоархейский коматиитовый базальт Койкарской структуры [Светов, 2005].

Таблица 2. Результаты измерения химического состава (в ppm) аттестованных стандартов и внутрилабораторного стандартного образца С-1412 методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo Fisher Scientific) в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН в 2013–2015 годах

	ПО, ppm	ВНВО-2	±	Среднее, n=10	RSD, %	СГД-1А	±	Среднее, n=40	RSD, %	С-1412	Среднее, n=28	RSD, %
Li	0,936	5		4,32	4,68	14	3	13,4	6	7,7	7,44	13,3
Be	0,067			0,959	17,0	2	0,4	1,92	5,7	0,5	0,416	18,3
Sc	7,19	32	1	30,3	12,6	27	3	21	8,5	46,6	35,4	14,6
V	63,9	317	11	319	7,21	240	20	262	5,3	464	421	12,7
Cr	8,58	280	19	282	9,91	55	4	47,8	7,6	51,5	43,8	13,8
Co	0,397	45	3	42,3	10,4	40	5	37,1	7	69,4	65,1	9,4
Ni	1,15	119	7	112	10,3	50	5	35,1	7,7	80,1	77,4	8,9
Cu	2,76	127	7	144	6,65	68	7	62,2	12,7	267	256	10,1
Zn	3,65	103	6	113	11,7	120	10	131	8,8	183	159	11,3
Ga	0,012	21,7	0,9	20,1	9,89	19	2	18,3	19,6	21,7	18,8	10,0
Rb	2,08	9,8	1	8,86	10,7	73	4	75,4	6,4	7,6	7,3	11,2
Sr	0,195	389	23	404	8,49	2300	200	2123	10,5	121	115	6,3
Y	0,032	26	2	22,2	11,3	30	4	27,3	8,9	27,9	24,0	9,9
Zr	0,448	172	11	171	4,15	240	20	242	10,4	66,2	70,2	10,6
Nb	0,123	18	2	17,9	4,59	8	1	8,74	10,8	5,8	5,32	7,5
Ba	2,00	130	13	117	6,21	1300	100	1171	10,8	67,8	55,4	8,8
La	0,03	15	1	13,8	4,75	80	20	78,9	4,7	5,1	4,52	6,7
Ce	0,035	38	2	32,8	6,34	150	10	170	5,4	13,3	11,9	4,2
Pr	0,006			4,81	5,34	15	5	19,7	12,1	2	1,80	5,3
Nd	0,023	25	1,8	23,3	6,11	70	10	86,7	8,5	10,1	9,63	6,1
Sm	0,010	6,2	0,4	5,91	4,44	17	1	16	5,8	3,2	2,99	6,7
Eu	0,007			1,96	5,74	5	1	3,98	5,2	1,2	1,08	6,8
Gd	0,006	6,3	0,2	6,38	6,79	10	3	12,6	8,6	4,5	4,17	7,8
Tb	0,004	0,9		0,915	4,57	1,4	0,2	1,44	6,3	0,7	0,683	7,3
Dy	0,026			4,97	5,32	6	1	6,46	7	4,7	4,58	6,7
Ho	0,002	1,04	0,04	0,921	5,73	1,2	0,3	1,08	5,5	1	0,929	6,4
Er	0,001			2,44	5,51	3,2	0,7	2,84	5,2	3	2,78	7,1
Tm	0,004			0,317	7,36	0,5	0,2	0,344	6,9	0,4	0,402	8,1
Yb	0,004	2	0,2	2,01	7,31	2,9	0,5	2,38	16,3	2,9	2,76	7,6
Lu	0,008	0,28	0,01	0,272	5,19	0,3		0,295	8,2	0,4	0,399	7,3
Hf	0,019	4,1	0,3	4,34	5,54			7,08	14,3	2,1	1,97	9,6
Ta	0,043	1,4		1,16	12,6			0,91	27,8	0,4	0,40	39,1
W	0,282			0,277	13,6	1		1,13	12,3			
Pb	0,136			1,86	35,8	17	2	15,0	13	2,6	2,57	22,7
Th	0,014	1,2	0,3	1,14	4,69	9	1	8,67	10,8	0,4	0,429	21,1
U	0,006			0,394	4,30	2	0,5	2,13	11,4	0,1	0,101	10,3

Примечание. ПО – предел обнаружения элемента, ВНВО-2 – базальт, Гавайские острова, Геологическая служба США [Wilson, 1998], СГД-1А – эссекситовое габбро [Каталог..., 2009], С-1412 – оливинсодержащий долерит [Stepanova et al., 2014], RSD – относительное стандартное отклонение.

Кроме аттестованных стандартных образцов, для контроля точности измерений в аналитической лаборатории используются внутрилабораторные (*in house*) стандартные образцы. Выбор внутрилабораторных стандартных образцов обусловлен несколькими факторами. Каждый

из них характеризует широко распространенный среди раннедокембрийских мафит-ультрамафитов Фенноскандии тип пород. При этом внутрилабораторные стандартные образцы контрастно отличаются по составу от аттестованных стандартов СГД-1А (эссекситовое габбро

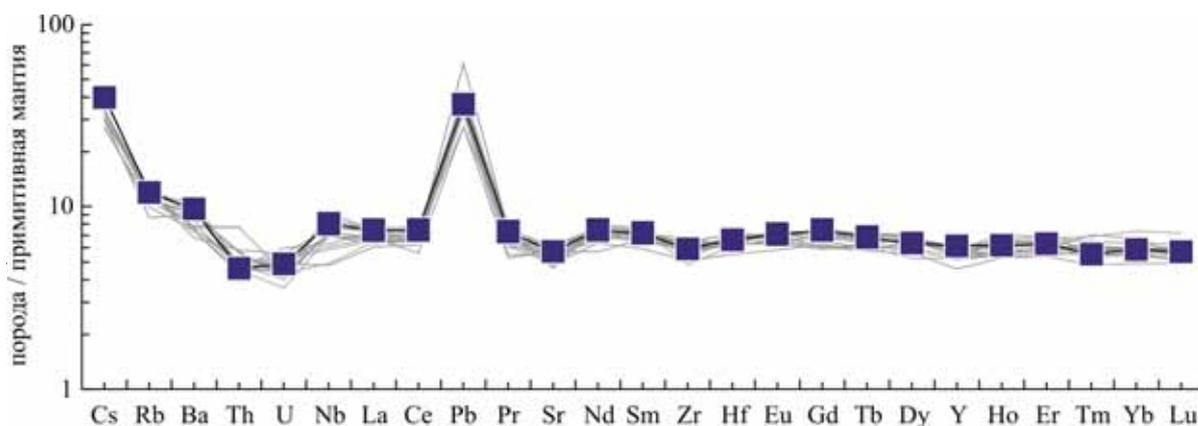


Рис. 2. Содержания рассеянных элементов, нормированные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] во внутрилабораторном стандарте С-1412 (28 измерений). Квадратами показано значение концентраций по результатам межлабораторных тестов

с высокими (например, до 2300 ppm Sr) концентрациями рассеянных элементов) и BHVO-2 (высоко-Тi базальт OIB-типа). Все используемые в лаборатории внутренние стандарты характеризуются высокой степенью однородности пород в точке опробования, тщательной подготовкой проб.

При анализе базитов нормального ряда щелочности используется образец **С-1412** (см. табл. 1, 2), представляющий палеопротерозойский оливинсодержащий долерит (о. Талвишари, оз. Пяозеро), который детально геохимически, геохронологически и изотопно охарактеризован в работе А. В. Степановой с соавторами [Stepanova et al., 2014] и многократно проанализирован различными методами в нескольких лабораториях (XRF в ИГЕМ РАН, ICP-MS и ICP-AES в ИПТМ РАН). По геохимическим характеристикам образец отвечает толеитовым базальтам (см. табл. 1) и имеет распределение рассеянных элементов, близкое к базальтам N-MORB. Характерной особенностью этого образца является содержание большинства рассеянных элементов на уровне, в 4–10 раз превышающем их концентрации в примитивной мантии (рис. 2) и слабодифференцированный характер распределения РЗЭ.

При ICP-MS анализе высокомагнезиальных мафит-ультрамафитов (коматиитов, пикритов) в качестве внутрилабораторного (*in house*) стандарта используются пробы: 1) мезоархейского коматиита Хаутаваарской структуры **КН1**; 2) коматиитового базальта Койкарской структуры **КК1** (см. табл. 1); данные пробы представляют массивные, тонкозернистые участки лавовых потоков, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, но сохраняют реликты первично-магматических оливина (**проба КН1**) и хромита (**проба КК1**) [Светов, 2005]. Эти образцы ранее многократно

анализировались методами ICP-MS в аналитических лабораториях ИГГ УрО РАН и Геологической службе Финляндии.

Следует отметить, что по геохимическим характеристикам пробы отвечают крайним членам дифференцированной коматиит-базальтовой серии, содержание MgO в них варьирует от 13 (**КК1**) до 28 мас.% (**КН1**) (см. табл. 1). При этом пробы имеют топологически близкое распределение рассеянных элементов, типичное для архейских коматиит-базальтовых серий Карельского кратона. Результаты анализа концентраций рассеянных элементов в аттестованных стандартах и внутрилабораторном стандартном образце С-1412 отражены в табл. 2.

Установлено, что концентрации элементов в изученных стандартах в большинстве случаев характеризуются RSD не более 8 %, для некоторых элементов значения концентраций имеют RSD от 8 до 12 % (Be, Sc, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Ba, Pr, Yb, Hf) и в редких случаях выше 20 % (Ta, Pb) (см. табл. 2). При этом погрешность измерений для BHVO-2 ниже, чем для СГД-1А.

Анализ воспроизводимости результатов измерения концентрации элементов во внутрилабораторном стандартном образце С-1412 дает значения RSD для большинства элементов < 10 %, за исключением Li, Sc, Cr, V, Cu, Zn, Rb, Zr, U, (RSD < 15 %) и Be, Ta, Th, Pb, для которых RSD может достигать 18–40 %, для образцов **КК1** и **КН1** параметр RSD < 7 %, за исключением Li, Sc, V, Te, Cs, Ta, W, U, для которых RSD < 25 %.

Спайдерграмма для образца С-1412 (см. рис. 2), построенная на серии из 28 измерений, выполненных в течение 2013–2014 годов, показывает хорошую топологическую сходимость спектров. Максимальные колебания концентраций отмечаются для Nb, Zr, Y, что отражает измерения 2013 года с использованием одного калибровочного раствора (ICP-MS-68 solution A) и

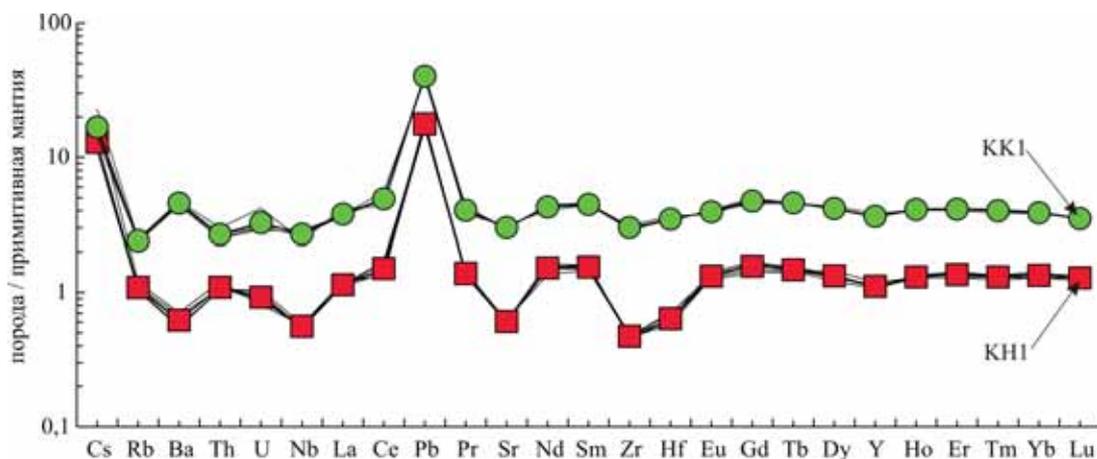


Рис. 3. Содержания рассеянных элементов, нормированные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] во внутрилабораторном стандарте **KN1** (квадрат) и **KK1** (круг) (по 10 измерений, проведенных в течение 2015 года) с использованием одного калибровочного раствора (**ICP-MS-68 solution A-B**)

определением вышеперечисленных элементов полуколичественным методом, с использованием программного обеспечения прибора. Для внутрилабораторных стандартов **KN1** и **KK1** (по 10 измерениям проведенных в течение 2014–2015 годов) воспроизводимость лучше (рис. 3).

Таким образом, полученные результаты показывают удовлетворительную воспроизводимость анализа методом ICP-MS в режиме стандартной пробоподготовки, для широкого ряда составов основных и ультраосновных пород.

II - локальный пробоотбор при прецизионном анализе состава пород и минералов (LA-ICP-MS): методика и точность результатов

В локальных аналитических исследованиях в настоящее время наиболее широко применяются твердотельные импульсные наносекундные лазеры на основе Nd:YAG с излучением 266 или 213 нм и в меньшей степени ArF эксимерные лазеры с излучением 213 или 193 нм [Вотяков, Адамович, 2011]. Под воздействием лазерного излучения на минеральные фазы происходит последовательно их нагревание, плавление, испарение, ионизация вещества и образование плазмы [Laser-Ablation..., 2001], при этом скорость процесса непосредственно зависит от параметров лазерного импульса. В наиболее широко распространенных приставках локального пробоотбора (серия UP) излучение вызывает испарение вещества, а его ионизация осуществляется в аргоновой горелке масс-спектрометра [Вотяков, Адамович, 2011].

Процесс плавления и испарения определяется параметрами излучения лазера (длиной волны, мощностью, плотностью энергии на пробе, частотой, количеством импульсов и др.) и строением, химическим составом минера-

лов, их оптической прозрачностью, свойствами поверхности, степенью кристалличности матрицы [Laser-Ablation..., 2001; Eggins, 2003; Черноножкин, Сапрыкин, 2011].

Важно отметить, что метод лазерного пробоотбора позволяет существенно уменьшить возможное загрязнение пробы в связи с отсутствием стадии ее химического разложения и позволяет изучать минимальные по размеру объекты (отдельные зоны пород, минеральные зерна, зоны в них и включения) [Светов и др., 2011; Светова и др., 2011, 2012; Седаева и др., 2013].

Локальное изучение химического состава минеральных агрегатов выполнялось методом лазерного испарения LA-ICP-MS с использованием приставки лазерной абляции UP-266 Macro (New Wave Research), дополняющей квадрупольный масс-спектрометр (X-SERIES 2 Terhmo Scientific).

Система UP-266 Macro включает в себя учетверенный по частоте лазер Nd: YAG с длиной волны 266 нм, позволяющий проводить испарение с энергией в импульсе на уровне от 0,133 до 10 мДж, стандартные настройки проводимых аналитических экспериментов позволяли варьировать количеством импульсов (от 50 до 300) в ходе анализа одной точки, частоту повторения импульсов – 10 Гц. Минимальный размер пятна лазерного испарения в экспериментах варьировал от 15 до 35 мкм.

Каждая аналитическая сессия в режиме LA-ICP-MS включает в себя ряд этапов:

- 1) Перед подключением устройства лазерного пробоотбора проводится масс-калибровка квадрупольной приставки, при необходимости установка усиливающих напряжений и перекрестная калибровка детектора с использованием много-

элементных калибровочных растворов ICP-MS-68A-A и ICP-MS-68A-B с введением через распылительную камеру;

2) Дополнительно выполняется юстировка лазера в системе абляции, прибор переключается в режим LA и осуществляется испарение стандартного образца (в нашем случае – NIST 612 – National Institute of Standards and Technology) с подстройкой прибора с целью получения максимальной чувствительности по интересующим анализам;

3) Далее проводится съёмочная серия, включается анализ 5–10 изучаемых образцов.

Важно отметить, что аналитические исследования авторами проводились на различных типах образцов: полированных шлифах, аншлифах и минеральных фракциях, вмонтированных в шайбы из эпоксидной смолы или самотвердеющей пластмассы «Протакрил-М», при этом до выполнения исследования осуществляется ультразвуковая очистка полированных поверхностей в дистиллированной воде в течение 3 минут.

Количественный анализ при LA-ICP-MS проводился по внешней калибровке (аттестованный силикатный стандарт – NIST 612) для групп из 38 или 42 элементов. Стандартная процедура включала определение следующих серий элементов (38): Li, Be, Na, Mg, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cd, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Hf, Ta, W, Pb, Bi, Th, U; или (run 42 с добавлением РЗЭ) Li, Be, Sc, Ti, V, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ag, In, Sn, Sb, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, Au, Th, U.

В процессе постановки методики использования системы лазерного пробоотбора UP-266 Masco авторами выполнено изучение размера и геометрии кратеров испарения тестовых и реальных проб (минеральных агрегатов различной плотности). В данной статье обсуждаются результаты, полученные в ходе изучения аксессуарных минеральных агрегатов – шпинелидов из коматиитовой ассоциации Койкарской структуры [Рыбникова и др., 2014]. Более ранние исследования выполнялись на примере тонкокристаллического кварца, халцедона [Светова и др., 2011, 2014], магнетита [Рыбникова и др., 2014], кальцита [Светов, Светова, 2013] и доломита [Medvedev et al., 2014]. Изучение морфологии абляционных кратеров проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA II LSH (Tescan). Анализ 3D поверхности проб с картированием рельефа кратеров проводился на лазерном сканирующем микроскопе

с модулем анализа поверхности VK-9710 (Keyence) в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН.

Анализ данных, полученных в результате изучения морфологии кратеров (рис. 4), оценка их рельефа и непосредственно поверхности объектов, позволяет сделать следующие выводы:

1) Кристаллическое строение минеральных агрегатов (а именно их состав, плотность, однородность, структура поверхности) имеет важное значение при выборе режима лазерного испарения;

2) Размер и морфология кратеров (зон пробоотбора) определяется, главным образом, мощностью лазера, диаметром пучка, частотой повторений и общим количеством импульсов;

3) При серийном лазерном опробовании (в одной точке) происходит углубление кратера, для случая шпинелидов, на глубину менее 5 мкм, при этом диаметр его увеличивается незначительно.

Как показали наши эксперименты, при локальном изучении минералов группы шпинели, стабильность аналитического сигнала в ходе анализа, непосредственно влияющая на результат измерения, может достигаться только за счет тщательного подбора энергии лазера, частоты повторений импульсов и их общего количества. Устанавливая при энергии в импульсе на уровне – 0,13–0,14 мДж, количестве импульсов – 50, и при частоте повторения – 10 Гц. В этом случае удалось достигнуть формирования при лазерном испарении хромитов, хроммагнетитов и магнетитов, близких к округлой форме кратеров, со следующими характеристиками: диаметр центральной глубокой зоны воронки варьирует от 30 до 50 мкм, сам кратер достигает диаметра 70–100 мкм, его глубина составляет от 8 до 14 мкм, при этом кратерный вал имеет минимальные размеры (менее 3–4 мкм) (см. рис. 4).

Следует отметить, что проблема выбора рабочих параметров лазера является ключевой для получения корректных и, что важно, воспроизводимых аналитических данных при локальном пробоотборе. Для этого необходимо исключить разбрызгивание материала, формирование «высоких» кратерных конусов [Адамович, Палесский, 2010], а также оплавления и контаминации материала при образовании широких (или чрезмерно глубоких) конусов при исследовании гетерогенных объектов.

В связи с тем, что в ходе аналитического изучения минеральных агрегатов методом LA-ICP-MS происходит калибровка по эталонному

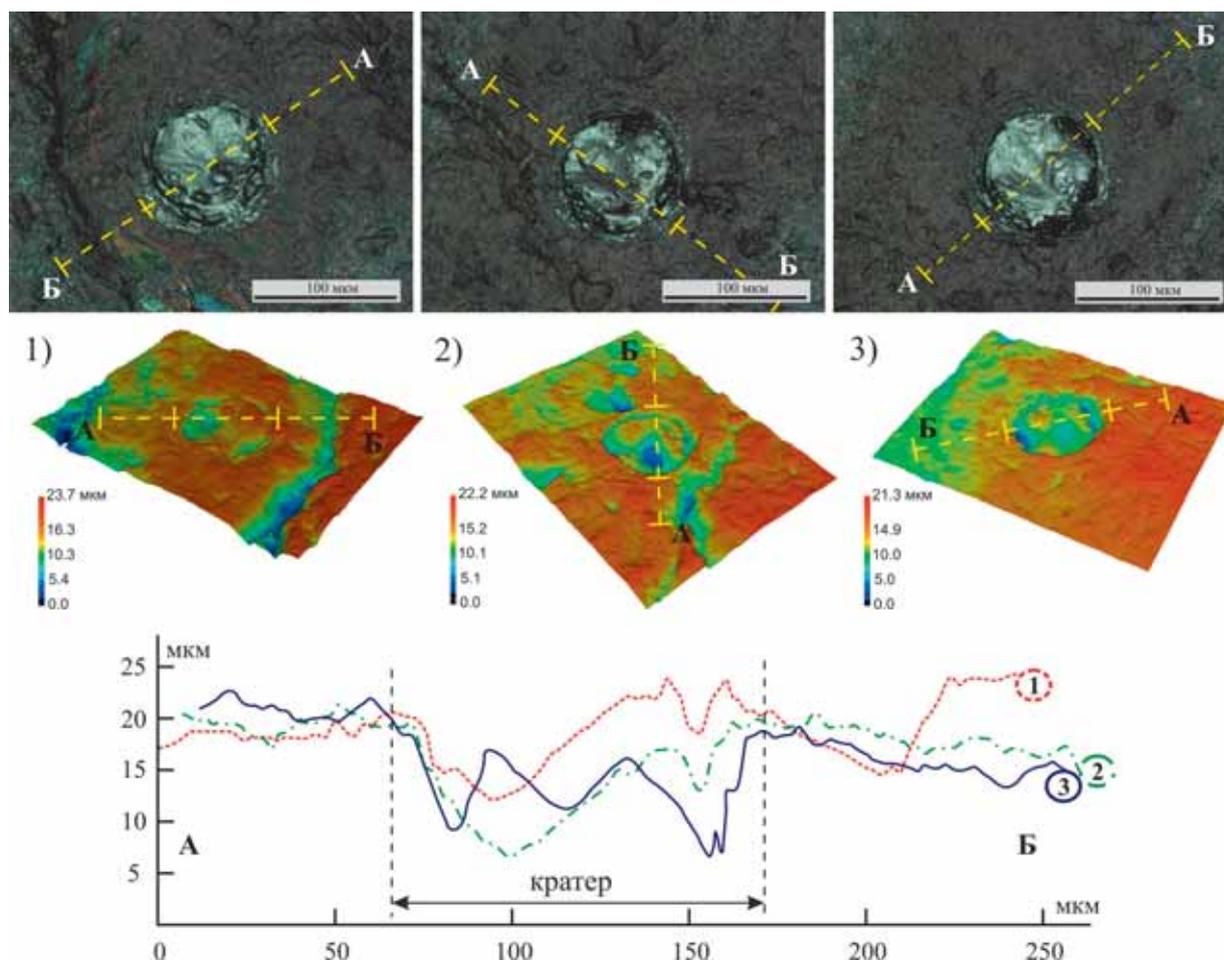


Рис. 4. Топография поверхности кратеров лазерного испарения (LA) для хроммагнетитов из мезоархейских коматиитовых лав Койкарской структуры: 1) единичное испарение; 2) серия из 2 испарений; 3) серия из 3 испарений в точке. Диаграмма характеризует рельеф кратеров при различных вариантах испарения

образцу NIST 612, нас интересовала воспроизводимость результатов при анализе химического состава непосредственно основного эталона.

Важно отметить, что при расчете концентраций в минеральных объектах использовался наилучший интервал стабильного сигнала («плато») для уменьшения погрешностей, выбор которого осуществлялся путем анализа спектров набора стандарта NIST-612 и спектров измеряемых образцов. Диапазон сбора данных был одинаков для стандарта и для образцов в рамках одного эксперимента. Выбор области «плато» осуществлялся на основе сопоставления измеряемых LA-ICP-MS концентрации Cr, Co в хромитах-хроммагнетитах с данными, полученными по результатам микронзондового анализа изучаемых проб.

При анализе минералов это позволяет контролировать отсутствие попадания каких-либо минеральных включений или влияния зональности фаз на рассчитанный химический состав минералов. На рис. 5 показан пример аналити-

ческого сигнала при анализе эталонного образца NIST 612. В расчете использовался «стабильный» уровень сигнала, который уменьшался на величину фонового сигнала газа для каждого элемента, в случае анализа состава природных объектов использовался аналогичный временной интервал «стабильного сигнала» при сборе данных. Все количественные результаты рассчитывались после коррекции времени дрейфа и количественной калибровки прибора.

Анализ результатов 50 измерений химического состава эталона NIST 612 показал (табл. 3), что полученные значения концентраций химических элементов характеризуются более высокими значениями относительного стандартного отклонения (RSD), чем в случае химического анализа растворенных эталонных образцов.

Большинство определений концентрации элементов в ходе анализа стандартного образца NIST 612 имеет RSD < 15 % (см. табл. 3, 4). Самые низкие значения RSD характеризуют аналитические определения концентраций Cr,

Co, Ni, Ga, As – менее 10 %, для большинства элементов, таких как: Li, Sc, V, Mn, Cu, Zn, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ag, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Hf, Ta, W, Pb, Bi, Th, U – RSD варьирует от 10 до 20 %, при этом для всех РЗЭ RSD меняется от 12 до 20 %, максимальные значения RSD характеризуют определение концентраций Be, Te, Mo, In (от 22 до 32 %) (рис. 6, 7).

Таблица 3. Результаты измерения концентрации рассеянных элементов (в ppm) в стандартном образце NIST 612 (50 измерений) методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo Fisher Scientific) с использованием приставки лазерной абляции UP-266 Macro (New Wave research) в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН в 2014–2015 годах

Элемент	NIST 612	Ср. значение	RSD %
Li	40,73	40,04	19,95
Be	37,25	36,04	22,08
Sc	42,23	42,19	14,20
V	40,12	40,02	14,74
Cr	31,48	32,08	8,60
Mn	37,73	39,05	14,07
Co	37,46	37,04	9,75
Ni	38,32	38,49	9,58
Cu	39,48	40,65	13,95
Zn	38,69	39,99	16,05
Ga	36,92	37,38	6,12
Ge	32,77	33,64	13,27
As	39,57	40,00	8,54
Rb	31,77	31,39	12,49
Sr	73,47	73,11	11,67
Y	37,54	37,63	11,37
Zr	35,32	35,74	15,72
Nb	37,18	37,34	10,78
Mo	36,84	36,85	22,74
Ag	20,86	20,62	15,46
In	33,03	32,47	22,01
Cd	28,28	27,44	18,96
Sn	37,51	36,73	13,55
Sb	35,59	35,90	17,97
Te	36,60	38,47	31,75
Cs	39,46	38,65	17,95
Ba	35,94	35,54	15,25
La	34,60	33,85	18,33
Hf	33,58	33,53	11,25
Ta	41,26	41,13	10,28
W	26,50	26,03	12,65
Pb	39,32	38,77	17,78
Bi	31,45	30,92	14,39
Th	38,00	37,99	11,86
U	35,92	34,98	13,78

Измеренные концентрации микроэлементов в стандарте NIST 612 показывают хорошую сходимость с аттестованными значениями концентраций в эталоне. Коэффициент корреляции по данным 50 измерений составил $R^2 = 0,9971$ (рис. 6). В случае измерения концентрации РЗЭ подобная зависимость (по данным 25 измерений) имеет коэффициент корреляции $R^2 = 0,9624$. Таким образом, проведенный анализ

показывает, что аналитическая точность прибора, воспроизводимость результатов в случае проведения лазерного пробоотбора, существенно ниже, чем при изучении валовых проб с предварительным химическим разложением.

Таблица 4. Результаты измерения концентрации РЗЭ (в ppm) в стандартном образце NIST 612 (25 измерений) методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo Fisher Scientific) с использованием приставки лазерной абляции UP-266 Macro (New Wave research) в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН в 2015 году

Элемент	NIST 612	Ср. значение	RSD %
La	34,60	33,85	18,33
Ce	36,93	37,06	19,48
Pr	37,09	37,31	13,52
Nd	34,91	34,89	18,87
Sm	37,00	36,72	14,88
Eu	34,48	34,93	17,31
Gd	37,11	36,50	12,36
Tb	36,67	36,40	17,77
Dy	34,71	33,94	19,11
Ho	38,37	38,33	17,15
Er	37,32	37,30	16,88
Tm	37,32	37,18	14,51
Yb	38,89	38,80	16,95
Lu	37,58	37,37	16,28

В случае, если возможно увеличение общего количества анализируемых точек в пробе при изучении объектов (как это было установлено в ходе измерения эталона NIST 612), достоверность получаемых результатов существенно возрастает, однако это подразумевает гомогенное строение изучаемых объектов. В отдельных экспериментах, на примере эталонных проб и гомогенных природных минеральных образцов (когда объем материала позволял проводить серийный лазерный пробоотбор), нами отработана методика повторяющихся испарений (до 3 измерений в одной точке анализа), показавшая, что такой вариант исследования позволяет существенно уменьшить значения RSD, для большинства элементов до уровня $< 18\%$.

В случае изучения NIST 612 (анализ проводится как единичными испарениями, так и серией из 2–3 повторов в одной точке с энергией в импульсе – 0,13 мДж, при количестве импульсов – 50 и частоте повторения – 10 Гц) отмечается более высокий уровень RSD % в первом измерении (табл. 4), что вызывается инициализацией процесса испарения, потерей вещества, как на кратерообразование, так и в ходе разбрызгивания материала, приводящего к более значимому отклонению в измеренных концентрациях.

Таким образом, погрешности при определении концентрации элементов методом LA-ICP-MS обуславливаются не только условиями съемки (мощность лазера, тип режима

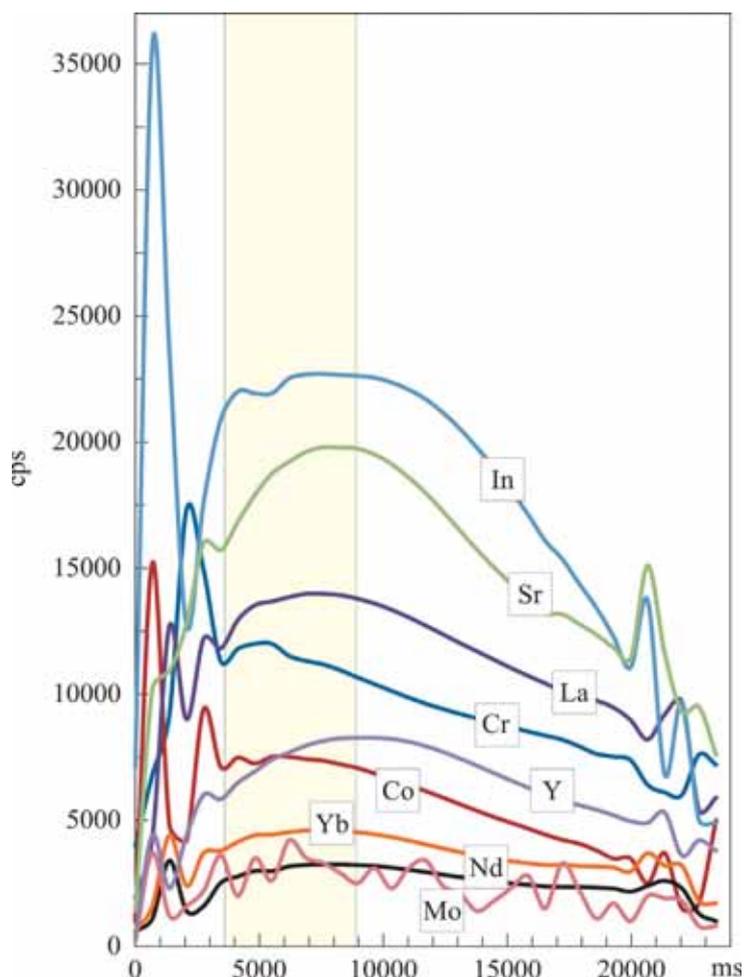


Рис. 5. Характеристика изменения аналитических сигналов LA-ICP-MS (в координатах время (ms) – импульсы в секунды (CPS)) во время анализа рассеянных элементов в эталонном образце NIST 612. Цветом выделен интервал, учитываемый при расчете

абляции, выбор области анализа (точечная, линейная), но и непосредственно зависят от свойств определяемых элементов (атомной массы, ионного потенциала, летучести и др.) и физико-химических свойств образца, включая химический и минеральный состав, оптиче-

скую прозрачность, свойства поверхности, степень кристалличности матрицы и др. [Laser-Ablation..., 2001; Eggins, 2003; Черноножкин, Сапрыкин, 2011].

Влияние летучести элементов на их фракционирование в процессе абляции показано на

Таблица 5. Сопоставление результатов трехстадийного и единичного измерений (по одной точке) концентрации рассеянных элементов (в ppm) для стандартного образца NIST 612 методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo Fisher Scientific) с использованием приставки лазерной абляции

Группы*	RSD < 10 %		10 < RSD < 20 %						RSD < 30 %	
	Cr	Co	Rb	Sr	Y	La	Nd	Yb	Mo	In
NIST 612	31,48	37,46	31,77	73,47	37,54	34,60	34,91	38,89	36,84	33,03
трехстадийное измерение (n=6, по 3 точки в каждой, суммарно 18)										
1-й промер в точке										
Среднее значение	28,45	31,30	26,68	62,03	32,37	27,01	26,87	33,72	37,09	26,00
RSD %	8,46	11,85	19,22	11,31	12,39	21,82	18,78	12,06	27,03	12,89
2-й промер в точке										
Среднее значение	33,94	38,47	31,94	77,42	38,83	37,85	37,42	39,76	35,52	34,51
RSD %	5,34	1,89	10,88	4,75	7,43	19,49	14,11	7,54	13,29	10,51
3-й промер в точке										
Среднее значение	32,15	41,46	35,66	77,34	39,34	33,36	35,36	40,23	38,02	35,38
RSD %	13,08	10,26	11,60	3,23	5,93	9,99	7,29	6,91	7,44	8,02
Измерение в один промер с увеличенной длительностью (n=41)										
Среднее значение	31,51	37,04	31,39	73,11	37,64	33,85	34,89	38,80	36,85	32,47
RSD %	11,25	9,75	12,49	11,67	11,37	18,33	18,87	16,95	22,74	22,01

Примечание. *Представленные элементы характеризуют группы химических элементов, определяемых методом LA-ICP-MS с различным уровнем RSD до 10, 20 и 30 %.

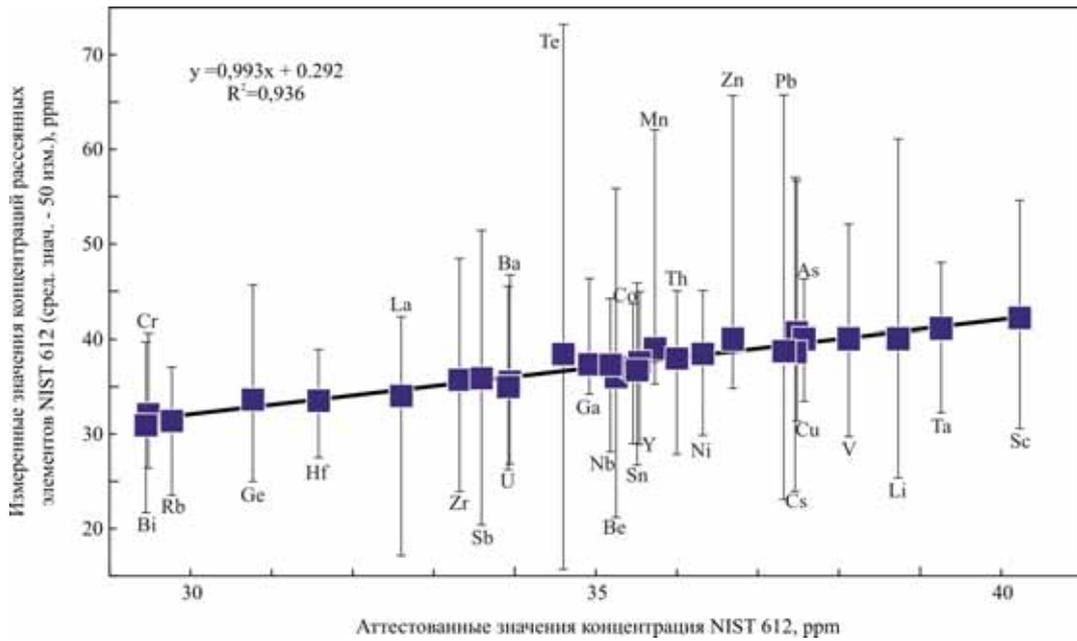


Рис. 6. Соотношение измеренных значений концентрации рассеянных элементов и аттестованных значений в стандарте NIST 612 (квадрат – среднее по 50 измерениям, отрезками показаны максимальные и минимальные значения измеренных концентраций) методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo Fisher Scientific) в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН в 2014–2015 годах

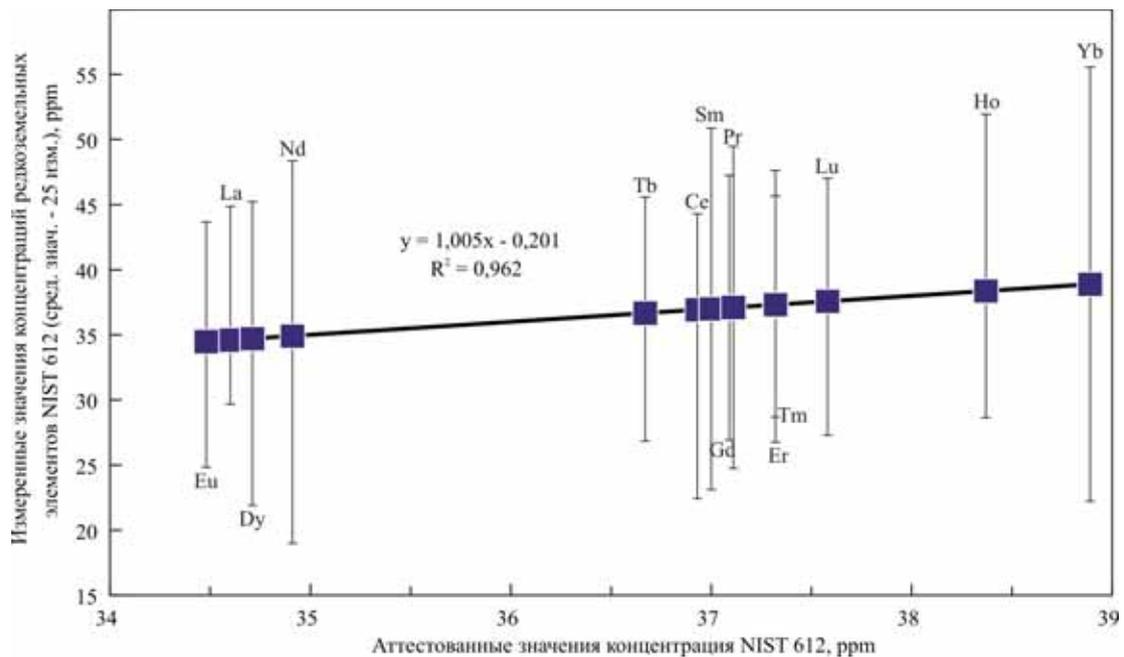


Рис. 7. Соотношение измеренных значений концентрации редкоземельных элементов и аттестованных значений в стандарте NIST 612 (квадрат – среднее по 25 измерениям, отрезками показаны максимальные и минимальные значения измеренных концентраций) методом LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo Fisher Scientific) в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН в 2015 году

рис. 8, на котором представлены отклонения измеренных концентраций элементов в эталоне NIST 612 от стандартных значений в зависимости от летучести элементов. Поскольку на сегодняшний день не существует надежных количественных параметров, характеризующих

летучесть элементов в процессе абляции, то для их ранжирования по степени летучести, как правило, применяют температуру конденсации элементов в Солнечной системе («*in solar nebula*») [Lodders, 2003]. В отличие от температуры кипения или плавления, этот параметр

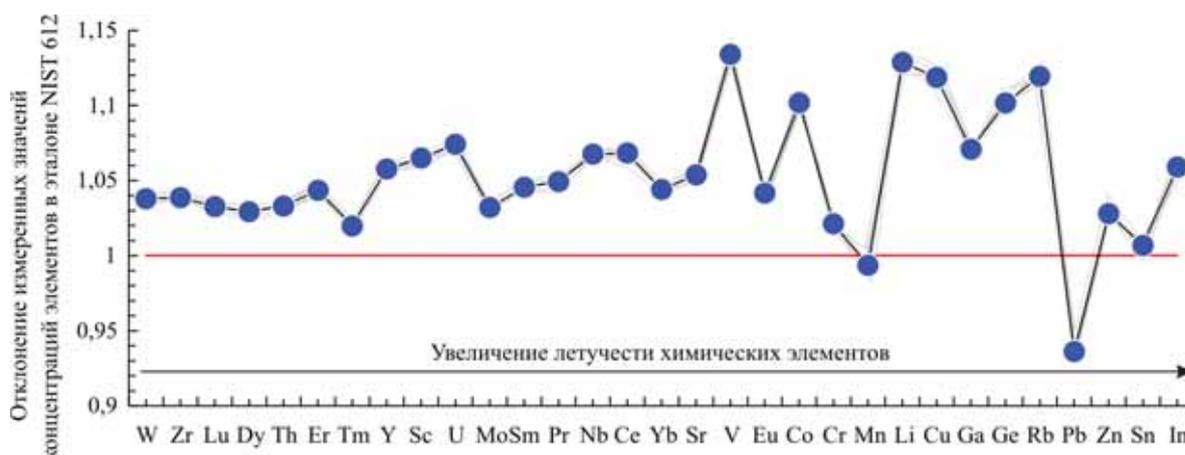


Рис. 8. Отклонение измеренных концентраций элементов в эталоне NIST 612 от аттестованных значений концентраций (рассчитанное как отношение измеренных концентраций к аттестованным) в зависимости от летучести элементов (круг – среднее значение). Элементы ранжированы в последовательности увеличения элементарной температуры конденсации

отражает термодинамические взаимодействия элементов в многокомпонентных оксидо-силикатных системах. На рис. 8 видно, что погрешность определения концентрации рассеянных элементов (рассчитанную как отношение измеренных концентраций к аттестованным значениям концентрации) возрастает в ряду от тугоплавких к летучим элементам.

Результаты проведенных нами исследований химического состава мономинеральных достаточно гомогенных (на изучаемом уровне) объектов (хромитов, магнетитов), подтверждают, что точность определения концентраций редких элементов (величина RSD) при LA-ICP-MS анализе коррелирует с их летучестью.

В отличие от рудных минеральных фаз, для силикатных стекол исследование фракционирования химических элементов при лазерном испарении [Gaboardi, Humayun, 2009] показало, что точность анализа существенно уменьшается и по мере увеличения их прозрачности. Это связано с тем, что при увеличении прозрачности стекол доля тугоплавких элементов снижается, и соответственно возрастает объем летучих элементов, и, как следствие, в целом возрастают погрешности определения их концентраций.

При LA-ICP-MS анализе может возникать «матричный эффект» в случае резких отличий физико-химических свойств исследуемых образцов от стандартных эталонов. В идеале для каждого типа изучаемого объекта необходимо использовать стандартный образец с соответствующей по минеральному и химическому составу матрицей, что на практике невозможно осуществить. Для нивелирования эффекта влияния матрицы на точность определения может использоваться метод «внутреннего стандарта» [Jackson, 2008], включающего в себя

нормирование по элементу с известной концентрацией. В качестве нормирующего элемента для силикатных пород, как правило, используют Ca [Jackson, 2008; Gaboardi, Humayun, 2009]. Многими исследователями было показано, что на практике вполне корректные результаты могут быть получены при использовании стандарта NIST 612 при анализе не только силикатных фаз, но и фосфатов [Jackson, 2008; Вотяков, Адамович, 2011] и карбонатов [Sylvester, 2008], даже без учета «внутреннего стандарта».

Дополнительно авторами статьи ставились серии экспериментов по оценке возможностей применения метода лазерного пробоотбора при изучении гетерогенных природных объектов с «тонкозернистым» строением – магматических пород, метаморфически измененных вулканических стекол. Данной работе предшествовали эксперименты по изучению методом LA-ICP-MS химического состава тонкозернистых хомогенных архейских силицитов Койкарской и Эльмусской структур [Светов и др., 2011], ростров белемнитов и юрских глауконитовых глин [Светов, Светова, 2013], давших положительные результаты.

Объектом нового этапа исследований стали детально изученные ранее палеопротерозойские пикробазальты Ялгубского кряжа, имеющие ликвационные обособления [Светов, 2013; Светов, Голубев, 2013] и ликвационные образования в пикритах Печенгской структуры [Светов и др., 2011].

С применением лазерного пробоотбора (рис. 9) выполнялся анализ состава матрикса и ликвационных образований (вариолей, линз), имеющих радиально-лучистые структуры, и структуры, сформированные игольча-

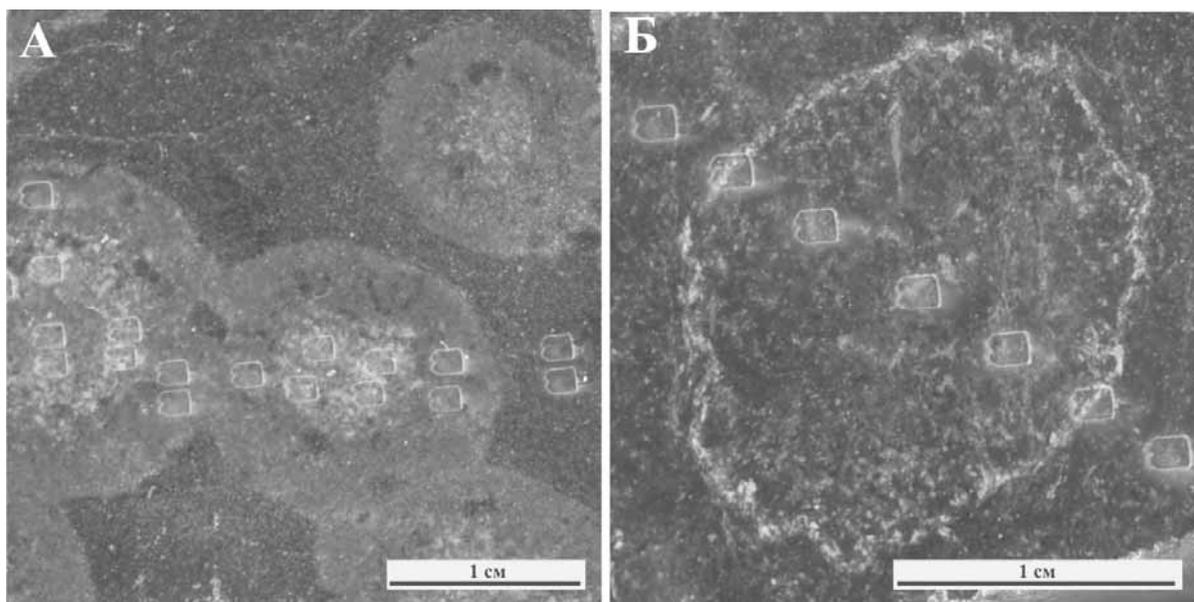


Рис. 9. Пример разметки областей лазерного пробоотбора (видны прямоугольные следы лазерного испарения) на аншлифе вариолитовой лавы пикробазальта Ялгубской структуры (А) и пикрита Печенгской структуры (Б)



Рис. 10. Следы «дорожек» лазерного пробоотбора (показаны стрелками) при изучении ликвационной неоднородности (в данном случае проводилось опробование центральных частей ликвационных глобул-микровариолей) в пикритах Печенги (А) и базальтах Ялгубы (В)

тими микролейстами клинопироксена – авгита в стекловатой однородной массе. Матрикс пород выполнен плагиоклаз-пироксен-амфибол-хлоритовым материалом и хлоритизированным, биотитизированным и эпидотизированным стеклом. Ядра в вариолях имеют лучисто-волокнистое строение, сложены волокнами и микролитами плагиоклаза. В этой же массе встречаются вкрапленники моно-

клинного пироксена, которые расположены внутри вариолей и в основной массе [Светов, 2013].

В данных экспериментах анализ проводился в стандартном режиме работы лазера по профильным линиям (применялась «П» образная разметка профиля), покрывающим область в среднем от 400 x 400 мкм до 600 x 400 мкм (рис. 10).

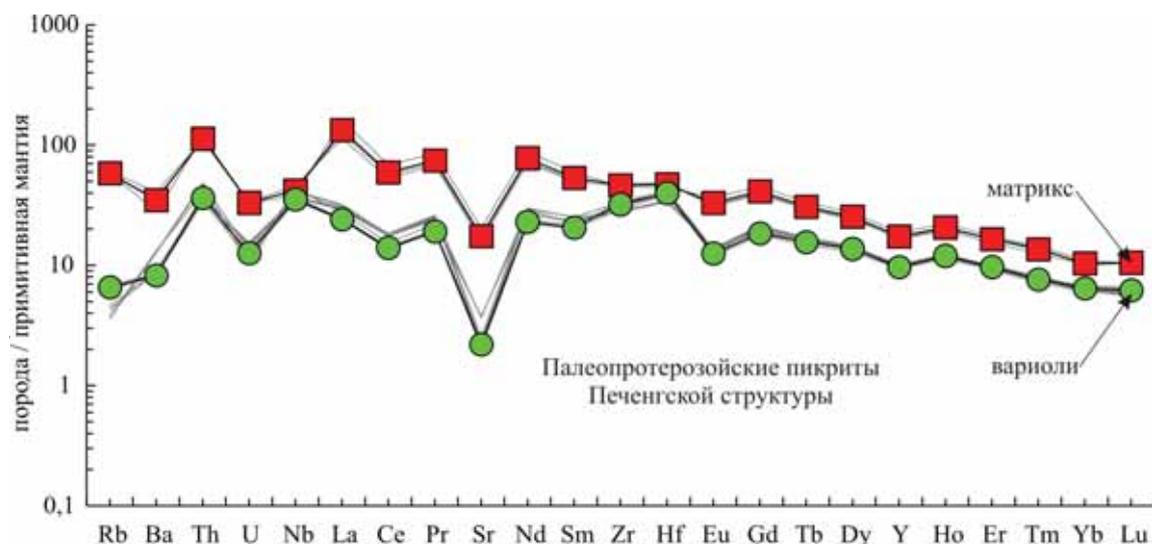


Рис. 11. Содержания рассеянных элементов, нормированные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], в раскристаллизованном стекловатом матриксе (квадрат – средняя концентрация) и вариолитах (круг – средняя концентрация) палеопротерозойских пикритов Печенгской структуры, полученные методом LA-ICP-MS. Для матрикса выполнена серия из трех прожигов в одной точке, для вариолей опробовано 3 точки по 3 прожига

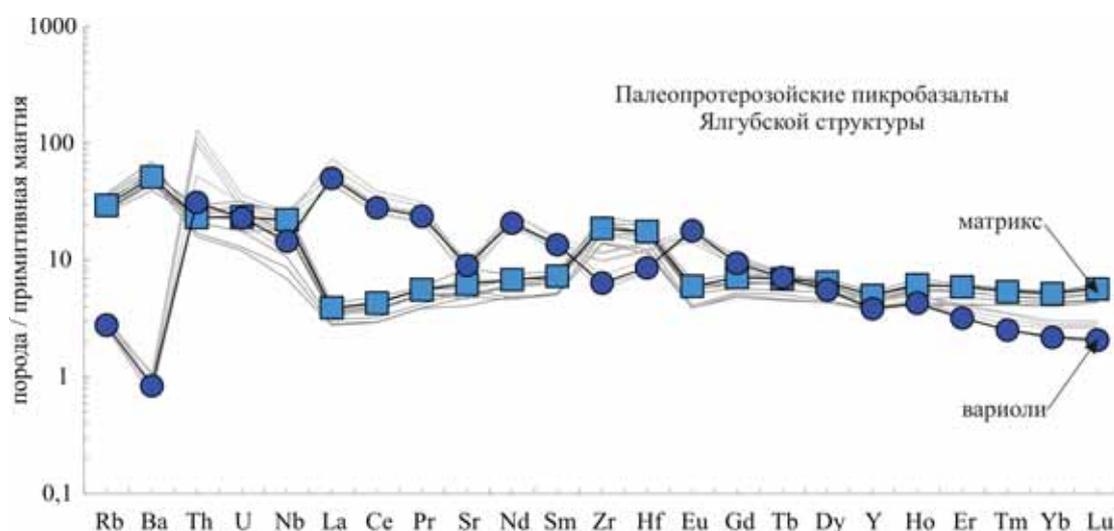


Рис. 12. Содержания рассеянных элементов, нормированные к примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989], в раскристаллизованном стекловатом матриксе (квадрат – средняя концентрация) и вариолитах (круг – средняя концентрация) палеопротерозойских пикробазальтов Ялгубской структуры, полученные методом LA-ICP-MS. Для матрикса выполнены 3 серии из 3 прожигов в каждой точке, для вариолей опробовано 2 точки по 3 прожига

Полученные во всех случаях результаты показали прекрасную сходимость в повторяющихся сериях анализов и малую разницу в концентрациях, полученных при первом, втором или третьем измерении (рис. 11, 12). Основное преимущество использования лазерного пробоотбора в данных примерах – это детальное изучение химического состава всех видов ликвационных образований (а не валовых составов пород), что позволило предложить принципиально новый механизм возникновения ликвационного фракционирования в расплаве за

счет инициальной контаминации [Светов, 2013; Светов, Голубев, 2013].

Важно отметить, что LA-ICP-MS анализу породных литотипов предшествовало детальное изучение проб методами сканирующей электронной и лазерной микроскопии для разметки областей максимально однородных по своей внутренней структуре для последующего лазерного пробоотбора.

Форма областей «прожига» может задаваться при настройке процедуры абляции, главная задача при этом – контроль попадания лазером

в заданную область, чтобы исключить контаминацию материалом из смежных областей пробы и получение недостоверных данных.

Проведенное исследование позволило разработать логическую схему LA-ICP-MS химического изучения, как гомогенных, так и гетерогенных природных объектов (пород мафитового состава и их минералов), включающую целый набор предварительных исследований, базирующихся на сканирующей электронной и лазерной микроскопии с целью выбора максимально гомогенных областей для химического изучения.

Выводы

Проведенные исследования показали, что анализ состава горных пород и минералов, выполняемый в аналитической лаборатории ИГ КарНЦ РАН методами ICP-MS и LA-ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-Series 2 (Thermo Fisher Scientific), является высокоэффективным и точным инструментом в определении химического состава докембрийских мафитовых и ультрамафитовых пород.

1. В ходе работы установлено, что погрешность измерений химического состава валовых проб методом ICP-MS для большинства элементов составляет в среднем 4,5–10 %, Cr, Zn, Sc, Th, Ga, Be характеризуются погрешностью измерений 10–13 %, Pb и Ta > 20 %. Тем не менее, для оценки качества измерений в каждой конкретной партии анализируемых образцов необходим постоянный контроль точности измерения, как на основе аттестованных стандартов, так и внутрилабораторных стандартных проб.

2. Существующая методика химического разложения позволяет получать стабильные воспроизводимые аналитические данные.

3. Анализ результатов измерения составов стекол NIST методом LA-ICP-MS показал удовлетворительную воспроизводимость и точность результатов. Однако при анализе природных объектов возникает целый ряд проблем, в частности, гетерогенность и зональность образцов, наличие в них твердофазных и газовой-жидких включений, наличие сростков в образцах минеральных фракций и т. д. Решение части этих проблем возможно с применением дополнительных методов изучения – сканирующей электронной и лазерной микроскопии. Таким образом, применение методики LA-ICP-MS для анализа химического состава гетерогенных объектов требует не только корректной постановки аналитической задачи исследования, но и особо тщательного выбора области изучения и экспериментального подбора режимов лазерного испарения.

4. Несмотря на существующие проблемы при LA-ICP-MS изучении мафических пород, данный метод открывает существенные перспективы – возможность на микроуровне изучать процессы магматической дифференциации расплавов (фракционирования, ликвации), анализируя не только валовые составы пород, а составы систем микроуровня, что делает исследование более корректным и адаптированным к изучению природных систем.

Авторы признательны Я. В. Бычковой, критические замечания которой позволили существенно улучшить статью.

Представленная работа отражает аналитические и методические выводы, полученные в ходе реализации проектов, выполненных при поддержке РФФИ: 13-05-00402А, 14-35-5019, 14-05-00432. Экспериментальная часть работы является вкладом в выполнение госзаданий (темы № 200 и 203, реализуемые в ИГ КарНЦ РАН).

Литература

Адамович Н. Н., Палесский С. В. Масс-спектрометрический анализ локального микроэлементного состава минералов: методические аспекты // Тр. ИГГ УрО РАН. 2010. Вып. 157. С. 305–309.

Вотьяков С. Л., Адамович Н. Н. О процессах лазерного испарения и использовании водных стандартов при ла-исп-мс-анализе // Литосфера. 2011. № 4. С. 56–69.

Карандашев В. К., Туранов А. Н., Орлова Т. А. и др. Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды. Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. 73. С. 12–22.

Каталог стандартных образцов природных и техногенных сред. 2009. С. 76.

Кожевников В. Н., Земцов В. А. Гидротермальные цирконы из рудных амфиболитов массива Травяная Губа, Северная Карелия // Труды КарНЦ РАН. 2014. Серия Геология докембрия. № 1. С. 76–90.

Рыбникова З. П., Светов С. А., Вревский А. Б. и др. Акцессорные хромшпинелиды из мезоархейских коматиитов Фенноскандинавского щита // Литосфера. 2014. № 6. С. 3–13.

Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан-континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.

Светов С. А. Контаминация – как фактор инициализации ликвационного фракционирования базальтовых расплавов // Литосфера. 2013. № 2. С. 3–19.

Светов С. А., Голубев А. И. Ликвация в базальтовых расплавах: Морфологические признаки, геохимическая характеристика и причины возникновения // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2013. Серия Геология. № 3. С. 65–80.

Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н., Парамонов А. С. Редкие и редкоземельные элементы в зоне локального гипергенеза // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. Вып. 14. С. 177–183.

Светов С. А., Светова Е. Н. Геохимическая характеристика ростов белемнитов как отражение изменения палеоэкологических условий морских бассейнов // Вестник Института геологии КомиНЦ ЦРО РАН. 2013. № 5. С. 2–5.

Светов С. А., Смолькин В. Ф., Парамонов А. С. Коровая контаминация – как фактор инициализации ликвационной дифференциации в силикатных системах // Материалы Междунар. конф. «Современное состояние наук о Земле», посвященной памяти Виктора Ефимовича Хаина, 1–4 февраля 2011 года. М.: МГУ, 2011. С. 1647–1652.

Светова Е. Н., Светов С. А., Степанова А. В., Парамонов А. С. Перспективы использования прецизионного метода LA-ICP-MS для решения проблемы типоморфизма кварца // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. Вып. 14. С. 184–189.

Светова Е. Н., Светов С. А. Агатовая минерализация в эффузивах суйсарского комплекса Центральной Карелии // Ученые записки Петрозаводского государственного университета. Серия Естественные и технические науки. 2014. № 4 (141). С. 61–66.

Светова Е. Н., Светов С. А., Данилевская Л. А. Редкие и редкоземельные элементы в кварце как индикаторы условий минералообразования // Труды Карельского научного центра РАН. 2012. Сер. Геология докембрия. № 3. С. 137–144.

Седаева К. М., Майорова Т. П., Устюгова К. С. и др. Пирит осадочных и магматических комплексов горного Крыма и его минералого-геохимическая характеристика // Вестник Московского университета. Сер. 4: Геология. 2013. № 5. С. 45–56.

Смолькин В. Ф., Светов С. А. Генезис глобулярных и вариолитовых лав коматиитов, пикритов и ассоциирующих с ними толеитовых базальтов докембрия (Кольский полуостров, Карелия) // Физико-химические проблемы эндогенных геологических процессов: международный симпозиум, посвященный 100-летию академика Д. С. Коржинского: тез. докладов. М., 1999. С. 55.

Степанова А. В., Самсонов А. В., Ларионов А. Н. Заключительный эпизод магматизма среднего палеопротерозоя в Онежской структуре: данные по долеритам Заонежья // Труды Карельского научного центра РАН. 2014. Серия Геология докембрия. № 1. С. 3–16.

Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Черноножкин С. М., Сапрыкин А. И. Особенности лазерной абляции стекла и стали и их влияние на результаты ла-исп-мс анализа // Аналитика и контроль. 2011. Т. 15, № 4. С. 413–420.

Eggins S. M. Laser ablation ICP-MS analysis of geological materials prepared as lithium borate glasses // Geostandards Newsletter. 2003. Vol. 27, No 2. P. 147–162.

Furnes H., Dilek Y., DeWit M. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types // Gondwana research. 2015. Vol. 27. P. 649–685.

Gaboardi M., Humayun M. Elemental fractionation during LA-ICP-MS analysis of silicate glasses: implications for matrix-independent standardization // J. Anal. At. Spectrom. 2009. Vol. 24. P. 1188–1197.

Hoffmann J. E., Nagel T. J., Munker C. et al. Constraining the process of Eoarchean TTG formation in the Itsaq Gneiss Complex, southern West Greenland // Earth and Planetary Science Letters. 2014. Vol. 388. P. 374–386.

Huang H., Fryer B. J., Polat A., Pan Y. Amphibole, plagioclase and clinopyroxene geochemistry of the Archean Fiskensasset Complex at Majorqap qáva, southwestern Greenland: Implications for Archean petrogenetic and geodynamic processes // Precambrian Research. 2014. Vol. 247. P. 64–91.

Jackson S. E. Calibration strategies for elemental analysis by LA-ICP-MS. In Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and Outstanding Issues (P. Sylvester, eds.) // Mineral. Assoc. Can. Short Course Series. 2008. Vol. 40. P. 169–185.

Jackson S. E. The application of Nd: YAG lasers in LA-ICP-MS. In Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences: principles and applications (P. Sylvester, eds.) // Mineral. Assoc. Can. Short Course Series. 2001. Vol. 29. P. 29–45.

Jarvis K. E., Williams J. G. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS): a rapid technique for the direct, quantitative determination of major, trace and rare-earth elements in geological samples // Chemical Geology. 1993. Vol. 106. P. 251–262.

Kröner A., Hoffmann J. E., Xie H. et al. Generation of early Archean grey gneisses through melting of older crust in the eastern Kaapvaal craton, southern Africa // Precambrian Research. 2014. Vol. 255. P. 823–846.

Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences principles and applications / P. Sylvester, St. John's // Newfoundland: Mineralogical Association of Canada. 2001. Vol. 29. 252 p.

Lodders K. Solar system abundances and condensation temperatures of the elements // The Astrophysical Journal. 2003. Vol. 591. P. 1220–1247.

Medvedev P. V., Chazhengina S. Y., Svetov S. A. Application of raman spectroscopy and high-precision geochemistry for study of stromatolites // V Международный симпозиум «Биокосные взаимодействия в природных и антропогенных системах». 20–22 октября. СПб., 2014. С. 108–110.

Santosh M., Shaji E., Tsunogae T. et al. Suprasubduction zone ophiolite from Agali hill: Petrology, zircon SHRIMP U–Pb geochronology, geochemistry and implications for Neoproterozoic plate tectonics in southern India // Precambrian Research. 2013. Vol. 231. P. 301–324.

Stepanova A. V., Salnikova E. B., Samsonov A. V. et al. The 2.31Ga mafic dykes in the Karelian Craton, eastern Fennoscandian shield: U–Pb age, source characteristics and implications for continental break-up processes // Precambrian Research. 2015. Vol. 259. P. 43–57.

Stepanova A. V., Samsonov A. V., Salnikova E. B. et al. Palaeoproterozoic Continental MORB-type Tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, Geochronology, and Tectonic Setting // *Journal of Petrology*. 2014. Vol. 55. P. 1719–1751.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A. D. Saunders, M. J. Norry (eds.) // *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. No 42. P. 313–345.

Sylvester P. J. Matrix effects in laser ablation-IC-MS. In *Laser ablation IC-MS in the Earth Sciences: Current practices and Outstanding Issues* (P. Sylvester, eds.) // *Mineral. Assoc. Can. Short Course Series*. 2008. Vol. 40. P. 67–78.

Taylor S. R. Abundance of chemical elements in the continental crust; a new table. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1964. 28(8). 1273–1285. doi: 10.1016/0016-7037(64)90129-2.

Wilson S. A. Data compilation for USGS reference materials, Hawaiian basalt, US Geological Survey open file. 1998.

Postupila v redakciju 11.03.2015

References

Adamovich N. N., Palesskii S. V. Mass-spektrometricheskii analiz lokal'nogo mikroelementnogo sostava mineralov: metodicheskie aspekty [Mass spectrometry of local microelemental composition of minerals: methodological aspects]. *Tr. IGG UrO RAN*. Iss. 157. 2010. P. 305–309.

Votyakov S. L., Adamovich N. N. O protsessakh lazernogo ispareniya i ispol'zovanii vodnykh standartov pri la-isp-ms-analize [On laser ablation and water use standards for LA-ICP-MS analysis]. *Litosfera*. 2011. No 4. P. 56–69.

Karandashev V. K., Turanov A. N., Orlova T. A., Lezhnev A. E., Nosenko S. V., Zolotareva N. I., Moskvina I. R. Ispol'zovanie metoda mass-spektrometrii s induktivno-svyazannoi plazmoi v elementnom analize ob'ektov okruzhayushchei sredy. Zavodskaya laboratoriya. Diagnostika materialov [Use of the inductively coupled plasma mass spectrometry for element analysis of environmental objects. Industrial laboratory. Diagnostics of materials]. 2007. Vol. 73. P. 12–22.

Katalog standartnykh obraztsov prirodnykh i tekhnogennykh sred [Catalogue of standard samples of natural and man-made environments]. 2009. P. 76.

Kozhevnikov V. N., Zemtsov V. A. Gidrotermal'nye tsirkony iz rudnykh amfibolitov massiva Travyanaya Guba, Severnaya Kareliya [Hydrothermal zircons from ore amphibolites of the Travyanaya Guba massif, North Karelia]. *Trudy KarNTs RAN* [Proceedings of KarRC RAS]. 2014. No 1. P. 76–90.

Rybnikova Z. P., Svetov S. A., Vrevskii A. B., Klimovskaya E. A., Chazhengina S. Yu. Akmessornye khromshpinelidy iz mezoarkheiskikh komatiitov Fennoskandinavskogo shchita [Accessory chrome-spinels in Mesoarchean komatiites of the Fennoscandian shield]. *Litosfera*. 2014. No 6. P. 3–13.

Svetov S. A. Kontaminatsiya – kak faktor initsializatsii likvatsionnogo fraktsionirovaniya bazal'tovykh rasplavov [Contamination as a factor of initialization of liquid immiscibility in basaltic melts]. *Litosfera*. 2013. No 2. P. 3–19.

Svetov S. A. Magmaticheskie sistemy zony perekhoda okean-kontinent v arhee vostochnoi chasti Fennoskandinavskogo shchita [Magmatic systems in the ocean-continent transition zone in the Archean of the eastern Fennoscandian Shield]. *Petrozavodsk: KarRC of RAS*, 2005. 230 p.

Svetov S. A., Golubev A. I. Likvatsiya v bazal'tovykh rasplavakh: Morfologicheskie priznaki, geokhimicheskaya kharakteristika i prichiny vozniknoveniya [Basaltic melt immiscibility. Morphologic features, geochemical properties and its origin]. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Seriya Geologiya*. 2013. No 3. P. 65–80.

Svetov S. A., Svetova A. I., Nazarova T. N., Paramonov A. S. Redkie i redkozemel'nye elementy v zone lokal'nogo gipergeneza [Rare and rare earth elements in the local hypergenesis zone]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. *Petrozavodsk: KarRC of RAS*, 2011. Iss. 14. P. 177–183.

Svetov S. A., Svetova E. N. Geokhimicheskaya kharakteristika rostrov belemnitov kak otrazhenie izmeneniya paleoekologicheskikh uslovii morskikh basseinov [Geochemical characteristic of belemnite as reflection of change of paleoecologic condition of sea basins]. *Vestnik Instituta geologii KomiNTs TsRO RAN* [Herald of Institute of Geology Komi SC Ural Branch of RAS]. 2013. No 5. P. 2–5.

Svetov S. A., Smol'kin V. F., Paramonov A. S. Korovaya kontaminatsiya – kak faktor initsializatsii likvatsionnoi differentsiatsii v silikatnykh sistemakh [Crustal contamination as a factor of initialization of liquid immiscibility in silicate systems]. *Materialy mezhdunarodnoi konferentsii «Sovremennoe sostoyanie nauk o Zemle», posvyashchennoi pamyati Viktora Efimovicha Khaina, 1–4 fevralya 2011 goda*. M.: MGU, 2011. P. 1647–1652.

Svetova E. N., Svetov S. A., Stepanova A. V., Paramonov A. S. Perspektivy ispol'zovaniya pretsizionnogo metoda LA-ICP-MS dlya resheniya problemy tipomorfizma kvartsa [Prospects of LA-ICP-MS precision method application for solving quartz typomorphism problems]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. *Petrozavodsk: KarRC of RAS*, 2011. Iss. 14. P. 184–189.

Svetova E. N., Svetov S. A. Agatovaya mineralizatsiya v effuzivakh suisarskogo kompleksa Tsentral'noi Karelii [Agate mineralization in effusives of Suysar complex located in central Karelia]. *Uchenye zapiski Petrozavodskogo gosudarstvennogo universiteta* [Proceedings of Petrozavodsk State University]. *Ceriya Estestvennye i tekhnicheskie nauki*. 2014. No 4 (141). P. 61–66.

Svetova E. N., Svetov S. A., Danilevskaya L. A. Redkie i redkozemel'nye elementy v kvartse kak indikatory uslovii mineraloobrazovaniya [Rare and rare earth elements in quartz as indicators of mineralogenesis]. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN [Proceedings of Karelian Research Centre of RAS]*. 2012. No 3. P. 137–144.

Sedaeva K. M., Maiorova T. P., Ustyugova K. S., Svetov S. A., Filippov V. N. Pirit osadochnykh i magmaticheskikh kompleksov gornogo Kryma i ego mineralo-geokhimicheskaya kharakteristika [Pyrites from sedimentary and magmatic complexes of the Crimean Mountains and its mineral-geochemical characteristics]. *Vestnik Moskovskogo universiteta [Moscow University Herald]*. Seriya 4: Geologiya. 2013. No 5. P. 45–56.

Smol'kin V. F., Svetov S. A. Genezis globulyarnykh i variolitovykh lav komatiitov, pikritov i assotsiiruyushchikh s nimi toleitovykh bazal'tov dokembriya (Kol'skii poluostrovov, Kareliya) [Genesis of globular and variolitic magmas of komatiites, picrites and associated tholeiitic Precambrian basalts (Kola peninsula, Karelia)]. Fiziko-khimicheskie problemy endogennykh geologicheskikh protsessov: mezhdunarodnyi simpozium, posvyashchennyi 100-letiyu akademika D. S. Korzhinskogo: tezisy dokladov. Moscow, 1999. P. 55.

Stepanova A. V., Samsonov A. V., Larionov A. N. Zaklyuchitel'nyi epizod magmatizma srednego paleoproterozoya v Onezhskoi strukture: dannye po doleritam Zaonezh'ya [The final episode of the middle Proterozoic magmatism in the Onega structure: data on trans-Onega dolerites]. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN [Proceedings of Karelian Research Centre of RAS]*. 2014. No 1. P. 3–16.

Teilor S. R., Mak-Lennan S. M. Kontinental'naya kora, ee sostav i evolyutsiya [The continental crust: its composition and evolution]. Moscow: Mir, 1988. 384 p.

Chernonozhkin S. M., Saprykin A. I. Osobennosti lazernoi ablyatsii stekla i stali i ikh vliyanie na rezul'taty la-isp-ms analiza [Ablation features of glass and steel and their effect on LA-ICP-MS results]. *Analitika i kontrol' [Analytics and control]*. 2011. Vol. 15, No 4. P. 413–420.

Eggs S. M. Laser ablation ICP-MS analysis of geological materials prepared as lithium borate glasses. *Geostandards Newsletter*. 2003. Vol. 27, No 2. P. 147–162.

Furnes H., Dilek Y., DeWit M. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana research*. 2015. Vol. 27. P. 649–685.

Gaboardi M., Humayun M. Elemental fractionation during LA-ICP-MS analysis of silicate glasses: implications for matrix-independent standardization. *J. Anal. At. Spectrom.* 2009. Vol. 24. P. 1188–1197.

Hoffmann J. E., Nagel T. J., Munker C., Næraa T., Rosing M. T. Constraining the process of Eoarchean TTG formation in the Itsaq Gneiss Complex, southern West Greenland. *Earth and Planetary Science Letters* 2014. Vol. 388. P. 374–386.

Huang H., Fryer B. J., Polat A., Pan Y. Amphibole, plagioclase and clinopyroxene geochemistry of the Archean Fiskensæset Complex at Majorqap qâva, southwestern Greenland: Implications for Archean petrogenetic and geodynamic processes. *Precambrian Research*. 2014. Vol. 247. P. 64–91.

Jackson S. E. Calibration strategies for elemental analysis by LA-ICP-MS. In *Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and Outstanding Issues* (P. Sylvester, eds.). *Mineral. Assoc. Can. Short Course Series*. 2008. Vol. 40. P. 169–185.

Jackson S. E. The application of Nd: YAG lasers in LA-ICP-MS. In *Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences: principles and applications* (P. Sylvester, eds.). *Mineral. Assoc. Can. Short Course Series*. 2001. Vol. 29. P. 29–45.

Jarvis K. E., Williams J. G. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS): a rapid technique for the direct, quantitative determination of major, trace and rare-earth elements in geological samples. *Chemical Geology*. 1993. Vol. 106. P. 251–262.

Kröner A., Hoffmann J. E., Xie H., Munker C., Hegner E., Wan Y., Hofmann A., Liu D., Yang J. Generation of early Archaean grey gneisses through melting of older crust in the eastern Kaapvaal craton, southern Africa. *Precambrian Research*. 2014. Vol. 255. P. 823–846.

Laser-Ablation-ICPMS in the Earth Sciences principles and applications. Sylvester P. St. John's, Newfoundland: Mineralogical Association of Canada. 2001. Vol. 29. 252 p.

Lodders K. Solar system abundances and condensation temperatures of the elements. *The Astrophysical Journal*. 2003. Vol. 591. P. 1220–1247.

Medvedev P. V., Chazhengina S. Y., Svetov S. A. Application of raman spectroscopy and high-precision geochemistry for study of stromatolites. V Mezhdunarodnyi simpozium «Biokosnye vzaimodeistviya v prirodnykh i antropogennykh sistemakh», 20–22 oktyabrya. St. Petersburg, 2014. P. 108–110.

Santosh M., Shaji E., Tsunogae T., Ram Mohan M., Satyanarayanan M., Horie K. Suprasubduction zone ophiolite from Agali hill: Petrology, zircon SHRIMP U–Pb geochronology, geochemistry and implications for Neoproterozoic plate tectonics in southern India. *Precambrian Research*. 2013. Vol. 231. P. 301–324.

Stepanova A. V., Salnikova E. B., Samsonov A. V., Egorova S. V., Larionova Y. O., Stepanov V. S. The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian Craton, eastern Fennoscandian shield: U–Pb age, source characteristics and implications for continental break-up processes. *Precambrian Research*. 2015. Vol. 259. P. 43–57.

Stepanova A. V., Samsonov A. V., Salnikova E. B., Puchtel I. S., Larionova Y. O., Larionov A. N., Stepanov V. S., Shapovalov Y. B., Egorova S. V. Palaeoproterozoic Continental MORB-type Tholeiites in the Karelian Craton: Petrology, Geochronology, and Tectonic Setting. *Journal of Petrology*. 2014. Vol. 55. P. 1719–1751.

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. A. D. Saunders, M. J. Norry (eds.). *Magmatism in the ocean basins*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989. No 42. P. 313–345.

Sylvester P. J. Matrix effects in laser ablation-ICP-MS. In *Laser ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and Outstanding Issues* (P. Sylvester, eds.). *Mineral. Assoc. Can. Short Course Series*. 2008. Vol. 40. P. 67–78.

Taylor S. R. Abundance of chemical elements in the continental crust; a new table. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1964. 28(8). 1273–1285. doi: 10.1016/0016-7037(64)90129-2.

Wilson S. A. Data compilation for USGS reference materials, Hawaiian basalt, *US Geological Survey open file*. 1998.

Received March 11, 2015

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Светов Сергей Анатольевич

зам. директора по научным вопросам, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: ssvetov@krc.karelia.ru

Степанова Александра Владимировна

ведущий научный сотрудник, к. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: stepanov@krc.karelia.ru

Чаженгина Светлана Юрьевна

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: chazhengina@mail.ru

Светова Евгения Николаевна

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: ensvetova@igkrc.ru

Рыбникова Зоя Павловна

аспирант
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: zoya_rybnikova@mail.ru

Михайлова Анжела Ивановна

зав. лаб., к. х. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: geolog@krc.karelia.ru

Парамонов Арсений Сергеевич

ведущий физик
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: geolog@krc.karelia.ru

Эхова Марина Валерьяновна

ведущий химик
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: geolog@krc.karelia.ru

Колодей Владимир Александрович

ведущий физик
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: geolog@krc.karelia.ru

CONTRIBUTORS:

Svetov, Sergey

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: ssvetov@krc.karelia.ru

Stepanova, Alexandra

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: stepanov@krc.karelia.ru

Chazhengina, Svetlana

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: chazhengina@mail.ru

Svetova, Evgeniya

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: ensvetova@igkrc.ru

Rybnikova, Zoya

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: zoya_rybnikova@mail.ru

Mikhaylova, Anzhela

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: geolog@krc.karelia.ru

Paramonov, Arseniy

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: geolog@krc.karelia.ru

Ekhova, Marina

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: geolog@krc.karelia.ru

Kolodey, Vladimir

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: geolog@krc.karelia.ru

УДК 552.321 + 551.71

Sm-Nd AND U-Pb ISOTOPIC STUDY OF THE NYASYUKKA DIKE COMPLEX, KOLA PENINSULA, RUSSIA

V. F. Smolkin¹, E. Hanski², H. Huhma³, Zh. A. Fedotov⁴

¹Vernadsky State Geological Museum of Russian Academy of Sciences

²Oulu Mining School, University of Oulu

³Geological Survey of Finland, Espoo

⁴Geological Institute, Kola Science Centre of Russian Academy of Sciences

The Nyasyukka dike complex forms a NW-trending dike swarm in the Archean bedrock of the Murmansk Province adjacent to the Pechenga Complex. The dikes are mostly composed of two rock types, kaersutite-bearing peridotites and olivine gabbros. Also a rounded pyroxenite stock has been found in the area. The dikes were generated from ferropicritic parental magma which was similar to Pechenga ferropicrites though having a somewhat higher silica activity. A peridotite sample yielded an internal Sm-Nd isochron with an age of 1956 ± 19 Ma (MSWD = 0.7) and an initial ϵ_{Nd} value of $+1.4 \pm 0.4$. This is consistent with the baddeleyite age of 1941 ± 3 Ma, showing that the Nyasyukka dikes are ca. 40 Ma younger than the Pechenga ferropicrites. The pyroxenite stock shows geochemical and Nd isotopic evidence for significant crustal contamination. We also present isotopic and geochemical data for olivine gabbro-norite from the Tuloma River area, supporting the earlier view that there exist dikes of the Nyasyukka type in this area.

K e y w o r d s: Paleoproterozoic Pechenga structure, Dike of peridotite-olivine gabbro complex, Sm-Nd and U-Pb isotopic dating, baddeleyite, zircon.

В. Ф. Смолькин, Е. Хански, Х. Хухма, Ж. А. Федотов. Sm-Nd и U-Pb ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НЯСЮККСКОГО ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ

Нясюккский дайковый комплекс образует дайковый рой СЗ-простираения в архейских породах Мурманской области, прилегающих к Печенгской структуре. Дайки в основном сложены из двух типов пород – керсутитсодержащих перидотитов и оливиновых габбро. В этом районе также были найдены пироксениты штокообразной формы. Дайки были сформированы за счет ферропикритовой родительской магмы, которая была подобна печенгским ферропикритам, но имела несколько более высокую активность кремнезема. Образец перидотита дал внутреннюю Sm-Nd изохрону с возрастом 1956 ± 19 млн лет (СКВО = 0,7) и первичное ϵ_{Nd} отношение $+1,4 \pm 0,4$. Это согласуется с возрастом бадделеита 1941 ± 3 млн лет, показывая, что нясюккский дайковый рой на 40 млн лет моложе печенгских ферропикритов. Для пироксенитового штока получены геохимические и Nd изотопные свидетельства значительной коровой контаминации. Мы также представляем изотопные и геохимические данные для оливиновых габбро-норитов района р. Туломы, поддержав ранее высказанное мнение о том, что в этом районе существуют дайки нясюккского типа.

К л ю ч е в ы е с л о в а : Палеопротерозойская Печенгская структура, дайковый комплекс перидотитов-оливиновых габбро, Sm-Nd и U-Pb изотопные данные, бадделеит, циркон.

Introduction

Several generations of mafic dike have been found in the Archean TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite) gness bedrock in the area outside the northeastern margin of the Paleoproterozoic Pechenga-Varzuga Belt in the Kola Peninsula [Smolkin, 1993, 1997; Fedotov, 1995; Arzamastsev et al., 2009] (Figs. 1, 2). Their abundance may reach 5 volume percent of the bedrock. The dikes are divided into two major groups: the younger Paleozoic, unaltered dolerites and the older Paleoproterozoic, variously metamorphosed dike complexes. No apparent volcanic or deep-seated, intrusive counterparts have been found for the first group, while close compositional analogues for the Paleoproterozoic dikes have been recognized among the volcanic and intrusive rocks occurring in the adjacent Pechenga-Varzuga Belt. On the basis of their mineralogical and chemical composition, age and orientation, Fedotov [1995] subdivided the Paleoproterozoic dikes into four dike complexes, which are from oldest to youngest: 1) gabbro-

norites, 2) quartz-bearing metadolerites, 3) picritic dolerites, and 4) high-Fe-Ti metadolerites and metapicrites. The last type includes kaersutite-bearing peridotites and olivine gabbros of the Nyasyukka dike complex, which have earlier been regarded as comagmatic with the ore-bearing gabbro-wehrlite intrusions and ferropicritic volcanic rocks of the Pechenga Group [Fedotov et al., 1974; Fedotov, 1995; Smolkin, Borisova, 1995].

In addition to the Archean bedrock adjacent to the Pechenga Complex, Nyasyukka-type mafic-ultramafic dikes have been encountered elsewhere in the Kola Peninsula. Borisova [1989] described an occurrence ca. 100 km southeast of Pechenga, in the Tuloma River area southwest of Murmansk (see Fig. 1). Also dikes of this affinity have been found in the Monchegorsk area close to the north-western end of the Imandra-Varzuga supracrustal belt where they penetrate Archean gneisses and a Paleoproterozoic mafic layered intrusion [Dokuchaeva et al., 1989]. In addition, dike rocks of the Nyasyukka type have been recognized in the Sydvaranger area in northeastern Norway



Fig. 1. Location of the Nyasyukka dike complex (Fig. 2) in the Archean basement on the NE side of the Pechenga Complex. Also shown is the site of sample T-33 in the Tuloma River area SW of Murmansk

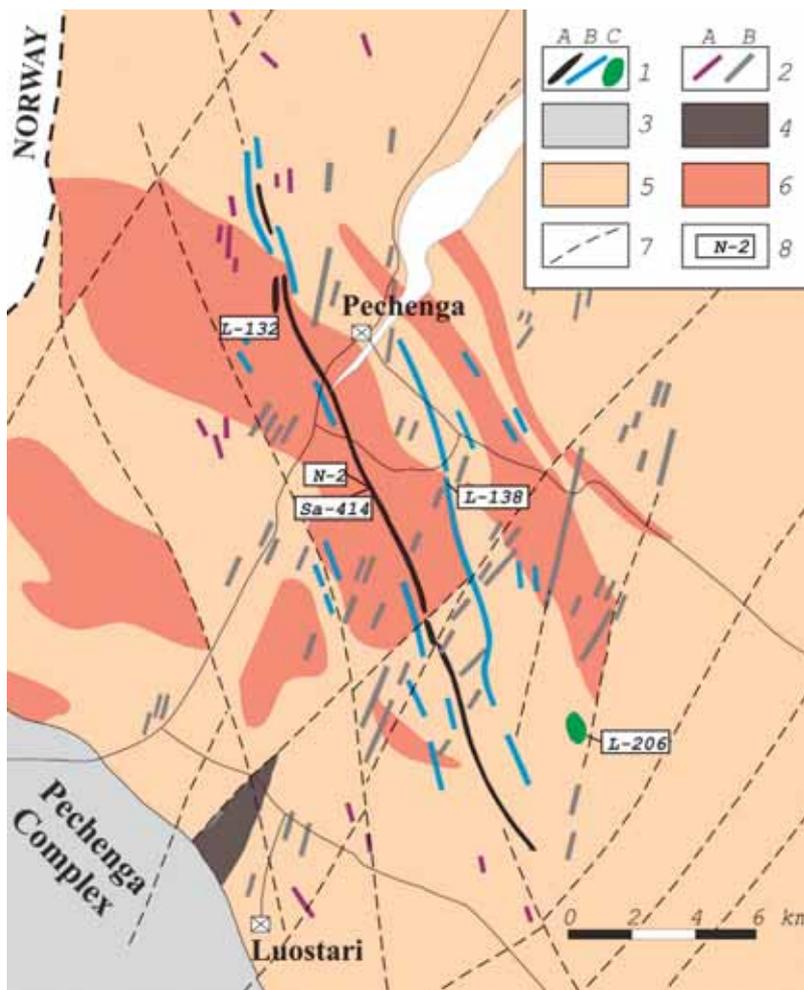


Fig. 2. Map showing dike rocks and sampling sites around the Pechenga village [modified after Smolkin, 1993]. Legend:

- 1) a – peridotite, b – olivine gabbro, c – olivine pyroxenite of the Nyasyukka dike complex;
- 2) a – dolerite, b – quartz dolerite;
- 3) sedimentary and volcanic rocks of the Pechenga Complex;
- 4) Mt. Generalskaya mafic layered intrusion;
- 5) Archean amphibolite, gneiss, high-Al schist;
- 6) Archean granite;
- 7) fault;
- 8) sampling site

[Smolkin, Borisova, 1995]. Thus the Nyasyukka type dikes are known to occur in a zone having a NW-SE extension of more than 300 kilometers.

The potential genetic link between the Nyasyukka dike complex and the Pechenga Ni-Cu-bearing intrusions has important geotectonic and economic implications. In order to evaluate whether the Nyasyukka dikes form isotopically a coherent group and are comagmatic with the ferropicritic magmatism of the North Pechenga Group [Smolkin, 1993; Melezhik, Hanski, 2012], we undertook a geochemical and Sm-Nd isotopic study of representative samples from the Nyasyukka dikes occurring near the Pechenga village (see Fig. 1). Also included was one olivine gabbro-norite sample from the Tuloma area.

The Nyasyukka dike complex

Among the dikes found in the Archean bedrock on the NE side of the Paleoproterozoic Pechenga Complex, there is a somewhat heterogeneous, but geochemically correlative group of mafic to ultramafic dikes, which have been assigned to the Nyasyukka dike complex (see Fig. 2). It was named after the

Nyasyukka village (called Näsykkä in Finnish). Currently the number of known dikes exceeds 40. They form a NNW-trending and steeply dipping swarm occurring within an area of 30 x 40 km² and extending from the Luostari railway station to the coast of the Barents Sea.

There is also another dike swarm in the area, which is NNE oriented, thus forming an angle of 45° with the Nyasyukka dike complex. These dikes are more evolved and composed of gabbro diabases and quartz gabbros [Smolkin, Borisova, 1995].

The dike-forming process was affected by deep differentiation in stoking magma, which resulted in the concentration of dikes of different composition in different subswarms. Three parallel series are distinguished (see Fig. 2). The western and eastern series are composed predominantly of olivine gabbro forming dikes that vary in thickness from 30 to 130 meters and in length from 1 to 8 kilometers. The central series contains dikes that are composed of plagioclase- and kaersutite-bearing peridotites and are 40–150, sometimes 200 meters thick and up to 22 km long, occurring together with some smaller dikes having the same composition. In addition to these

linear dike bodies, a plagioclase-bearing olivine pyroxenite stock is located at the southern termination of the eastern series (see Fig. 2).

Peridotites of the Nyasyukka complex are olivine cumulates with interstitial amphibole (kaersutite), plagioclase, and clinopyroxene. They are medium- to coarse-grained rocks with a massive or porphyritic texture, the latter being caused by large, poikilitic amphibole crystals. The volumetric abundance of the main minerals is the following: olivine 25–40 %, augite 11–45 %, kaersutite 4–40 %, plagioclase 0.3–8 %. Minor minerals include bronzite, biotite, magnetite, ilmenite, and apatite. *Olivine gabbros* are medium-grained, massive rocks having a wide variation in the relative proportions of the major minerals. Olivine had crystallized before pyroxene, and plagioclase is xenomorphic with respect to the mafic main minerals. There is often a orthopyroxene-amphibole corona at the contact between olivine and plagioclase. The stock-forming, olivine-bearing *pyroxenites* (pyroxenite cumulates) have the following modal composition: olivine 10–25 %, plagioclase 8–17 %, augite 60–63 %, biotite 1–3 %.

The NW-trending dikes in the Tuloma River area are 300 to 1200 m long, 10 to 60 m wide, non-differentiated, and composed of olivine-bearing *melagabbros* or *gabbro-norites* [Borisova, 1989]. The modal abundance of their primary magmatic minerals varies as follows: olivine 5–15 %, bronzite 2–15 %, augite 15–25 %, plagioclase 10–30 %, kaersutite 0.5–1 %.

The rocks of the Nyasyukka dike complex have some features, including the presence of primary magmatic amphibole, kaersutite, which they share with the gabbro-wehrlite intrusions in the Pechenga-Varzuga Belt. There are, however, mineralogical distinctions, which indicate some differences in the respective parental magma compositions. Orthopyroxene is present in the Nyasyukka dikes but has not been found in the Pechenga rocks, suggesting a higher silica activity in the magma parental to the former rocks. Olivine and plagioclase typically coexist in the olivine gabbros of the Nyasyukka complex whereas the gabbroic rocks of the Pechenga intrusions commonly lack olivine or contain only a small amount of olivine.

Samples and analytical methods

Geological sampling and mineralogical research were carried out by V. F. Smolkin and Zh. A. Fedotov, geochemical research was made by E. Hanski, and isotopic Sm-Nd analysis by H. Huhma.

The sampling sites are shown in Figs. 1 and 2. For isotope and trace element analyses, six whole-rock samples were collected from the Nyasyukka area: three plagioclase-bearing kaersutite peridotites

(samples N2, L-132 and SA-414) from the central ultramafic dike, an olivine gabbro (L-138) representing one of the eastern gabbroic dikes, and plagioclase-bearing olivine pyroxenite (L-206) from the above-mentioned stock-like body (see Fig. 2). In addition, one olivine gabbro-norite sample (T-33) was picked from the Tuloma River area (see Fig. 1). Mineral separates of olivine, clinopyroxene, kaersutite, orthopyroxene and plagioclase, obtained using standard heavy liquid and magnetic methods, were analyzed from sample L-132 and plagioclase and clinopyroxene from sample L-206.

For U-Pb dating using conventional thermal mass spectrometry (TIMS), a 50-kg sample (P-27) was taken from close to the contact of an olivine gabbro dike located near the Kirikovan open pit. It consists of large grains of partly amphibolized pyroxene (45–50 vol.%), tabular grains of partly chloritized plagioclase (45–50 vol.%), and also biotite (3–5 vol.%), magnetite and ilmenite (2–3 vol.%). Another sample (P59) was picked from the same spot for in situ dating using SHRIMP (sensitive high-resolution ion microprobe).

Whole-rock analyses were performed in the chemistry laboratory of the Geological Survey of Finland at Espoo (currently Labtium). Concentrations of major elements and Cr, Ni, Sc, V, Cu, Pb, Zn, S, As, Rb, Ba, Sr, Ga, Nb, Zr, Y were measured by the XRF method using a Philipps PW1480 equipment. For determination of concentrations of rare earth elements (REE) and Y, Sc, Zr, Hf, Nb, Th, and U, inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) was utilized.

Sm-Nd isotopic analyses were carried out in the geochronological laboratory of the GTK (Espoo). Chemical preparation of samples for the Sm-Nd isotopic analysis was made using the methodology described by Hanski et al. [2001] and isotopic ratios were measured using a VG sector 54 thermal ionization mass spectrometer. The concentrations were measured using a mixed $^{150}\text{Nd}/^{149}\text{Sm}$ spike without aliquoting. The estimated error in $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ is 0.3 % and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ is normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. The average value for the La Jolla standard was $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511850 \pm 10$ (1σ , $n=15$).

Zircon extraction and U-Pb isotopic analysis were performed by T. B. Bayanova in the Collective Use Center of the Geological Institute, Kola Science Center RAS (Apatity). Chemical procedure of zircon dissolution followed the method of Krogh [1973], and plotting of the U-Pb isotopic data and age calculations were carried out using the Isoplot software of Ludwig [1991, 1999] and applying the decay constant of Steiger and Jäger [1977]. All errors are reported at the 2 level. Isotopic analyses were made on a 7-channel Finnigan-MAT-262 (RPQ) mass spectrometer.

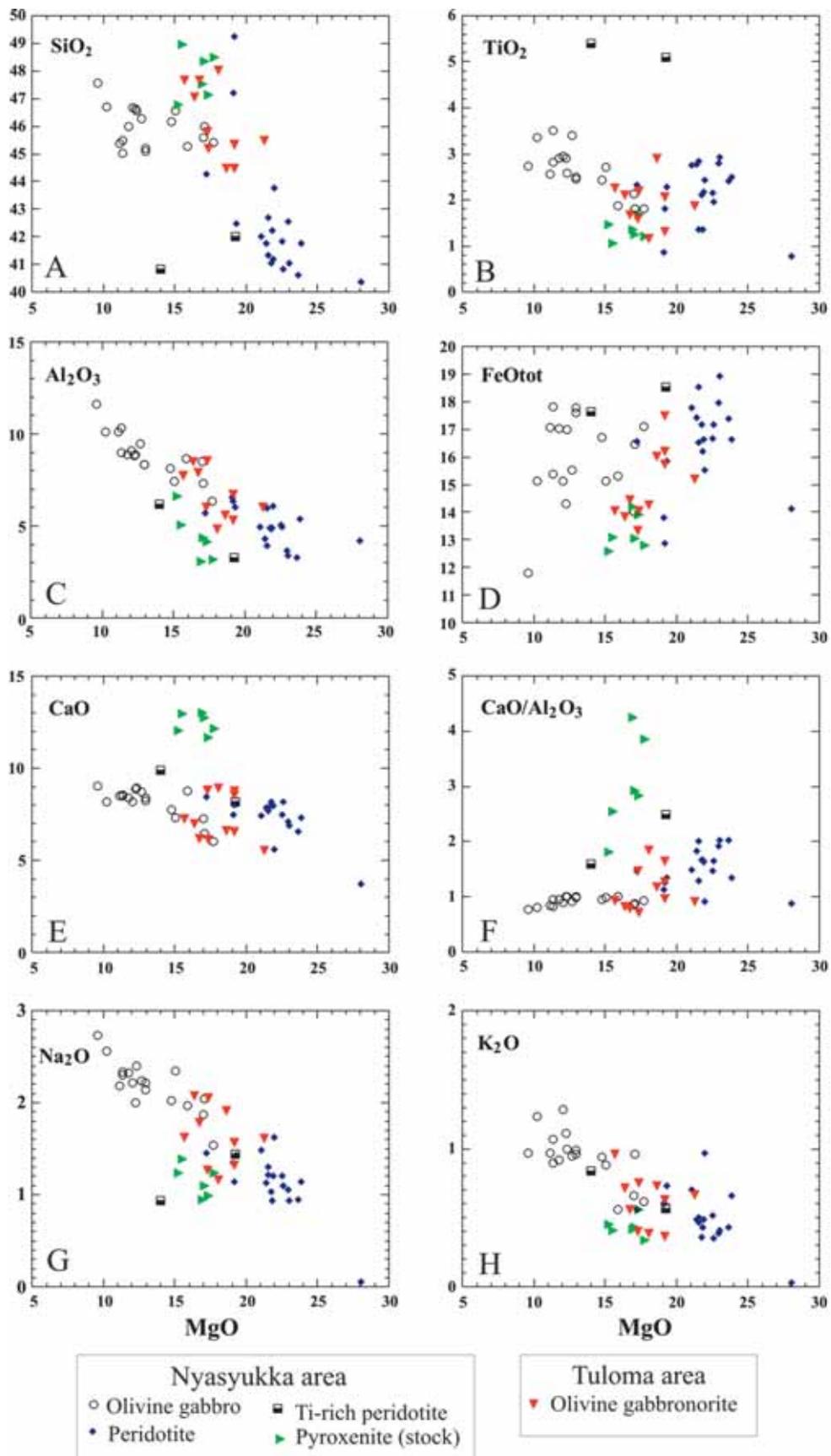


Fig. 3. Major element compositions of rocks from the Nyasyukka dike complex and dikes from the Tuloma River area

In situ U-Pb zircon analyses were conducted in the VSEGEI's Centre of Isotopic Research (CIR) on a SHRIMP II mass spectrometer. The analysis method is described by Williams [1998] and Larionov et al. [2004]. The measured isotope ratios were corrected using zircon standard TEMORA from leucogabbro of Eastern Australia.

Geochemistry

Chemical analyses of the dike samples are shown in Tab. 1. Based on these and more abundant major element data reported by Smolkin [1993], Fedotov [1995], and Borisova [1989], Fig. 3 was constructed, displaying major components plotted against MgO. The samples are divided into the following five groups marked with their own symbols: peridotites, olivine gabbros, and Ti-rich peridotites from the Nyasyukka area, pyroxenites of the stock-like body from the same area, and olivine gabbro-norites from the Tuloma area. As shown in these diagrams, the rocks form an extensive differentiation series with the MgO content varying from 28 to 10 wt. %. Most of the samples have a high FeO_{tot} content analogous to the ferropicritic rocks [Smolkin, 1992; Hanski, 1992]. Another feature shared by the ferropicrites is high TiO₂ resulting in low Al₂O₃/TiO₂ ratios, which fall generally below 5 in the Nyasyukka rocks.

Most of the samples of the Nyasyukka area form more or less coherent trends in the diagrams with peridotites and olivine pyroxenites occupying their high-MgO and lower-MgO ends (see Fig. 3). However, there are two exceptions: the pyroxenite samples from the stock differ from the other analyzed samples in having high CaO (and Sc) and CaO/Al₂O₃ due to the large fraction of cumulus clinopyroxene (see Figs. 3, e–f). Two peridotite samples are exceptionally rich in TiO₂ (>5 wt. %) (see Fig. 3, b) and consequently have extremely low Al₂O₃/TiO₂ ratios of less than 1.2. In most diagrams, the Tuloma River samples plot somewhere between the peridotites and olivine gabbros from the Nyasyukka area. Due to their high SiO₂, they form a field on the SiO₂ vs. MgO plot (see Fig. 3, a) that does not overlap the fields of the other samples.

Figures 4 illustrates mantle-normalized REE diagrams extended with Th, U, Nb, and Ta. It shows that the dikes cannot be distinguished on the basis of their REE characteristics: all are strongly enriched in LREE compared to HREE. One of the samples, L-206 from the pyroxenite stock, displays pronounced negative Nb and Ta anomalies in Fig. 4. With the exception of this sample, the analyzed rocks of the Nyasyukka dike complex have similar immobile trace element characteristics to those of the Pechenga

ferropicrites, including high LREE and HFSE. The similarity does not extend to mobile elements (Sr, K, Rb, Ba, Na), which occur in higher abundances in the dikes compared to the ferropicritic intrusions and volcanic rocks (not shown here).

Sm-Nd and U-Pb isotopes

The Sm-Nd isotopic results are presented in Tab. 2. In Fig. 5, the analytical data are plotted on two ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd vs. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd diagrams in order to distinguish the samples and analyzed sample materials from each other. The whole-rock and mineral analyses of the peridotite sample L-132 yield an isochron with an age of 1956 ± 19 Ma (MSWD = 0.7) and an initial ε_{Nd} value of +1.4 ± 0.4.

Table 1. Major and trace element analyses for dike rocks from the Nyasyukka (N^o 1–4) and Tuloma areas (N^o 5)

Sample	1	2	3	4	5
SiO ₂ (wt %)	42.48	41.04	45.26	48.96	45.35
TiO ₂	2.29	2.11	1.87	1.05	2.06
Al ₂ O ₃	6.02	4.90	8.68	5.08	6.71
Fe ₂ O ₃	3.96	1.91	2.22	1.45	2.43
FeO	12.30	15.46	13.30	11.77	13.55
MnO	0.21	0.22	0.22	0.19	0.20
MgO	19.33	21.77	15.92	15.54	19.20
CaO	8.06	8.16	8.74	12.95	8.57
Na ₂ O	1.43	1.03	1.97	1.39	1.57
K ₂ O	0.73	0.36	0.56	0.41	0.63
P ₂ O ₅	0.21	0.13	0.15	0.07	0.16
S (ppm)	1360	1150	100	2400	1100
Cu	253	258		135	
Cr	1996	2510		955	
Ni	991	1097		217	
Sc	39.1	36.8	30.8	50.8	24
V	360	292	240	353	320
Sr	232	210		221	
Ba	197	114		161	
Rb	25.4	10.1	15.1	10.7	19.1
Zr	179	68.5	102	58.5	101
Hf	3.99	2.27	3.16	1.58	2.8
Ta		0.62	0.99	0.26	0.92
Nb	13.4	9.64	14.5	4.21	13.6
Th	2.61	1.26	1.64	1.08	2.03
U	0.66	0.32	0.38	0.20	0.39
La	18.0	9.90	14.3	9.62	14.4
Ce	42.3	24.1	33.7	22.5	33.4
Pr	5.75	3.30	4.66	2.99	4.33
Nd	24.3	15.3	20.3	13.4	18.7
Sm	5.67	3.68	4.86	2.67	4.11
Eu	1.79	1.13	1.55	0.85	1.27
Gd	5.81	3.73	5.23	2.86	4.39
Tb	0.88	0.50	0.69	0.40	0.62
Dy	4.32	2.51	3.89	2.12	3.10
Ho	0.70	0.46	0.68	0.38	0.58
Er	1.78	1.10	1.61	0.97	1.56
Tm	0.19	0.13	0.23	0.14	0.20
Yb	1.35	0.87	1.44	0.88	1.15
Lu	0.18	0.13	0.20	0.12	0.18
Y	19.8	12.4	18.8	10.7	15.7

Rock types. 1–2, amphibole-bearing peridotite, 3, olivine gabbro; 4, clinopyroxenite; 5, olivine gabbro-norite. (REE, Rb, Hf, Ta, Nb, Th, U analyzed by ICP-MS, other components by XRF).

Table 2. Sm-Nd concentration and isotopic data for whole rocks and mineral separates (for analytical techniques, see Hanski et al., 2001)

Sample		Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ϵ_{Nd} (1940 Ma)
L-132	peridotite ¹					
	Whole rock	3.71	15.38	0.1460	0.512062±10	1.3
	Plagioclase	0.45	3.25	0.0828	0.511242±10	1.1
	Augite	4.24	13.08	0.1958	0.512692±10	1.2
	Kaersutite	15.42	62.27	0.1497	0.512109±10	1.3
	Cpx+Opx	2.41	7.54	0.1934	0.512670±10	1.4
	Opx	0.25	1.07	0.1417		
N2	peridotite ¹					
	Whole rock	5.21	22.75	0.1383	0.511961±10	1.4
SA-414	peridotite ¹					
	Whole rock	5.77	24.48	0.1424	0.511995±10	1.1
L-138	gabbro ¹					
	Whole rock	4.94	21.23	0.1407	0.511986±10	1.2
L-206	pyroxenite ¹					
	Whole rock	3.09	13.80	0.1353	0.511697±11	-3.1
	Plagioclase	0.47	3.030	0.0869	0.511040±30	-3.9
	Augite	3.10	11.02	0.1698	0.512133±10	-3.2
T-33	gabbro-norite ²					
	Whole rock	4.48	19.78	0.1370	0.11879±10	0.0

¹ Nyasyukka, ² Tuloma.

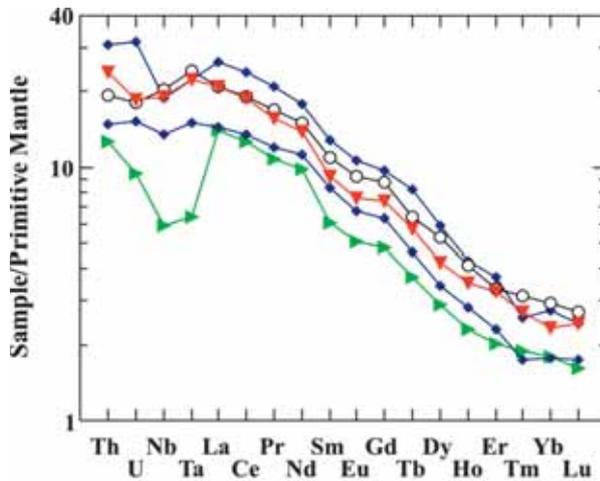


Fig. 4. Primitive-mantle normalized extended REE diagram for whole-rock dike analyses. For symbols, see Fig. 3

The two other peridotite samples from the same dike, N2 and SA-414, plot on the same isochron. The olivine gabbro sample L-138 also plots on the isochron and is most probably genetically related to the peridotites of the central

dike. Combining the data of all the above-mentioned samples does not change the age result that is provided by sample L-132.

Sample L-206 plots clearly below the isochron defined by sample L-132. The Sm-Nd analyses (less precise) of pyroxene and plagioclase from L-206 indicate that the pyroxenite stock (L-206) is roughly coeval with L-132 (2.0 ± 0.1 Ga). The low initial ϵ_{Nd} of ca. -3 suggests a significant contribution from old LREE-enriched lithosphere in the genesis of the stock-like pyroxenite represented by sample L-206. This is likely through crustal contamination, which is also compatible with the geochemical data (see Fig. 4).

The whole-rock isotopic analysis on the olivine gabbro-norite (T-33) from the Tuloma River area plots slightly below the L-132 isochron and yields a chondritic initial ratio as calculated at 1940 Ma (Tab. 2). This value is thus slightly lower than that obtained for the two dikes in the Nyasyukka area. The single analysis cannot be used to confirm whether this dike is

Table 3. U-Pb concentration and isotopic data for baddeleyite from an olivine gabbro (Sample P-27)

Fraction	Weight (mg)	Concentrations (ppm)		Pb isotopic composition ¹			Isotopic ratios ²		Ages (Ma)	Rho
		Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1 ³	0.85	129.0	328.4	466	6.7797	6.4842	5.5585	0.3385	1943	0.91
2 ³	0.70	135.4	370.9	638	7.1650	9.436	5.4410	0.3321	1939	0.91
3 ³	0.70	58.3	232.9	353	6.4052	5.3596	3.3823	0.2068	1936	0.82
4 ³	0.85	81.6	384.6	305	6.1690	4.3814	2.7496	0.1679	1938	0.46

¹The ratios are corrected for blanks of 0.08 ng for Pb and 0.04 ng for U and for mass discrimination 0.12 ± 0.04 %.

²Correction for common Pb was determined for the age according to Stacey and Kramers (1975).

³Corrected for isotope composition of light co-genetic plagioclase: ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=15.316; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15.061; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=34.872.

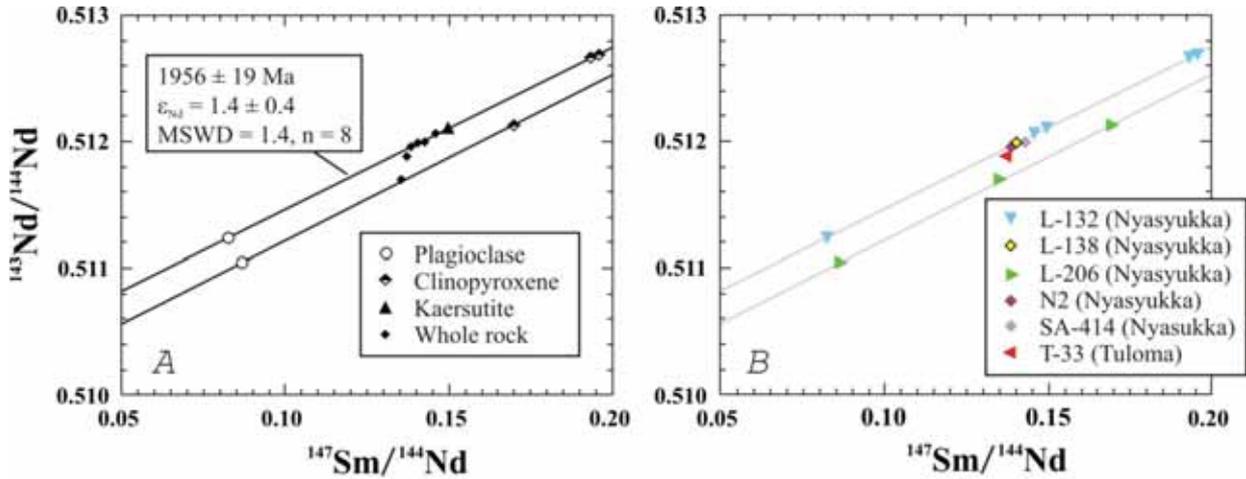


Fig. 5. Sm-Nd isochron diagrams with analyses grouped according to sample type (A) and sample code and location (B)

coeval with the Nyasyukka dike complex but geochemically the former is yet indistinguishable from the latter (see Figs. 3–4).

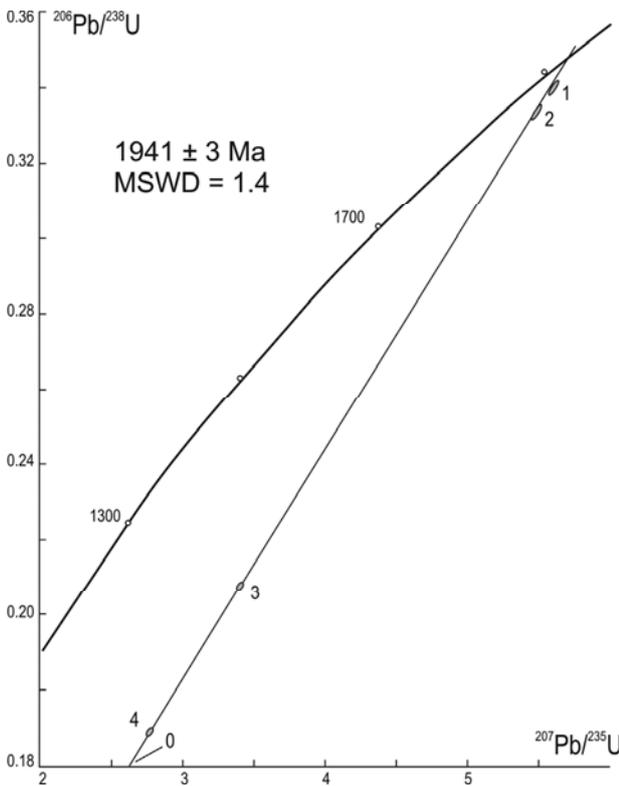


Fig. 6. U-Pb concordia age for baddeleyite from an olivine gabbro of the Nyasyukka dike complex, sample P-27

Sample P-27 from an olivine-gabbro dike yielded lamellar, brown and light brown grains of baddeleyite with an average size of 0.225 x 0.15 mm, and also fragments of metamict zircon grains. Isotopic compositions of four fractions of baddeleyite are listed in Table 6 and plotted on a concordia diagram

in Fig. 6, tab. 3, giving an upper intercept age of 1941 ± 3 Ma (MSWD = 1.3). SHRIMP analysis of one dark zircon grain from sample P-59 resulted in a less precise age of 1961 ± 24 Ma, but within error limits, it is comparable with the age obtained by TIMS (Fig. 7, tab. 4).

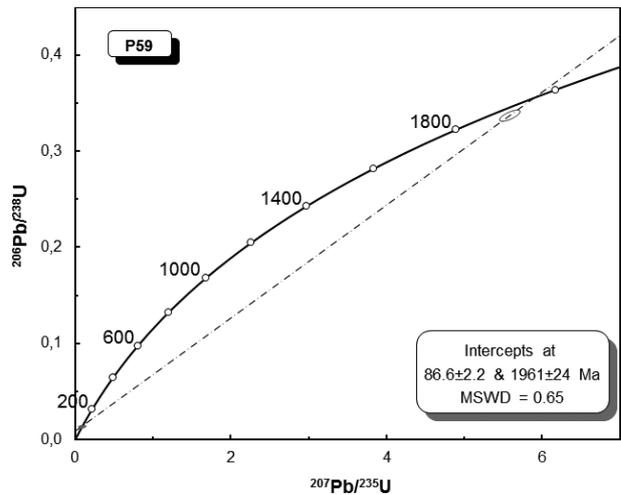


Fig. 7. U-Pb concordia age for zircon from an olivine gabbro, sample P-59 (SHRIMP II). Sample P-59 is a duplicate of sample P-27

Simultaneously, in situ zircon analyses were carried out for ferropicritic lava (1964 ± 12 Ma) and gabbro from the Pilgújärvi intrusion (1985 ± 10 Ma).

Discussion

The Nyasyukka dikes show a primary hydrous nature, high FeO_{tot} and TiO_2 , low $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, and an enrichment in immobile incompatible trace elements, which are all features typical of the Pechenga ferropicritic rocks, and therefore the

Table 4. U-Pb concentration and isotopic data for zircon from an olivine gabbro, sample P-59 (SHRIMP II)

Spot	% ²⁰⁶ Pb _c	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb*	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Age	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb Age	% Dis- cor- dant	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb*	±%	(1) ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±%	(1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±%	err corr
1,1	0.72	719	437	0.63	8.3	85.4 ± 1					0.0816	7.6	0.01334	1.2	.155
1,2	0.39	1250	924	0.76	14.5	86.28 ± 0.77					0.0883	3.8	0.01347	0.89	.233
2,1	0.16	590	966	1.69	171	1872 ± 11	1959 ± 12	5	0.12018	0.66	5.584	0.96	0.337	0.7	.731
3,1	7.59	774	542	0.72	9.77	86.9 ± 1.5					0.089	22	0.01357	1.7	.079
3,2	1.46	672	363	0.56	7.29	79.8 ± 1.1					0.0783	9.6	0.01245	1.3	.140

Errors are 1-sigma; Pb_c and Pb* indicate the common and radiogenic portions, respectively.

Error in Standard calibration was 0.41 %

(1) Common Pb corrected using measured ²⁰⁴Pb.

parental magma of the Nyasyukka dike complex was similar to ferropicritic magma. However, there are mineralogical differences, such as the presence of orthopyroxene and coexistence of olivine and plagioclase, which suggest some chemical differences in the parental magma compositions. Also, the contents of alkalis are clearly higher in the Nyasyukka rocks at a similar MgO content, which may be related to the parental magma composition or partly also to a more altered nature of the Pechenga ferropicritic rocks.

Within error, the Sm-Nd age of 1956 ± 19 Ma is the same as the Sm-Nd age of 1990 ± 40 Ma obtained previously for the Pechenga ferropicrites [Hanski et al., 1990; Hanski, 1992; Smolkin, 1992] and the U-Pb ages of 1987 ± 5 Ma and 1980 ± 10 Ma determined for zircon and baddeleyite from the Pilgijärvi intrusion, respectively [Smolkin et al., 2003; Skuf'in and Bayanova, 2006]. However, the baddeleyite age of 1941 ± 3 Ma for the Nyasyukka dike complex indicates that the dike complex is younger than the ferropicritic magmatism at Pechenga.

These results confirmed the previous age estimate of ca. 1.97–1.98 Ga obtained by other methods for the Pechenga ferropicritic rocks, and indicates an age difference of ca. 40–45 Ma with respect to the Nyasyukka dike complex.

The initial ratio ($\epsilon_{Nd} = +1.4 \pm 0.4$) obtained for the Nyasyukka dikes is indistinguishable from that of the ferropicritic rocks from the Pechenga Complex ($\epsilon_{Nd} = +1.6 \pm 0.4$) [Hanski et al., 1990; Smolkin, 1992], and hence suggests a similar history of the parental magmas in these two areas. The higher silica activity indicated by the presence of orthopyroxene in the Nyasyukka rocks could be a result of crustal contamination, but the identical initial ϵ_{Nd} at Pechenga coupled with the trace element geochemical characteristics renders this explanation unlikely.

The general lithological evolution of the Pechenga Group and geochemical characteristics of the tholeiitic, MORB-like volcanism in the upper

part of the group suggest that tensional forces led to attenuation of the continental crust and a gradual change of the tectonic setting from an initial cratonic environment to a deep-water environment during the ferropicritic magmatism at ca. 1.98 Ga. Whether this evolution finally resulted in disruption of the continental crust and formation of an embryonic oceanic basin is still unclear. Previous studies of the Nyasyukka dike complex have led to the conclusion that the ferropicritic magmatism manifested itself, not only as lavas and intrusions in the Pechenga supracrustal basin, but also as coeval dike rocks in the Archean basement [Smolkin and Borisova, 1995]. This is compatible with the view that the Pechenga-Varzuga Belt represents an ancient intracratonic rift zone [Smolkin, 1993, 1997]. On the other hand, Melezhik et al. [1994] and Melezhik and Sturt [1994] suggested that the rifting eventually led to the development of a Red Sea-like oceanic basin at the time of the ferropicritic and tholeiitic volcanism of the Pilgijärvi Formation. The age difference between the gabbro-wehrlites of the Pechenga Complex and the intrusions of the Nyasyukka complex, however, means that the setting of the latter cannot be used as a constraint on the geotectonic environment for the ferropicritic magmatism in the Pechenga-Varzuga Belt. In any case, it now seems that geochemically similar though not identical magmatism, represented by the Nyasyukka dike complex, took place in a cratonic environment ca. 40 Ma after the deposition of the ferropicritic volcanic rocks of the Pechenga Group.

These studies became possible as a result of cooperation between scientists from the University of Oulu, Geological Survey of Finland and Russian Academy of Sciences.

We are grateful to Tamara Bayanova for zircon separation and carrying out U-Pb isotope analyses and thank Aelita Pervunina and an anonymous reviewer for their constructive comments on the manuscript.

References

- Arzamastzev A. A., Fedotov Zh. A., Arzamastzeva L. V. Dikes magmatism in the Northeastern part of the Baltic Shield. St. Petersburg, 2009. 383 p. (in Russian).
- Borisova V. V. New occurrence of the Nyasyukka type of magmatism in the Kola Peninsula // Mafic Dike Swarms as Indicators of the Endogenic Regime (Kola Peninsula), USSR Academy of Sciences, Apatity, 1989. P. 17–25. (in Russian).
- Dokuchaeva V. S., Fedotov Zh. A., Chashchin V. V. Dike complexes in the Monchegorsk area // Mafic Dike Swarms as Indicators of the Endogenic Regime (Kola Peninsula), Kola Science Center, USSR Academy of Sciences, Apatity, 1989. P. 26–34. (in Russian).
- Fedotov Zh. A. Correlation of dike complexes outside the margin of the Pechenga area and its volcanic sequences / F. P. Mitrofanov and V. F. Smolkin (Eds.) // Magmatism, Sedimentogenesis, and Geodynamics of the Pechenga Paleorift, Russian Academy of Sciences, Kola Science Centre, Apatity, 1995. P. 82–94. (in Russian).
- Fedotov Zh. A., Bakushkin E. M., Fedotova M. G. Mafic and ultramafic magmatism on the northern side of the Pechenga synclinorium // Petrology, Mineralogy, and Geochemistry, Apatity, Kola Branch of the USSR Academy of Sciences, 1974. P. 3–18. (in Russian).
- Hanski E. Petrology of the Pechenga ferropicrites and cogenetic, Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia. Geological Survey of Finland, 1992. Bulletin 367. 192 p.
- Hanski E., Huhma H., Smolkin V. F., Vaasjoki M. The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula. Geological Society of Finland, 1990. Bulletin 62. P. 123–133.
- Hanski E., Walker R. J., Huhma H., Suominen I. The Os and Nd isotopic systematics of the 2.44 Ga Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions in northern Finland. Precambrian Research, 2001. No 109. P. 73–102.
- Krogh T. E. A low-contamination method for hydrothermal dissolution of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 37. P. 485–494.
- Larionov A. N., Andreichev V. A., Gee D. G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geological Society, London, Memors. 2004. Vol. 30, No 1. P. 69–74.
- Ludwig K. R. PBDAT - A Computer Program for Processing Pb-U-Th isotope data, version 1.22. US Geol. Surv. Open - File Rep. 1991. 38 p.
- Ludwig K. R. ISOPLOT/Ex - A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. No 1a. 43 p.
- Melezhik V. A., Sturt B. A. General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra/Varzuga-Ust'Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield, Earth-Science Reviews. 1994. Vol. 36. P. 205–241.
- Melezhik V. A., Hanski E. J. The Pechenga Greenstone Belt. / V. Melezhik, A. Prave, E. Hanski, A. Fallick, A. Lepland, L. Kump, H. Strauss (Eds.) // Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Volume 1: The Palaeoproterozoic of Fennoscandia as Context for the Fennoscandian Arctic Russia - Drilling Early Earth Project, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 2012. P. 289–385.
- Melezhik V. A., Hudson-Edwards K. A., Skuf'in P. K., Nilson L. P. Pechenga area, Russia: Part 1. Geological setting and comparison with Pasvik, Norway. Transaction of Institutions of Mining and Metallurgy, Section B, Applied Earth Sciences 103, 1994. B129–B145.
- Skuf'in P. K., Bayanova T. B. Early Proterozoic central-type volcano in the Pechenga Structure and its relation to the ore-bearing gabbro-wehrlite complex of the Kola Peninsula. Petrology. 2006. No 14. P. 609–627. (in Russian).
- Smolkin V. F. Komatitic and Picritic Magmatism on the Early Precambrian of the Baltic Shield. St. Petersburg: Nauka, 1992. 278 p. (in Russian).
- Smolkin V. F. Early Proterozoic riftogenic systems. In: A. D. Shcheglov (Eds.) // Magmatism and Metallogeny of Riftogenic Systems in the Eastern Baltic Shield. St. Petersburg: Nedra, 1993. P. 24–63. (in Russian).
- Smolkin V. F. The Paleoproterozoic (2.5–1.7 Ga) midcontinent rift system of the northeastern Fennoscandian Shield // Can. J. Earth Sci. Special Publ., 1997. Vol. 34. P. 426–443.
- Smolkin V. F., Borisova V. V. Nickel-bearing intrusive magmatism (gabbro-wehrlite formation). In: F. P. Mitrofanov and V. F. Smolkin (Eds.). Magmatism, Sedimentogenesis, and Geodynamics of the Pechenga Paleorift, Russian Academy of Sciences, Kola Science Centre, Apatity, 1995. P. 183–219. (in Russian).
- Smolkin V. F., Bayanova T. B., Fedotov Zh. A. Ore-bearing mafic-ultramafic rocks of the Pechenga-Allarechka area, Kola region: isotopic dating. In: Proceedings of the II Russian Conference on Isotope Geochemistry. St. Petersburg: IGGP RAS, 2003. P. 467–470. (in Russian).
- Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a Two-Stage Model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. Vol. 26. P. 207–221.
- Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. Vol. 36, No 3. P. 359–362.
- Williams I. S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe / M. A. McKibben, W. C. Shanks, W. I. Ridley (Eds.) // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econ. Geol. 1998. No 7. P. 1–35.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Смолькин Валерий Федорович

ведущий научный сотрудник, д. г.-м. н.
Государственный геологический музей
им. В. И. Вернадского РАН
ул. Моховая, 11, стр. 11, Москва, Россия, 125009
эл. почта: v.smolkin@sgm.ru

Хански Ееро

Факультет наук о Земле Университета Оулу,
Финляндия, FI-90014
эл. почта: eero.hanski@oulu.fi

Хухма Ханну

Геологическая служба Финляндии,
Эспоо, Финляндия, FI-02150
эл. почта: hannu.huhma@gtk.fi

Федотов Жорж Александрович

старший научный сотрудник, к. г.-м. н.
Геологический институт Кольского научного центра РАН
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Россия, 184200
эл. почта: fedotov@geoksc.apatity.ru

CONTRIBUTORS:

Smolkin, Valery

Vernadsky State Geological Museum,
Russian Academy of Sciences
11-11 Mokhovaya St., 125009 Moscow, Russia
e-mail: v.smolkin@sgm.ru

Hanski, Eero

Oulu Mining School, P. O. Box 3000,
FI-90014 University of Oulu, Finland
e-mail: eero.hanski@oulu.fi

Huhma, Hannu

Geological Survey of Finland,
FI-02150, P. O. Box 96, Espoo, Finland
e-mail: hannu.huhma@gtk.fi

Fedotov, Zhorzh

Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of
Sciences
14 Fersmana St., 184200 Apatity, Russia
e-mail: fedotov@geoksc.apatity.ru

УДК 550.93+550.42(470.22)

АРХЕЙСКИЕ ЦОИЗИТИТЫ ГРИДИНСКОГО ЭКЛОГИТСОДЕРЖАЩЕГО МЕЛАНЖА (БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА): ГЕОЛОГИЯ, U-Pb ВОЗРАСТЫ ЦИРКОНОВ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

А. И. Слабунов¹, О. И. Володичев¹, Ли Сяоли², О. А. Максимов¹

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН

² Пекинский университет, Школа наук о Земле и космосе

Приводятся новые результаты изотопного U-Pb датирования цирконов из цоизититов, являющихся изофациальными спутниками эклогитов в Гридинском эклогитсодержащем меланже Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита. Эти данные позволяют модифицировать геодинамическую модель развития Беломорской архейской субдукционно-коллизийной системы.

Изотопный и геохимический анализы цирконов проводились методом лазерной абляции в лаборатории Пекинского университета (Китай). Полученные изотопные возрасты варьируют от 3,0 до 1,9 млрд лет, но среди них выделяется шесть групп с возрастными 3,0, 2,9, 2,82, 2,75, 2,72 и 1,96 млрд лет.

Комплекс данных о морфологии и геохимии цирконов, минеральных включениях в них позволил оценить условия формирования каждой из 6 групп и показать, что ранние (т. е. с возрастными 3000, 2900, 2820 млн лет) из них являются захваченными габбро-анортозитами из гранитоидной рамы во время внедрения, цирконы с возрастом 2745 млн лет, по-видимому, связаны с формированием габбро-анортозитов, с возрастными 2720 млн лет – соответствуют времени формирования ранней ассоциации цоизитита в условиях эклогитовой фации, с возрастом 2680 млн лет – время ретроградных преобразований в высокобарических (10–14 Кбар) условиях. Отмечаются также каймы цирконов с возрастом 1960 млн лет, отражающие проявление Лапландско-Кольской орогении.

Для объяснения полученных данных следует признать, что формирование гридинского эклогитсодержащего меланжа происходило начиная с 2720 млн лет, сначала в условиях субдукции в режиме, вероятно, континентальной окраины, который сменился континентальной субдукцией. Около 2680 млн лет в условиях коллизии структура меланжа усложнилась, а также отмечаются проявления высокобарического (до условий эклогитовой фации) метаморфизма.

Ключевые слова: архей, геодинамика, эклогитсодержащий меланж, цоизитит, эклогит, U-Pb изотопный возраст, циркон, Беломорская провинция, Фенноскандинавский щит.

A. I. Slabunov, O. I. Volodichev, Li Xiaoli, O. A. Maksimov. ARCHEAN ZOISITITES OF THE GRIDINO ECLOGITE-BEARING MELANGE, BELOMORIAN PROVINCE OF THE FENNOSCANDIAN SHIELD: GEOLOGY, U-Pb ZIRCON AGES AND GEODYNAMIC SETTING

The new results of the isotope U-Pb dating of zircons from zoisites, which are the isofacies accessories of the eclogites in the Gridino eclogite-bearing melange of the

Belomorian mobile belt, Fennoscandian Shield, are reported. They can be used to modify the geodynamic evolution model of the Archean Belomorian subduction-collision system. Isotope and geochemical analyses of zircons were performed using the laser ablation method at the Beijing University laboratory, China. The isotope ages obtained vary from 3.0 to 1.9 Ga, but six groups/generations with the ages 3.0, 2.9, 2.82, 2.75, 2.72 and 1.96 Ga have been revealed.

Morphological and geochemical data on zircons and their mineral inclusions were analyzed to assess the conditions of formation of each of the six groups and show that the early zircons, dated at 3000, 2900 and 2820 Ma, were trapped by gabbro-anorthosites from granitoid enclosing rock upon intrusion; zircons dated at 2745 Ma seem to be associated with the formation of gabbro-anorthosites, dated at 2720 Ma, and are consistent with the time of formation of an early zoisite association under eclogite-facies conditions, dated at 2680 Ma, which is the time of retrograde alterations at high pressures (10–14 Kbar). Zircon rims, dated at 1960 Ma and indicating the Lapland-Kola orogeny, have also been revealed.

To interpret the data obtained, it should be admitted that the Gridino eclogite-bearing melange began to form at 2720 Ma upon the transition from classical subduction to continental subduction, and at 2680 Ma its structure became more complex upon continental collision and eclogite-facies metamorphic events took place.

Keywords: Archean, geodynamics, eclogite-bearing melange, zoisite, eclogite, U-Pb isotope age, zircon, Belomorian Province, Fennoscandian Shield.

Введение

Как и эклогиты, цоизиты широко распространены в Гридинском меланже в виде разных по размеру линзовидных тел в гранито-гнейсовом матриксе. Цоизиты были образованы при метаморфизме в условиях эклогитовой фации по анортозитам [Володичев, 1990; Volodichev et al., 2014; Володичев и др., 2015] и вместе с эклогитами прошли сложную историю геологического и метаморфического развития, восстанавливаемую на основе выявления нескольких возрастных генераций цоизитов и эпидотов, маркирующих соответственно высоко- и умеренно-низкобарические условия метаморфизма. Последовательность кристаллизации генераций цоизитов и вариации их состава отражают этапы метаморфической эволюции при различных значениях *PT* параметров.

В настоящей статье анализируется геологическое положение цоизитов и изотопная геохронология цирконов, выделенных из них. На основании этих и изложенных данных по петрологии [Volodichev et al., 2014; Володичев и др., 2015], предпринята попытка дать новую геодинамическую трактовку становления эклогитсодержащего меланжа.

Геологический обзор

В Беломорской провинции Балтийского щита выделяется два района, в которых развиты архейские эклогиты [Володичев и др., 2004; Минц и др., 2010; Щипанский и др., 2012], (рис. 1, А):

это район с. Гридино и р-он оз. Бабинская Имандра (Салмы, Куру-Ваара). Эклогиты в этих районах являются компонентами меланжа. Архейский эклогитсодержащий меланж (комплекс) района с. Гридино формирует тектоническую пластину, фрагмент которой прослеживается по простиранию на примерно 50 км при ширине 6–7 км (рис. 1, Б). Породы меланжа хорошо выделяются среди других образований Беломорской провинции спецификой строения и состава. По текстурным особенностям слагающий эклогитсодержащий комплекс сопоставим с меланжем [Слабунов и др., 2007; Слабунов, 2008], неоднократно интенсивно деформированным и метаморфизованным в условиях высоких и повышенных давлений.

Обломочная составляющая комплекса представлена неравномерно распределенными в гранито-гнейсовом матриксе многочисленными (до 25–30 % общего объема) фрагментированными обломками линзовидной или неправильной формы размером от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров [Слабунов и др., 2007]. Выделяются зоны меланжа как с высокой, так и с низкой концентрацией обломков [Сибелев, 2012; Бабарина и др., 2014]. Нередко в обломках проявлена автономная, образовавшаяся до вхождения в состав меланжа, складчатость [Володичев, 1990].

Состав обломков разнообразен: эклогиты, амфиболиты по эклогитам, цоизиты, кианит-гранат-биотитовые гнейсы, метапироксениты [Володичев и др., 2004; Моргунова, Перчук, 2012; Максимов, 2014]. Но среди них резко

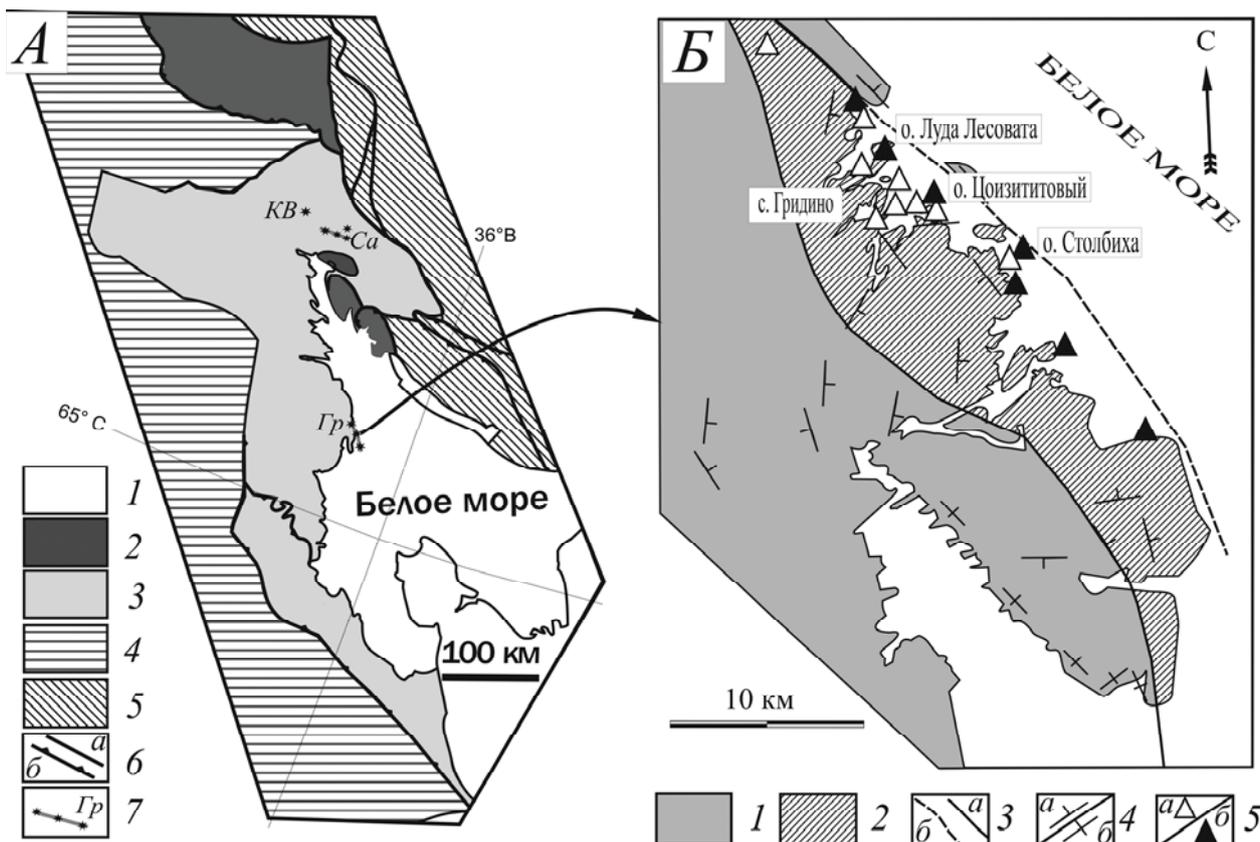


Рис. 1. А – Схема тектонического районирования СВ части Балтийского/Фенноскандинавского щита [Слабунов и др., 2006, 2011б; Daly et al., 2006 с упрощениями];

1 – осадочный чехол; 2 – ядро палеопротерозойского (1,97–1,90 млрд лет) Лапландско-Кольского коллизионного орогена; 3 – Беломорская провинция; 4 – Карельский архейский кратон; 5 – Кольская провинция; 6 – крупные разломы (а) и надвиги (б); 7 – архейские эклогитсодержащие комплексы (Гр – Гридинский, Са – Салминский; КВ – Куру-Ваарский). Б – схема геологического строения района с. Гридино [Слабунов, 2008 с упрощением] и расположение рассматриваемых объектов:

1 – породы беломорского комплекса (гнейсы, амфиболиты, тоналиты); 2 – Гридинский эклогитсодержащий комплекс; 3 – тектонические границы (а – закартированные, б – предполагаемые); 4 – элементы залегания гнейсовидности (а – погружение под углами 30–70, б – вертикальные); 5 – места расположения изученных эклогитов (а) и цоизититов (б): о. Столбиха, о. Цоизититовый, о. Луда Лесовата, с. Гридино

преобладают породы основного состава, преимущественно в различной степени преобразованные эклогиты: от симплектитовых разновидностей до гранат-клинопироксеновых амфиболитов с реликтами симплектитов.

Цоизититы вместе с эклогитами имеют широкое распространение во всех частях структуры – от о. Никонова на юго-востоке до м. Кирбей на северо-западе (см. рис. 1, Б), и, по сути, являются изофациальными спутниками эклогитов, совместно прошедшими часть сложной истории структурно-метаморфических преобразований.

Матрикс Гридинского эклогитсодержащего меланжа представлен тоналито-гнейсами, гранито-гнейсами, среди них отмечаются эндебиты, розовые микроклиновые граниты. Важно констатировать, что в матриксе меланжа, в отличие его обломочной составляющей, пока не установлены парагенезы эклогитовой фации.

Верхний возрастной предел формирования Гридинского эклогитсодержащего комплекса в стадии интенсивных преобразований пород устанавливается достаточно четко. Непосредственно на о. Столбиха, где впервые были обнаружены эклогиты [Володичев, 1990], разгнейсованный меланж сечется недеформированной жилой трондьемитов, для которой изохронным методом был установлен изотопный возраст цирконов, равный $2701,3 \pm 8,1$ млн лет, а возраст «эклогитовых» цирконов из эклогитов в этом же обнажении – $2720,7 \pm 8$ млн лет [Бибикова и др., 2003; Володичев др., 2004]. Гридинский меланж сечется также габброидами, изотопный возраст которых оценивается в 2711 ± 8 млн лет [Слабунов и др., 2008]. Следует отметить, что крайне экзотично выглядит идея об архейском (около 2,9 млрд лет) возрасте габброидных даек района с. Гридино

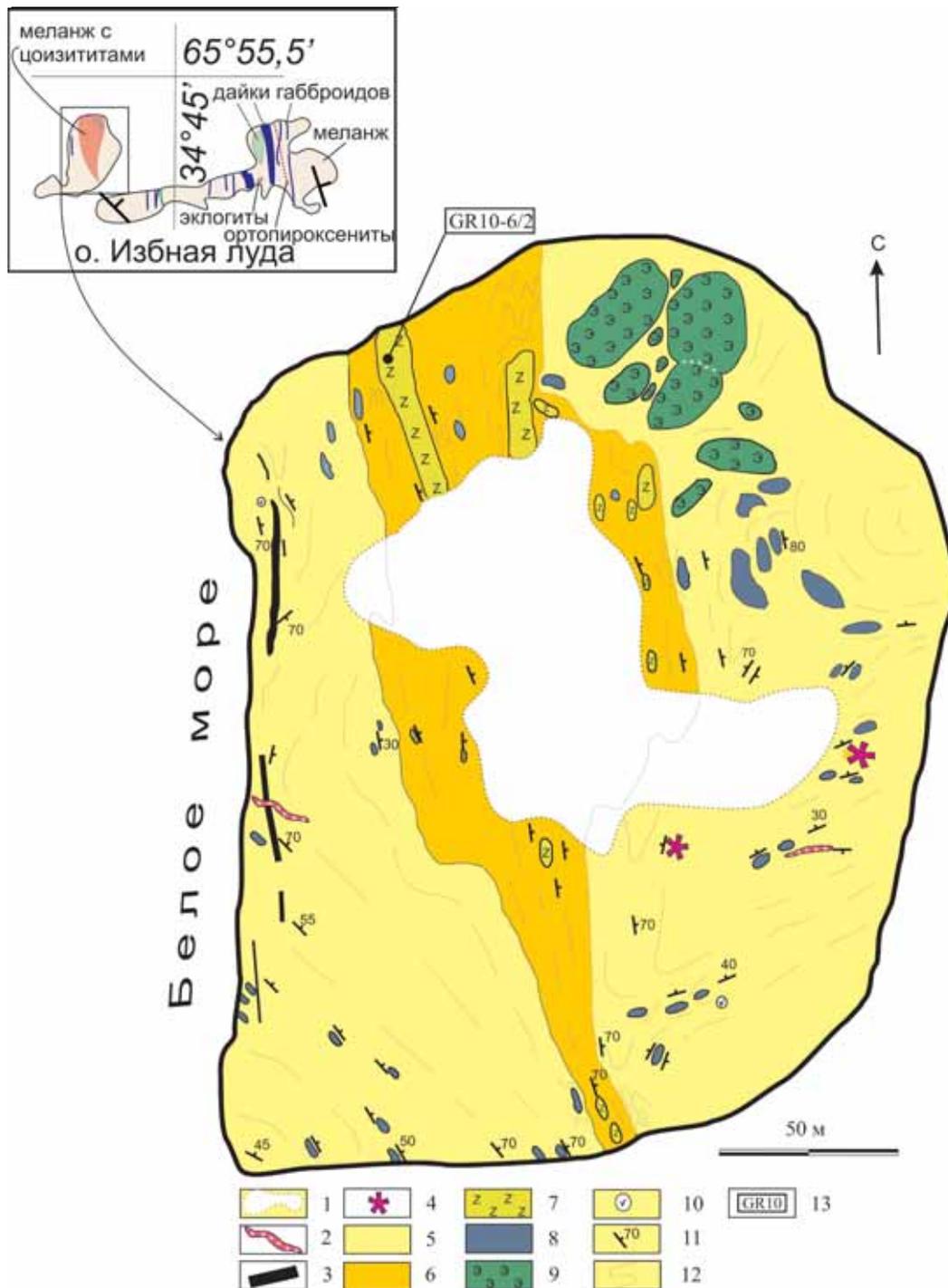


Рис. 2. Схема геологического строения о. Цоизититовый. Составили А. И. Слабунов и О. А. Максимов. На врезке, составленной на основе: [Сибелев, 2012], расположение о. Цоизититовый:

1 – четвертичные отложения; 2 – 1,88 млрд лет пегматитовые жилы; 3 – палеопротерозойские дайки магнезиальных метадiorиты [Степанов, Степанова, 2006]; 4–10 – неоархейские образования: 4 – метаэндербиты; 5 – тоналито-гнейсы; 6 – тоналито-гнейсы с телами цоизититов; 7 – цоизититы; 8 – гранатые амфиболиты; 9 – 2,72 млрд лет эклогиты, амфиболитизированные эклогиты; 10 – метаультрабазиты; 11 – элементы залегания гнейсовидности; 12 – структурные линии; 13 – место отбора геохронологической пробы GR10-6/2

[Dokukina et al., 2014], противоречащая всем существующим геологическим данным [Бабарина и др., 2014]. Более обоснованным можно считать, что в различной степени преобразо-

ванные эклогиты отчетливо секутся палеопротерозойскими дайками нескольких возрастных генераций [Степанов, Степанова, 2006; Stepanova, Stepanov, 2010], среди которых в

районе Гридино преобладают дайки комплекса лерцолитов-габброноритов [Степанов, 1981], возраст которых в данном районе оценивается в 2389 ± 25 млн лет [Слабунов и др., 2011а; Володичев и др., 2012]. Специфической особенностью рассматриваемого района является то, что в ряде случаев в палеопротерозойских дайках разного состава и относительного геологического возраста отмечаются проявления высокобарического гранулитового и эклогитового метаморфизма [Volodichev et al., 2003; Володичев и др., 2008].

Таким образом, в Беломорском подвижном комплексе Балтийского щита, в районе с. Гридино установлены две возрастные и генетические группы эклогитов: архейские и палеопротерозойские [Володичев и др., 2004, 2008, 2012; Слабунов и др., 2011а; Сердюк, 2013].

Метаморфизм наиболее позднего этапа палеопротерозоя (около 1,9 млрд лет) в районе с. Гридино не достигал условий эклогитовой фации. Так, цирконы с возрастом $1911 \pm 9,5$ млн лет, проанализированные в зоне наложенного метаморфизма в дайке оливиновых габброноритов на восточной окраине с. Гридино, образовались в условиях метаморфизма амфиболитовой фации повышенных давлений [Володичев др., 2012]. Изучение U-Pb системы сфена [Нестерова и др., 2011] и результаты изучения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ системы в амфиболах [Докукина и др., 2010] района с. Гридино указывают на то, что охлаждение (выход их в верхние уровни земной коры) пород комплекса происходило около 1,9 млрд лет назад.

Следует отметить, что существуют альтернативные точки зрения об исключительно палеопротерозойском возрасте эклогитов провинции [Травин, Козлова, 2009; Скублов и др., 2011 и др.]. Однако эти модели не выдерживают геологических [Бабарина и др., 2014] и геохимических [Щипанский, Слабунов, 2015] тестов.

Изучение цоизититов – изофациальных спутников эклогитов [Volodichev et al., 2014] представляется весьма актуальным, так как позволяет получить новые данные о процессах формирования эклогитсодержащего меланжа.

Основой для определения истории метаморфических преобразований цоизититов послужило их детальное геолого-петрологическое изучение [Володичев и др., 2015]. Оно позволило выделить несколько дискретно образовавшихся генераций главных индекс-минералов этих пород: цоизитов – минералов ромбической сингонии, кристаллизующихся в условиях эклогитовой фации [Jenkins et al., 1985; Prunier, Hewitt, 1985; Poli, Schmidt, 1998; Brunsmann et al., 2002 и др.], и их полиморфных моноклинных модификаций – клиноцоизитов и эпидотов, образу-

ющихся при умеренных и низкобарических условиях [Poli, Schmidt, 1998; Brunsmann et al., 2002 и др.].

Наиболее благоприятным для решения этой задачи объектом явился о. Цоизититовый (см. рис. 1, Б, 2), отличающийся присутствием в матриксе меланжа вместе с эклогитами двух крупных (до 60 x 10 м) и большого количества мелких блоков преимущественно мономинеральных цоизититов, подвергшихся незначительным наложенным преобразованиям. Для оценки относительного геологического возраста процессов, которые фиксируются в меланже, важно отметить, что разгнейсованный меланж сечется палеопротерозойскими дайками и пегматитовыми жилами (рис. 2), что предопределяет отсутствие широкого развития деформаций позднего палеопротерозойского (около 1,9 млрд лет) времени. Таким образом, эти геологические наблюдения фиксируют, что становление эклогитсодержащего комплекса произошло до внедрения этих тел.

Цоизититы сложены мелко-среднезернистыми призматическими кристаллами цоизита белой, фиолетово-зеленой, реже фиолетовой (напоминающей тулит) окраски. Из этих пород и была отобрана проба на определение изотопного U-Pb возраста цирконов, которые анализируются в данной статье (см. рис. 2).

По практически постоянно присутствующему в цоизититах плагиоклазу, количество которого в переходных Zo-Pl₇₇₋₈₀¹ разностях достигает 60–70 %, восстанавливается анортозитовая природа протолита (Pl₇₇₋₈₀) с редкими маломощными (до 30 см) полосами диопсид-плагиоклазового (Pl₆₀₋₆₅) состава. Цоизититы слабо деформированы, содержат маломощные жильные кварцевые обособления и инъецированы маломощными жилками гранитного состава. В ряде случаев (р-он о. Лесоватый, рис. 1, Б) в обломках меланжа сохраняются габбро-анортозиты с вариациями до анортозитов, по которым начинают развиваться цоизититы. В целом в районе устанавливается широкая гамма пород, указывающих на формирование цоизититов по анортозитам: сохраняются как разности с плагиоклазом, но более широко распространены практически мономинеральные породы, сложенные цоизитами первой возрастной генерации (Zo I). По содержанию в них пистацитового минала – $XP_s = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Al}-2)$, равного 0,16, на основании использования Zo-геотермометра [Brunsmann et al., 2002] определены PT условия образования Zo I – $T \geq 750$ °C, $P \geq 20$ кбар (рис. 3), соответствующие эклогитовой фации [Володичев и др., 2015].

¹ Символы минералов по: [Kretz, 1983]. Кроме того, Amph – амфибол. Числа у Pl внизу обозначают содержание An.

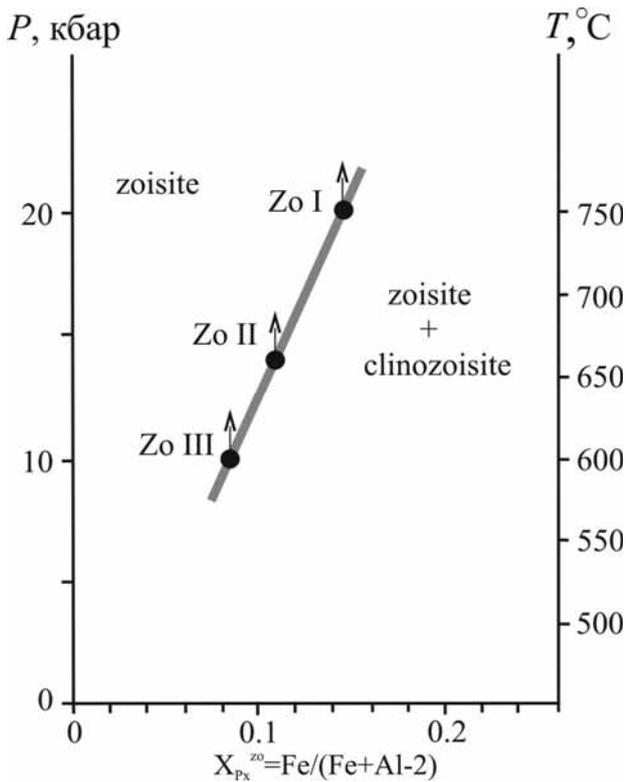


Рис. 3. *P-T* условия метаморфизма цоизитов и продуктов их ретроградных преобразований (Гридинская структура), просчитанные [Володичев и др., 2015] в соответствии с Zo-геотермобарометром [Brunsmann et al., 2002]

Включения в Zo I альбита, хлорита, мусковита и эпидота (Ep I) позволяют предполагать более ранние проявления низкотемпературного метаморфизма протолита в доэцлогитовую стадию развития.

При ретроградном процессе по реликтовому плагиоклазу образуется Zo II специфического симплектитового строения с Zo матриксом и симплектитовыми вростками Qtz. Парагенезисы Zo II-Qtz и Zo II-Tr-Qtz (в диопсидсодержащих полосах) с содержанием в цоизитах $X_{Ps}^{zo} = 0,11$ были в соответствии с данными, полученными при использовании Zo-геотермобарометра [Brunsmann et al., 2002], образованы при $T \geq 650$ °C, $P \geq 14$ кбар (см. рис. 3), что также соответствует условиям эцлогитовой фации [Володичев и др., 2015].

Следующий этап метаморфизма рассматриваемых цоизитов характеризуется массовым образованием Ep II, свидетельствующем о снижении барических условий, и, предположительно, о повышении температур. Он может сопровождаться процессами преобразования гранитоидного матрикса.

При последующем этапе идет образование Zo III в виде друзовых и щетковидных агрегатов

гомогенного или симплектитового строения с симплектитовыми вростками Ab. Парагенезис этого этапа Zo III-Ab-Qtz-Ms при $X_{Ps}^{ZoIII} = 0,09$ соответствует $T \geq 600$ °C, $P \geq 10$ кбар (см. рис. 3).

U-Pb датирование цирконов

Микрозондовые анализы породообразующих минералов и включений в цирконах были выполнены на сканирующем микроскопе VEGA\LSH с энергодисперсионным анализатором INCA Energy 350 в ИГ КарНЦ РАН (аналитики А. Н. Сафронов, А. Н. Терновой). При расчетах формул минералов и их миналов использовались программы Make_Mineral.19 для MS Excel (Е. Курдюков, С. Абрамов, ИГЕМ РАН, 2004) и TRF 7.0 (ИЭМ РАН).

Цоизиты (Zo I, Zo II, Zo III) и эпидоты (Ep I, Ep II) помимо микрозондового анализа идентифицировались Рамановской спектроскопией на приборе Nicolette Omega XR в Институте геологии КарНЦ РАН (аналитик В. А. Колодей).

U-Pb датирование цирконов проводилось в Пекинском университете (Китай) методом лазерной абляции на приборе ICP-MS Agilent 7500 Ce с системой лазерной абляции Complex Pro102 (LA-ICP-MS) с диаметром кратеров ~ 30 μ m. Гелий использовался для увеличения эффективности транспортировки, а азот добавлялся в аргоновую плазму, чтобы улучшить аналитическую точность. Концентрации U, Th и Pb калибровались с использованием ^{29}Si . Цирконы PLE и TEM использовались как внутренние стандарты для U-Pb датирования в отдельных операциях, а стандарт циркона #610 – при определении концентраций рассеянных элементов. Коррекция общего Pb осуществлялась калибровкой алгоритмом LAM-ICP-MS Common Lead Correction (ver.3.15) по T. Andessen в MS Excel 2010. Геохронологические расчеты проводились с использованием программы Isoplot 3.00 [Ludwig, 2008].

Проба (GR-10-6-2) весом около 10 кг для выделения цирконов была отобрана из крупного линзовидного тела цоизитов на о. Цоизитовый (см. рис. 2). Изотопный анализ цирконов проводился методом лазерной абляции и сопровождался определением содержания РЗЭ, а также Ti и Y, которые в данной работе не приводятся.

Всего было произведено 45 анализов в 26 кристаллах цирконов, в итоге получены конкордантные и субконкордантные изотопные возрасты (рис. 4), большинство из которых (~ 70 %) составляют конкордантные (табл.). Значения возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) варьируют от 3000 до 1980 млн

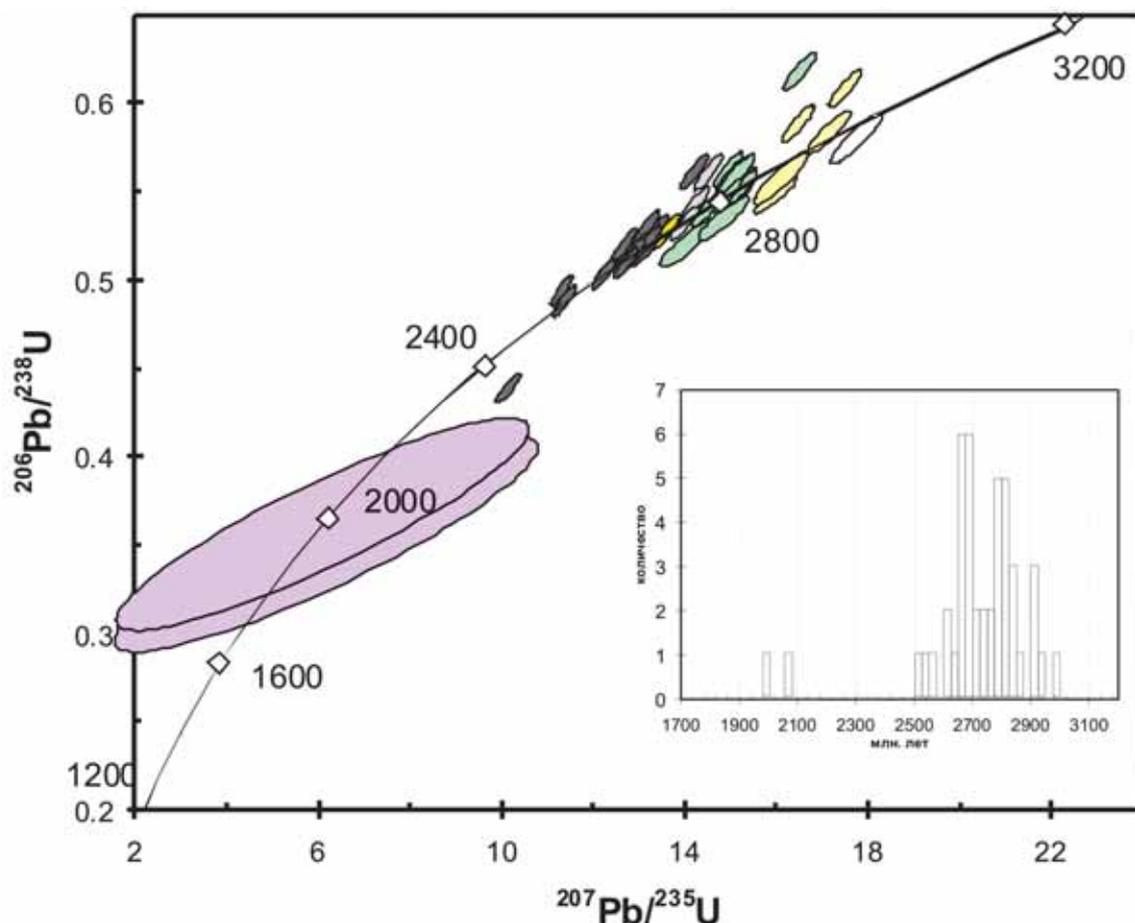


Рис. 4. Диаграмма с конкордией и гистограмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов для цирконов из цоизититов Гридинского эклогитсодержащего меланжа. Цветом выделены различные генерации цирконов

лет, но наиболее значимо проявлены максимумы: около 2820–2830 и в интервале 2720–2670 млн лет (см. рис. 4). С учетом того, что цирконы с различными изотопными возрастaми имеют различную морфологию, геохимию и наборы минеральных включений, в данной выборке выделяется до 6 возрастных групп, каждая из которых может рассматриваться как отражение дискретных геологических процессов.

Наиболее древний $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст – 2999 ± 16 млн лет имеет только одно зерно, и масштабы этого геологического процесса оценить сложно. Больше распространение в популяции цирконов имеет группа с изохронным возрастом 2904 ± 54 млн лет, (см. рис. 4, А, Б, табл.). В основном они представлены идиоморфными или субидиоморфными зональными призматическими кристаллами ($K_u = 3$) с зонами обрастания, унаследующими призматическую форму кристаллов (рис. 5, Б; см. табл.: GR-23-1, GR-22-1, GR-10-1). Другая составляющая этой группы (GR-24-1, GR-26-2) – кристаллы округленной призматической формы со слабовыраженной зональностью и без

четкого разделения центральной ядерной части и зон обрастания. Наиболее древний возраст имеют ядра. Они обрастают зонами с возрастaми 2820, реже 2720 млн лет (рис. 5, Б). Минеральные включения в цирконах представлены альбитом, кварцем, апатитом, хлоритом, кальцитом, что дает основание предполагать, что они образовались в гранитоидах.

Основу третьей, также многочисленной группы цирконов составляют призматические зональные кристаллы ($K_u = 3-4$) со слабопроявленными зонами обрастания (округленные грани пирамиды), реже отмечаются округленные эллипсоидальные незональные кристаллы или их обломки (рис. 6, Б). Конкордантный возраст этой группы ($n = 8$) цирконов оценивается в $2815,9 \pm 11$ (при исключении из выборки точки GR-6-1 – до 2823 ± 11) млн лет. По морфологии рассмотренные цирконы соответствуют магматическим (например, GR-20) и метаморфическим (GR-21) генерациям. Минеральные включения в зернах представлены альбитом, апатитом, биотитом, хлоритом, что также предполагает их кристаллизацию в гранитоиде.

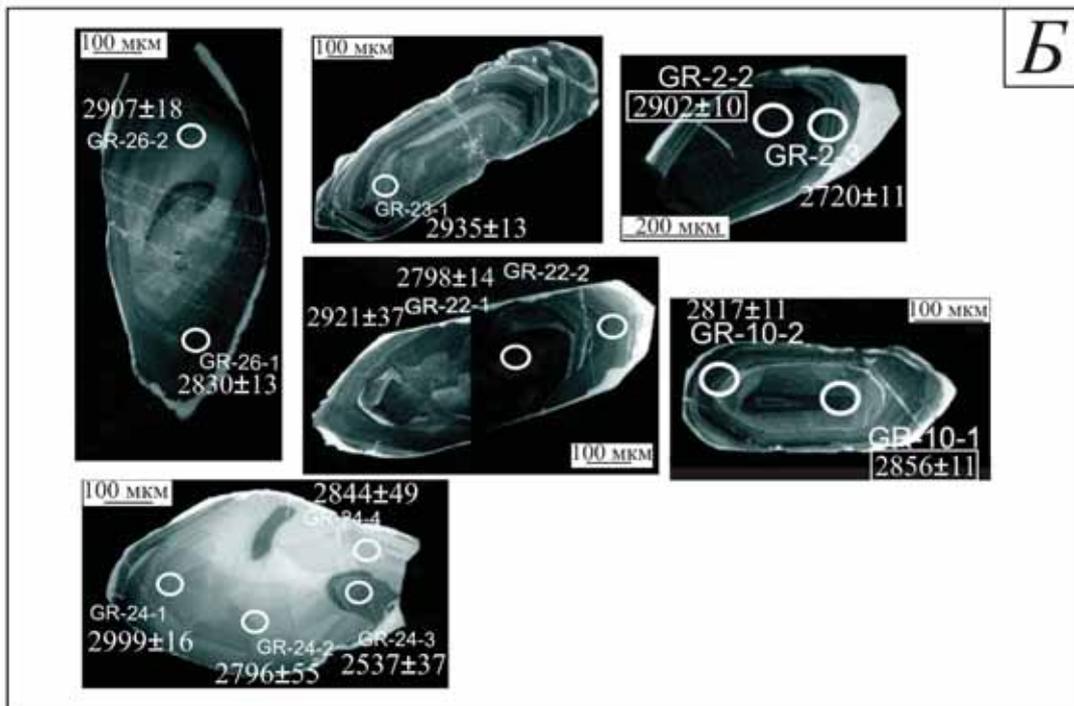
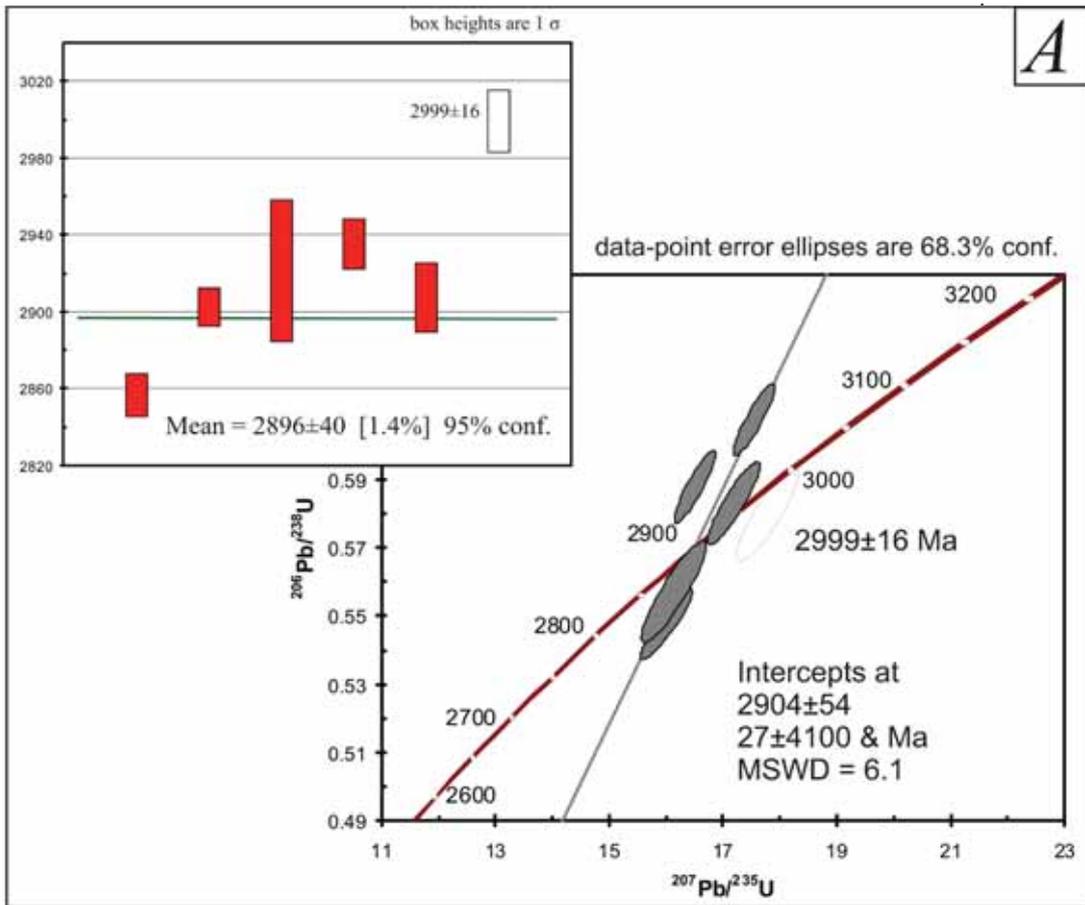


Рис. 5. Диаграмма с конкордией и гистограмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов (A) и катодно-люминесцентные (CL) изображения цирконов с возрастaми более 2,9 млрд лет. На изображениях цирконов (Б) показаны места и номера точек датирования, а также значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста (см. табл.)

Результаты U-Pb изотопного датирования (LA-ICP-MS) для цирконов из цоизититов Гридинского эколгитсо-держащего меланжа

Точки анализа	²⁰⁴ Pb (ppm)	²⁰⁶ Pb (ppm)	²³⁸ U (ppm)	²³² Th (ppm)	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ± 1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ± 1σ	ρ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (возраст в млн л)	D, %
GR-1-2	<3,61	44,75	20,69	9,48	0,46	15,215 ± 0,273	0,5485 ± 0,0078	0,9	2837 ± 13	1
GR-2-2	<3,63	559,58	233,58	49,98	0,21	17,544 ± 0,241	0,6074 ± 0,0070	0,9	2902 ± 10	-5
GR-2-3	<3,55	117,75	56,7	16,29	0,29	13,606 ± 0,204	0,5266 ± 0,0065	0,9	2720 ± 11	0
GR-3-1	<3,06	602,11	295,01	193,72	0,66	13,015 ± 0,181	0,5175 ± 0,0060	0,9	2676 ± 10	0
GR-3-2	<3,25	406,67	201,23	106,22	0,53	12,876 ± 0,180	0,5124 ± 0,0060	0,9	2674 ± 10	0
GR-4-1	<4,93	421,83	173,29	24,74	0,14	16,536 ± 0,232	0,6172 ± 0,0072	0,9	2780 ± 10	-10
GR-4-2	8,86	3711,19	1720,07	472,46	0,27	14,950 ± 0,203	0,5470 ± 0,0062	0,9	2812 ± 10	0
GR-5-1	<2,98	835,46	406,37	44,57	0,11	13,215 ± 0,187	0,5212 ± 0,0061	0,9	2689 ± 11	-1
GR-5-2	<3,60	471,86	237,78	18,46	0,08	12,268 ± 0,178	0,5031 ± 0,0060	0,9	2624 ± 11	0
GR-6-1	<3,55	143,11	67,18	14,95	0,22	14,524 ± 0,223	0,5400 ± 0,0068	0,9	2786 ± 11	0
GR-7-1	<4,44	533,38	241,34	15,7	0,07	14,540 ± 0,205	0,5603 ± 0,0066	0,9	2727 ± 10	-5
GR-7-2	<3,96	439,82	214,59	11,46	0,05	12,694 ± 0,181	0,5196 ± 0,0061	0,9	2627 ± 11	-3
GR-8-1	<5,39	557,3	286,29	34,02	0,12	11,332 ± 0,161	0,4935 ± 0,0058	0,9	2524 ± 11	-2
GR-9-1	<3,60	392,42	193,37	3,78	0,02	12,900 ± 0,183	0,5145 ± 0,0060	0,9	2670 ± 11	0
GR-9-2	<3,38	673,12	335,31	10,4	0,03	12,728 ± 0,179	0,5089 ± 0,0059	0,9	2666 ± 11	1
GR-10-1	<4,15	478,06	206,18	57,33	0,28	16,5069 ± 0,238	0,5878 ± 0,0070	0,9	2856 ± 11	-4
GR-10-2	<3,89	164,79	75,87	24,41	0,32	15,0933 ± 0,227	0,5506 ± 0,0067	0,9	2817 ± 11	0
GR-11-1	<3,34	584,5	294,15	7,62	0,03	12,275 ± 0,173	0,5037 ± 0,0058	0,9	2623 ± 11	0
GR-12-1	<6,80	1784,3	805,34	100,18	0,12	14,977 ± 0,212	0,5616 ± 0,0065	0,9	2772 ± 11	-4
GR-12-2	<4,84	595,71	278,22	52,09	0,19	14,250 ± 0,203	0,5428 ± 0,0063	0,9	2746 ± 11	-2
GR-12-3	<5,74	0,89	0,647	0,121	0,19	6,1536 ± 3,064	0,3499 ± 0,0401	0,9	2065 ± 936	7
GR-13-1	<3,34	803	387,1	94,48	0,24	13,309 ± 0,189	0,5258 ± 0,0061	0,9	2686 ± 11	-1
GR-13-2	<3,07	1090,5	523,65	217,79	0,42	13,3928 ± 0,190	0,5279 ± 0,0061	0,9	2690 ± 11	-2
GR-14-1	<2,90	386,89	186,29	144,28	0,77	13,584 ± 0,2038	0,5264 ± 0,0063	0,9	2718 ± 11	0
GR-14-2	<3,52	429,35	223,31	136,89	0,61	11,371 ± 0,166	0,4874 ± 0,0057	0,9	2550 ± 11	0
GR-15-2	3,36	624,58	301,43	34,31	0,11	13,181 ± 0,196	0,5254 ± 0,0063	0,9	2672 ± 11	-2
GR-15-3	<5,34	0,9	0,631	0,058	0,09	6,0783 ± 2,982	0,3612 ± 0,0397	0,9	1987 ± 923	0
GR-16-1	<3,60	178,28	82,28	20,38	0,25	14,992 ± 0,233	0,5493 ± 0,0068	0,9	2810 ± 12	0
GR-16-2	<3,59	190,48	93,96	26,9	0,29	12,777 ± 0,196	0,5139 ± 0,0062	0,9	2656 ± 12	-1
GR-17-1	<4,95	577,46	275,25	19,62	0,07	14,014 ± 0,207	0,5318 ± 0,0063	0,9	2752 ± 11	0
GR-18-1	<4,24	1365,59	617,74	46,84	0,08	14,227 ± 0,206	0,5604 ± 0,0065	0,9	2691 ± 11	-6
GR-19-1	3,73	517,27	247,63	2,98	0,01	13,186 ± 0,198	0,5295 ± 0,0062	0,9	2659 ± 11	-3
GR-20-1	<3,16	219,64	99,66	13,92	0,14	15,066 ± 0,248	0,5586 ± 0,0072	0,9	2790 ± 13	-2
GR-20-2	<2,89	631,7	289,82	30	0,10	15,203 ± 0,229	0,5525 ± 0,0065	0,9	2823 ± 11	0
GR-21-1	<2,56	4781,45	2189,16	1029,45	0,47	15,242 ± 0,226	0,5536 ± 0,0064	0,9	2824 ± 11	-1
GR-22-1	<5,51	944,59	433,28	292,48	0,68	16,590 ± 0,250	0,5536 ± 0,0065	0,91	2921 ± 37	4
GR-22-2	<2,79	119,04	54,03	31,32	0,58	15,132 ± 0,279	0,5585 ± 0,0078	0,9	2798 ± 14	-2
GR-23-1	<2,92	145,63	63,33	12,44	0,20	17,188 ± 0,305	0,5829 ± 0,0080	0,9	2935 ± 13	-1
GR-24-1	<2,96	50,03	21,89	11,02	0,50	17,775 ± 0,369	0,5794 ± 0,0092	0,9	2999 ± 16	2
GR-24-2	<3,23	39,69	19,21	12,2	0,64	14,506 ± 0,319	0,5237 ± 0,0085	0,89	2796 ± 55	4
GR-24-3	<2,91	150,08	86,48	20,83	0,24	10,305 ± 0,168	0,4399 ± 0,0054	0,89	2537 ± 37	8
GR-24-4	<3,56	54,64	25,67	20,3	0,79	15,514 ± 0,287	0,5395 ± 0,0075	0,9	2844 ± 49	3
GR-25-1	<3,65	222,88	109,31	19,14	0,18	13,181 ± 0,214	0,5168 ± 0,0063	0,9	2698 ± 13	0
GR-26-1	<3,27	215,3	99,04	47,49	0,48	15,227 ± 0,249	0,5510 ± 0,0068	0,9	2830 ± 13	0
GR-26-2	<3,04	46,87	21,33	11,85	0,56	16,135 ± 0,377	0,5570 ± 0,0098	0,9	2907 ± 18	2

Примечание. ρ – коэффициент корреляции изотопных отношений, D – дискордантность – $D = 100 * \{(\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) / (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) - 1\}$.

В самостоятельную группу выделяются цирконы с конкордантным возрастом 2745 ± 24 (GR-17-1, GR-12-1) (см. рис. 7, А, Б; табл.). Зерно GR-17-1 имеет близкую к идеальной призматическую форму (Ku = 2,5) со слабо выраженной зональностью, а зерно GR-12-1 является фрагментом кристалла, древнее (с ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возрастом 2772 ± 11 млн лет) ядро которого обрастает зонами с возрастными 2746 ± 11 и около 2100 млн лет (см. рис. 7, Б; табл.). Эти цирконы содержат минеральные включения эпидота, биотита и хлорита, одна-

ко последние находятся в зонах трещиноватости и могут быть связаны с поздними процессами. Они характеризуются относительно высокими содержаниями как легких, так и тяжелых РЗЭ, имеют пологий положительный спектр их распределения (рис. 7, В) и отличаются наиболее высокими в изученной популяции температурами образования (810 и 900 °С) [Volodichev et al., 2014]. Все перечисленные особенности в сочетании с их морфологией могут служить показателем их позднематического генезиса.

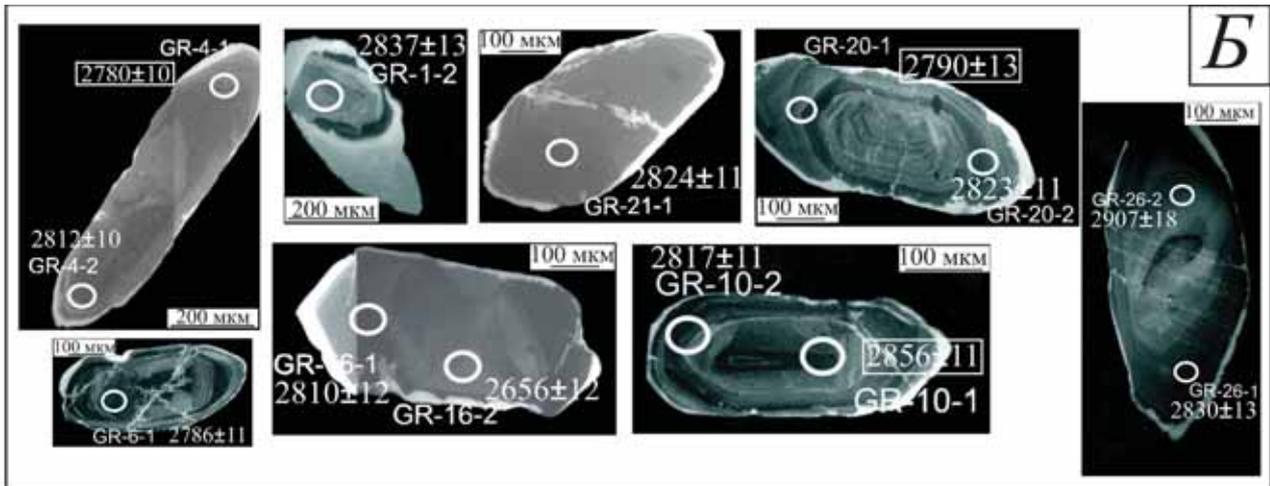
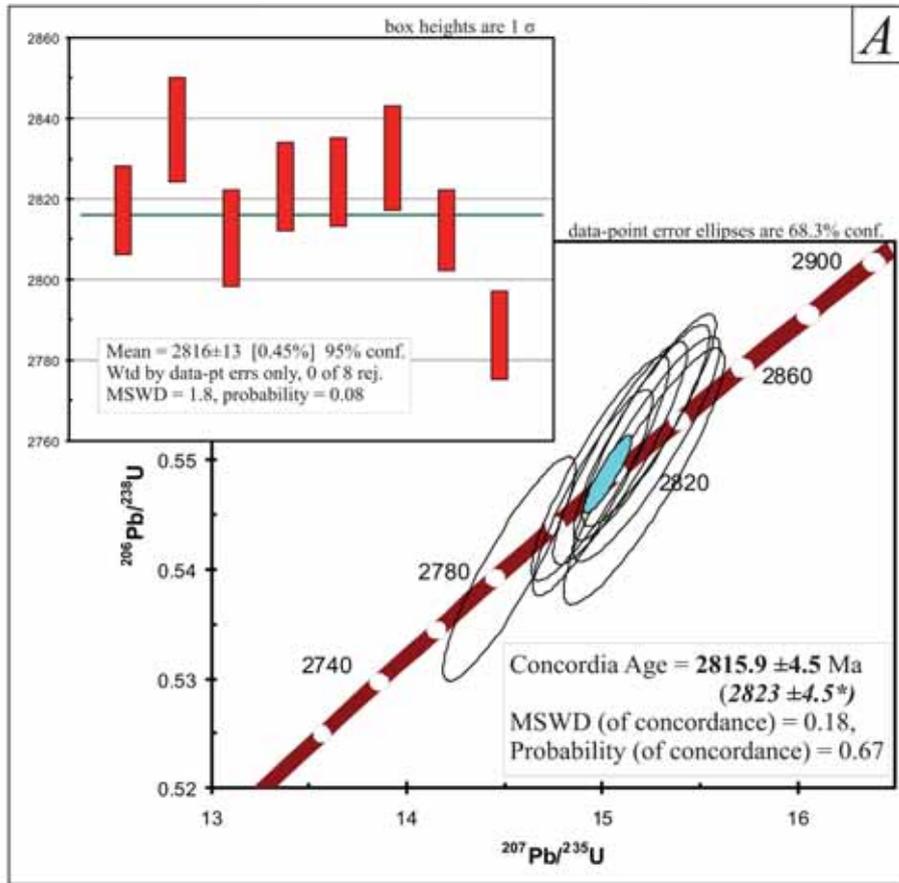


Рис. 6. Диаграмма с конкордией и гистограмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов (А) и CL-изображения цирконов с возрастом около 2820 млн лет. На изображениях цирконов (Б) показаны места и номера точек датирования, а также значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ конкордантного возраста (см. табл.). Прямоугольником отмечены дискордантные датировки

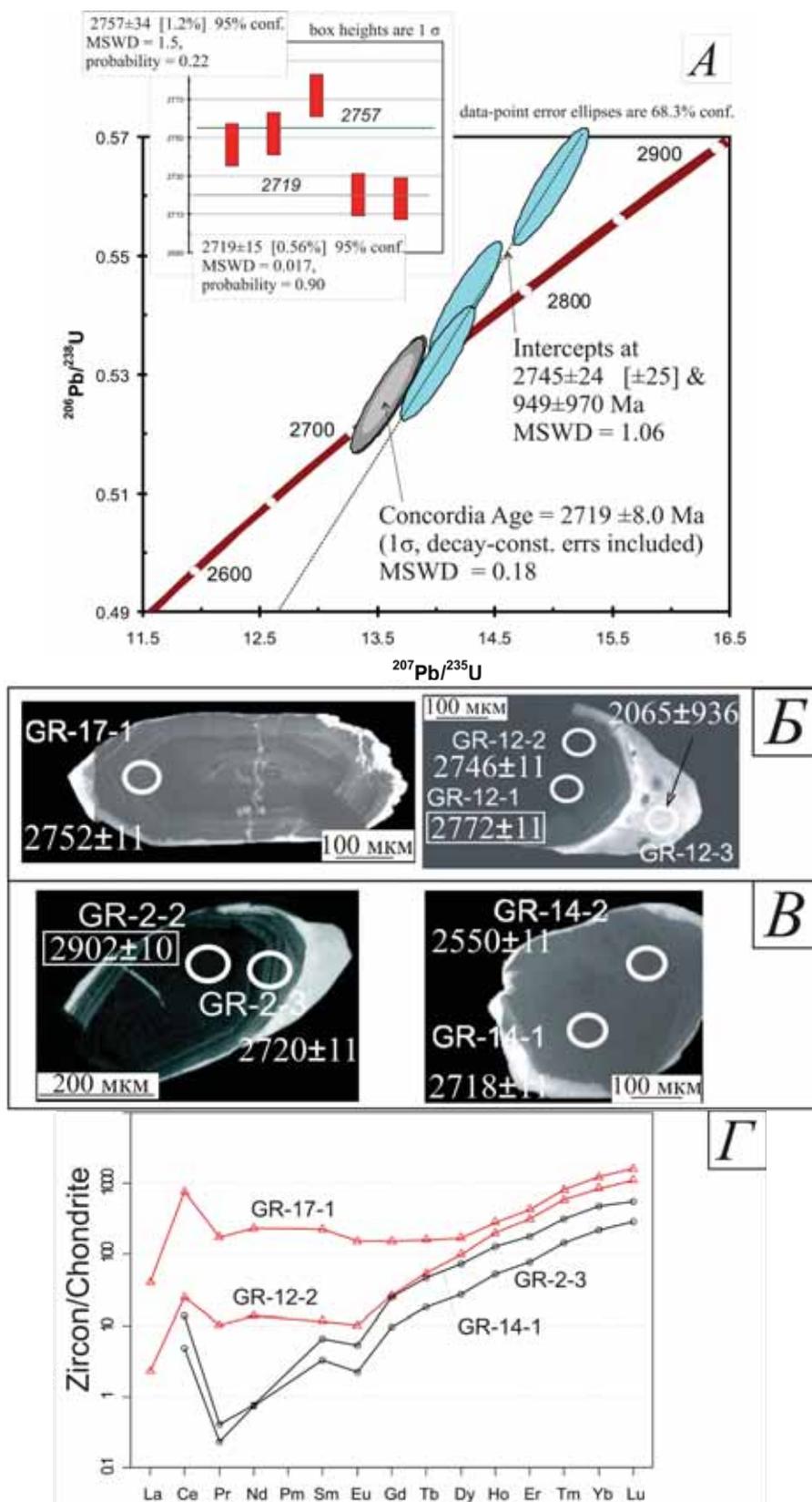


Рис. 7. Диаграмма с конкордией и гистограмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов (А), CL-изображения цирконов в цирконах с возрастом 2745 (Б) и 2719 (В) млн лет и нормированные содержания [Nakatani, 1974] РЗЭ (Г) в цирконах с возрастом 2745 (светлые линии) и 2719 (темные линии) млн лет. На изображениях цирконов (Б, В) показаны места и номера точек датирования, а также значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ конкордантного возраста (см. табл.). Прямоугольником отмечены дискордантные датировки

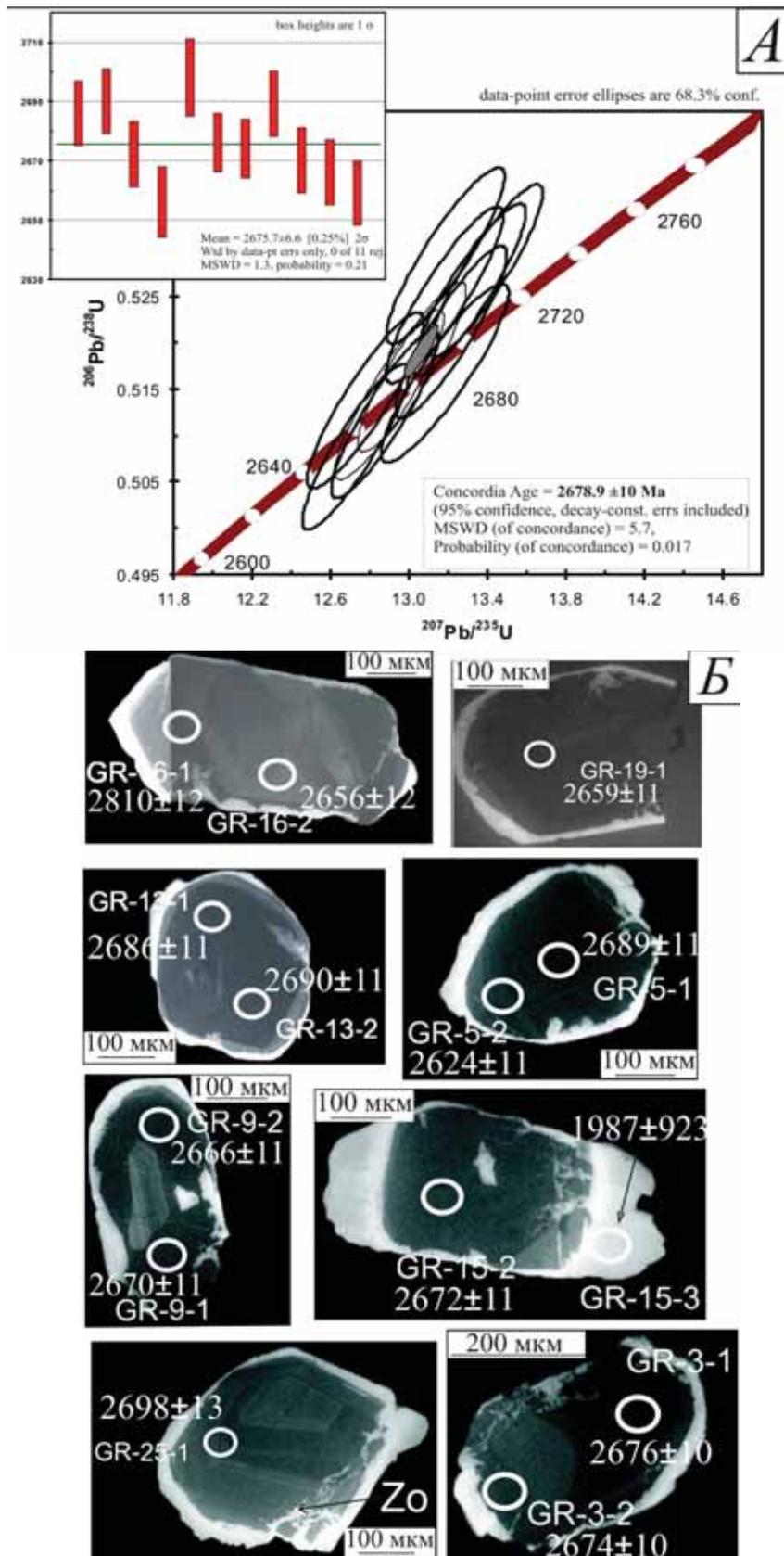
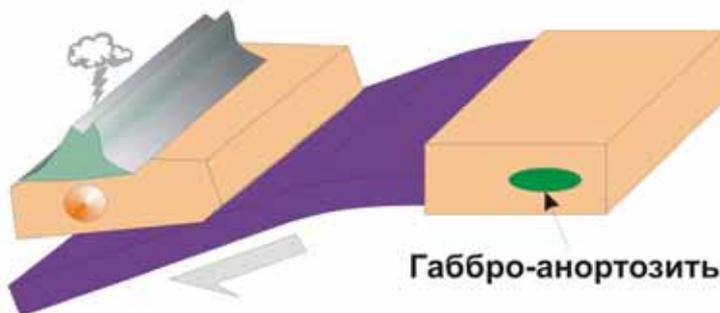


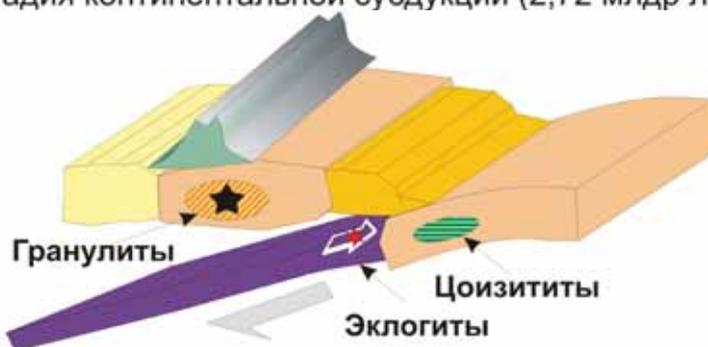
Рис. 8. Диаграмма с конкордией и гистограмма $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов (А) и CL-изображения цирконов с конкордантным возрастом $2678,9 \pm 10$ млн лет. На изображениях цирконов (Б) показаны места и номера точек датирования, а также значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраста (см. табл.)

Поздняя субдукционная стадия (ок 2,74 млрд лет)



Габбро-анортозиты

Стадия континентальной субдукции (2,72 млрд лет)



Гранулиты

Цоизититы

Эклогиты

Раннеколлизийная стадия (2,69 млрд лет)

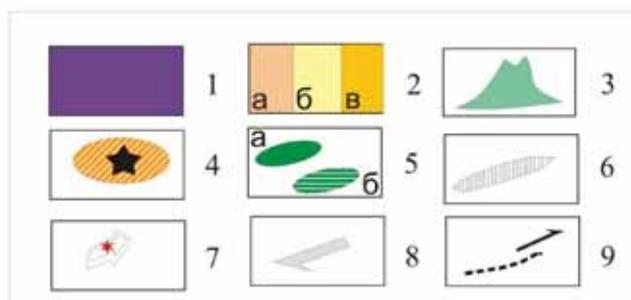
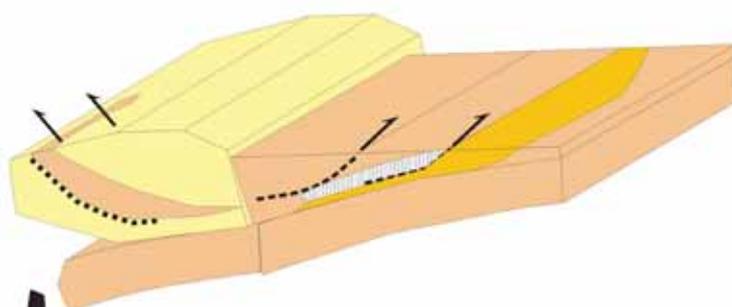


Рис. 9. Геодинамическая модель формирования Беломорской неархейской аккреционно-коллизийной системы в период 2,75–2,69 млрд лет:

1 – океаническая литосфера; 2 – континентальная литосфера (а – с возрастом 3,0–2,8 млрд лет (микроконтиненты Керетьозерский и Толппио [Слабунов, 2008]), б – с возрастом 2,9–2,8 млрд лет; в – с возрастом около 2,72 млрд лет); 3 – субдукционный вулканизм (например, Северо-Карельского зеленокаменного пояса); 4 – гранулиты надсубдукционные (например, Поньгомнаволоцкий комплекс [Левченков и др., 1996]); 5 – габбро-анортозитовые массивы (а) и цоизититы (б), образовавшиеся по ним; 6 – эклогиты и направление их эксгумации; 7 – эклогиты; 8 – направление субдукции; 9 – покровы и надвиги

Близкий, но статистически отличный от предыдущей группы возраст (рис. 7, А), оцениваемый в 2719 ± 8 млн лет, имеют два зерна. В одном из них с древним ядром, указанный возраст имеет зональная поздняя оболочка и однородное изометричное зерно (рис. 7, Б). Данные цирконы имеют метаморфогенную природу, насколько можно судить по их морфологии (изометричные зерна, без тонкой зональности) [Corfu et al., 2003] и, на первый взгляд, их можно было бы объединить в одну группу с предыдущими (с возрастом 2745 млн лет). Но эти группы характеризуются весьма различной геохимией (см. рис. 7, В), что позволяет выделить их в самостоятельные группы. В зернах с конкордантным возрастом 2719 ± 8 млн лет не установлены минеральные включения, что обычно для цирконов, формирующихся в условиях гранулитовой и эклогитовой фаций.

Наиболее многочисленная ($n = 11$) группа цирконов оценивается конкордантным возрастом $2678,9 \pm 10$ млн лет (рис. 8, А; табл.). Среди цирконов этой группы преобладают кристаллы округлой формы, характерные для цирконов из пород гранулитовой и эклогитовой фаций [Corfu et al., 2003]. Весьма обычно для цирконов этой группы то, что они образуют каймы (см. рис. 8, Б). Следует отметить, что среди минеральных включений в этих цирконах установлен цоизит (см. рис. 8, Б), что позволяет рассматривать данную генерацию как метаморфогенную, синхронную с образованием одной из генераций цоизита.

Обращают на себя внимание особенности проявления наиболее молодой, палеопротерозойской группы цирконов, которые не были встречены в виде самостоятельных кристаллов, но повсеместно наблюдаются в виде тонких зон обрастания со светлой окраской на CL-изображениях в кристаллах всех возрастных групп (см. рис. 7, Б, GR-12-3 и 8, Б, GR-15-3). Зоны обрастания имеют и более объемные проявления, образуя субидиоморфные плохо сформированные призматические окончания, в ряде кристаллов разных возрастных групп. В этих каймах установлены минеральные включения эпидопа, сфена (см. рис. 7, Б). Конкордантный возраст этой группы цирконов оценивается в 1960 ± 130 млн лет (см. рис. 4, табл.).

Обсуждение результатов. Дискуссия

Геохронологические исследования цирконов из цоизититов (см. рис. 4; табл.) позволяют выделить шесть групп, имеющих значимо отличающиеся возрасты: 2999 ± 16 , 2904 ± 54 , $2815,9 \pm 4,5$ (2823 ± 16), 2745 ± 24 , 2719 ± 24 , 1960 ± 130 млн лет.

На основании морфологии цирконов [Corfu et al., 2003], имеющих в них минеральных включений и, отчасти, геохимии этих геохронометров можно сделать выводы о главных событиях, в которых участвовали цоизититы.

Магматический морфотип характеризуется призматическим габитусом в основном с округленными призматическими гранями, обусловленными, главным образом, зонами обрастания более поздних метаморфических генераций. Кристаллы имеют в различной степени выраженную в CL осцилляционную зональность или гомогенный состав. Для ряда кристаллов характерной является возрастная зональность. При этом как ядерная часть, так и краевые зоны имеют достаточно четкие призматические очертания с зональностью.

Метаморфический морфотип в породах высокбарического метаморфизма эклогитовой и гранулитовой фаций в основном характеризуется в различной степени совершенными округленными формами гомогенного состава, незональными. Сохраняющие форму зоны обрастания (за исключением палеопротерозойских) обнаруживаются только при датировании.

Определенная часть изученной популяции не имеет четких признаков магматических или метаморфических морфотипов и является, вероятно, интенсивно измененными при метаморфизме магматическими цирконами (GR-24, GR-26, GR-21 и др.).

Цирконы магматического морфотипа резко преобладают среди описанных ранее первых трех возрастных групп (возраст 3000, 2900, 2820 млн лет) (см. рис. 5, Б, 6, Б), предполагается, что к этой группе относятся и цирконы с возрастом 2745 млн лет, а метаморфические в группах с конкордантными возрастными 2720, 2680 и 1960 млн лет (см. рис. 7, В, 8, Б). С учетом того, что среди минеральных включений в цирконах первых трех групп наиболее обычны кварц, альбит, апатит, хлорит, можно предполагать, что эти цирконы формировались в гранитоидах и являются ксеногенными. Они несут информацию о возрасте вмещающих их пород.

Большую значимость представляют цирконы (GR-17-1 и GR-12-1, рис. 8, Б) возрастной группы 2745 млн лет. Призматические кристаллы характеризуются грубой осцилляционной зональностью, что отличает их от цирконов первых двух групп. Более того, цирконы этой группы существенно отличаются от других и по геохимии: они характеризуются относительно высокими содержаниями как легких, так и тяжелых РЗЭ, имеют пологий положительный спектр их распределения с близкими геохимическими характеристиками, включая Th/U

отношение, равное 0,1, и отличаются наиболее высокими в изученной популяции температурами образования (810 и 900 °С). Приведенный комплекс данных позволяет сделать предположение о том, что цирконы с возрастом 2745 ± 24 млн лет являются, по-видимому, позднематематическими, образовавшимися в габбро-анортозитах на заключительных стадиях кристаллизации. Этим объясняются относительно высокие температуры образования цирконов и высокие содержания РЗЭ в них.

Если принять приведенные значения возраста анортозитов, то становится очевидным, что цирконы трех ранних групп относятся к ксеногенным образованиям и, таким образом, следует признать, что габбро-анортозитовые массивы внедрялись в мезоархейскую континентальную (гранитоидную) кору. Этим протолит цоизититов принципиально отличается от такового эклогитов: в эклогитах магматические цирконы крайне редки и их возраст не превышает 2,77 млрд лет [Li et al., 2014]. Таким образом, в обломочной составляющей эклогитсодержащего меланжа установлены породы, метаморфизованные в условиях эклогитовой фации, как ювенильные (эклогиты о. Столбиха), так и контаминированные веществом древней континентальной коры (цоизититы).

Цирконы с конкордантным возрастом 2719 ± 8 млн лет (см. рис. 7, Б) имеют все признаки метаморфогенной природы, что не противоречит возможности параллелизовать их образование с цоизитом (Zo I), формировавшимся в условиях эклогитовой фации ($T \geq 750$ °С, $P \geq 20$ кбар).

Многочисленная группа цирконов с возрастом $2678,9 \pm 8$ млн лет (см. рис. 8) относится к метаморфогенным по наиболее характерным чертам (отсутствие зональности, изометричные формы). Кроме того, среди минеральных включений в этой группе встречаются цоизиты. Исходя из сказанного, данную генерацию цирконов можно связать с высокобарическим метаморфизмом, который фиксируется по формированию минеральных ассоциаций Zo II-Qtz (эклогитовая фация: $T \geq 650$ °С, $P \geq 14$ кбар) и Zo III-Ab-Qtz-Ms ($T \geq 600$ °С, $P \geq 10$ кбар). Этот эпизод отражает время проявления архейского коллизийного орогенеза, с которым связаны интенсивные деформации и метаморфизм, весьма характерные для Беломорской провинции [Бибикова и др., 2004]. Обращает на себя внимание, что геохронологические данные не позволили пока идентифицировать генерации, синхронные с образованием ассоциаций Zo II-Qtz и Zo III-Ab-Qtz-Ms, а также разделяющего их Ер.

Таким образом, новые геохронологические данные по цирконам из цоизититов показыва-

ют, что среди пород эклогитсодержащего меланжа выделяются разности, которые до того как быть метаморфизованными в условиях эклогитовой фации 2720 млн лет назад были составляющей континентальной коры. Имеется в виду, что не позднее 2745 млн лет габбро-анортозиты, по которым затем в условиях эклогитовой фации образовались цоизититы, внедрились в мезоархейскую гранитоидную раму. Кроме того, 2680 млн лет назад цоизититы были ретроградно преобразованы в условиях высокобарического метаморфизма (эклогитовая и переходная от эклогитовой к амфиболитовой фации).

Важно отметить также, что в гнейсо-гранитах матрикса Гридинского меланжа выделяются по нашим данным следующие возрастные группы цирконов: около 2820, 2740, 2720, около 2700 и около 1900 млн лет, что в целом согласуется с опубликованными [Докукина и др., 2010] результатами ID-SIM датирования цирконов из этой составляющей меланжа.

Установленная история становления цоизититов в сравнении с таковой для эклогитов о. Столбиха [Володичев и др., 2004; Сибелев и др., 2004; Li et al., 2014] показывает, что имея близкий – 2720 млн лет – возраст раннего эклогитового события, они резко отличаются предысторией: эклогиты о. Столбиха образовались по океаническим базитам и не имеют следов взаимодействия с окружающими их гранитоидами матрикса (они имеют геохимические характеристики обычные для базитов MORB, без каких-либо проявлений контаминации [Слабунов, 2008], в них отмечены лишь редкие призматические цирконы с возрастом около 2,77 млрд лет [Li et al., 2014]). В эклогитах о. Столбиха не столь контрастно, но проявлены процессы с возрастом, близким к 2680 млн лет [Володичев и др., 2004; Li Xiaoli et al., 2014]. Следует обратить внимание, что в пределах статистической ошибки поздний высокобарический метаморфизм в Гридино ($2678,9 \pm 8$ млн лет) сопоставим со временем формирования кианит-ортоклазовых гнейсов (2691 ± 15 млн лет [Левченков и др., 2001]), маркирующих время коллизии в Беломорском неоархейском орогене.

На основе новых и уже имеющихся данных может быть предложена следующая геодинамическая модель становления Беломорского архейского орогена, учитывающая роль и место Гридинского неоархейского эклогитсодержащего меланжа (см. рис. 9).

Эта модель предусматривает внедрение в мезоархейскую континентальную кору плиты массивов габбро-анортозитов, которые около 2,72 млрд лет в процессе континентальной

субдукции были метаморфизованы в условиях эклогитовой фации, фрагменты океанической субдуцирующей плиты также эклогитизировались в это время, и их отдельные фрагменты эксгумировались по каналам в верхние части коры, где они и совмещались в единый комплекс с гранитоидами и цоизититами, формируя протомеланж. После того как произошел отрыв океанической составляющей плиты, около 2690 млн лет начинается коллизионное взаимодействие столкнувшихся плит, в процессе которого проявляется высокобарический, вероятно, до эклогитовой фации метаморфизм (зафиксированный в цоизититах и имеющий возраст 2678 млн лет). В гранитоидной составляющей меланжа пока не удалось установить проявления эклогитового метаморфизма, что, по-видимому, связано с плохой устойчивостью соответствующих парагенезов в ходе ретроградных процессов.

Выводы

Цоизититы, образованные по анортозитам, являются наряду с эклогитами, обломочной составляющей Гридинского эклогитсодержащего меланжа. Крайне важно, что удастся оценить в 2745 млн лет время становления этих анортозитов. Время формирования раннего эклогитового парагенезиса (20 Кбар) в цоизититах оценивается в 2719 ± 8 млн лет, что хорошо сопоставляется со временем проявления эклогитового метаморфизма в эклогитах района. Анортозиты внедрялись в континентальную кору, на что указывают многочисленные ксеногенные цирконы, установленные в них. Выделяется три генерации ксеногенных цирконов с возрастными 3000, 2900 и 2820 млн лет, соответственно, которые несут информацию об этой коре, указывая, в частности, что она начала формироваться в мезоархее. Кроме того, что в цоизититах установлено проявление двух эклогитовых метаморфизмов: раннего – с возрастом 2720 млн лет и позднего – с возрастом 2680 млн лет. Такое проявление метаморфических процессов находит объяснение в рамках коллизионной модели становления Беломорской провинции в архее [Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996; Бибикина и др., 1999; Слабунов, 2008]. Наличие в составе эклогитсодержащего гридинского меланжа как океанических, так и континентальнокоровых пород предполагает существование стадии континентальной субдукции, в ходе которой и происходило его формирование. Таким образом, проведение комплексных исследований цоизититов позволило по-новому посмотреть на

геодинамические процессы ранней стадии становления Беломорского неархейского орогена и выделить стадию континентальной субдукции.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 13-05-9116, 15-05-09288). Авторы выражают признательность Пекинскому университету: проф Жанг Лифею (Zhang Lifei) за предоставленную возможность провести исследования на аналитической базе университета, аспирантам и студентам Ж. Лу (Zhang Lu), Ю. Хуанглу (Yu Huanglu) за помощь при обработке результатов изотопных анализов.

Литература

- Бабарина И. И., Сибелев О. С., Степанова А. В. Гридинская зона меланжа Беломорской эклогитовой провинции: последовательность деформаций и структурное положение роев мафических даек // Геотектоника. 2014. № 4. С. 67–81.
- Бибикина Е. В., Богданова С. В., Глебовицкий В. А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. № 3. С. 227–244.
- Бибикина Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В. и др. Ранний магматизм Беломорского подвижного пояса, Балтийский щит: латеральная зональность и изотопный возраст // Петрология. 1999. Т. 7, № 2. С. 115–140.
- Бибикина Е. В., Слабунов А. И., Володичев О. И. и др. Изотопно-геохимическая характеристика архейских эклогитов и глиноземистых гнейсов Гридинской зоны тектонического меланжа Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза: материалы II Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., 2003. С. 68–71.
- Володичев О. И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 245 с.
- Володичев О. И., Кузенко Т. И. Програнные и ретроградные тренды эволюции метаморфизма архейских эклогитов и их геодинамическая интерпретация (Карелия, район с. Гридино) // Записки РМО. 2013. № 3. С. 28–51.
- Володичев О. И., Парфенова О. В., Кузенко Т. И. Палеопротерозойские эклогиты Беломорского подвижного пояса (об эклогитизации габбро в дайке комплекса лерцолитов–габбро–норитов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. Вып. 11. С. 37–61.
- Володичев О. И., Слабунов А. И., Бибикина Е. В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609–631.
- Володичев О. И., Слабунов А. И., Сибелев О. С. и др. Геохронология, минеральные включения и геохимия цирконов из эклогитизированных габбро-норитов Беломорской провинции (с. Гридино) // Геохимия. 2012. № 8. С. 734–748.

Володичев О. И., Слабунов А. И., Кузенко Т. И., Максимов О. А. Цоизититы Гридинского эклогитсодержащего комплекса Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: геология и петрология // Геология и геофизика. 2015 (в печати).

Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В., Другова Г. М. и др. Структура и метаморфизм Беломоро-Лапландской коллизийной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.

Докукина К. А., Баянова Т. Б., Каулина Т. В. и др. Новые геохронологические данные для метаморфических и магматических пород района села Гридино (Беломорская эклогитовая провинция) // ДАН. 2010. Т. 432, № 3. С. 370–375.

Левченков О. А., Зингер Т. Ф., Дук В. Л., Яковлева С. З., Байкова В. С., Шулешко И. К., Матюков Д. И. U-Pb возраст цирконов из гиперстеновых диоритов и гранодиоритов о-ва Поньгом-наволоок (Балтийский щит, Беломорская тектоническая зона) // ДАН. 1996. Т. 349, № 1. С. 90–92.

Левченков О. А., Володичев О. И., Зингер Т. Ф. и др. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгома (Беломорский подвижный пояс, Балтийский щит) // ДАН. 2001. Т. 377, № 2. С. 235–238.

Максимов О. А. Метаморфическая эволюция пироксенитов Гридинского эклогитсодержащего комплекса (остров Прянишная луда) // Вестник МГТУ. 2014. Т. 17, № 2. С. 320–328.

Минц М. В., Конилов А. Н., Докукина К. А., Каулина Т. В., Белоусова Е. А., Натапов Л. М., Грифин У. Л., О'Рэйли С. Беломорская эклогитовая провинция: уникальные свидетельства мезо-неоархейской субдукции и коллизии // ДАН. 2010. Т. 434, № 6. С. 776–781.

Моргунова А. А., Перчук А. Л. Петрология докембрийских метаультрамафитов Гридинского высокобарного комплекса (Карелия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 2. С. 173–192.

Нестерова Н. С., Кирнозова Т. И., Фугзан М. М. U-Pb возрасты сфенов из пород Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита (новые данные) // Геохимия. 2011. № 12. С. 1235–1242.

Сердюк А. А. Контрастные режимы метаморфизма в Гридинском комплексе (Беломорская эклогитовая провинция): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2013. 23 с.

Сибелев О. С. Гридинская зона меланжа (Беломорский подвижный пояс): геологическое строение и структура // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2012. Вып. 15. С. 28–37.

Сибелев О. С., Бабарина И. И., Слабунов А. И., Конилов А. Н. Архейский эклогитсодержащий меланж Гридинской зоны (Беломорский подвижный пояс) на о. Столбиха: структура и метаморфизм // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. Вып. 7. С. 5–20.

Скублов С. Г., Астафьев Б. Ю., Марин Ю. Б. и др. Новые данные о возрасте эклогитов Беломорского подвижного пояса в районе с. Гридино // ДАН. 2011. Т. 439, № 6. С. 795–802.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 296 с.

Слабунов А. И., Бурдюк Е. В., Бабарина И. И. Гранулометрия и распределение по площади обломочной составляющей гридинского эклогитсодержащего меланжа // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. Вып. 10. С. 27–34.

Слабунов А. И., Володичев О. И., Скублов С. Г., Березин А. В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габброноритов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // ДАН. 2011а. Т. 437, № 2. С. 238–242.

Слабунов А. И., Лобач-Жученко С. Б., Бибикина Е. В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–31.

Слабунов А. И., Степанова А. В., Бибикина Е. В., Бабарина И. И., Матуков Д. И. Неоархейские габброиды Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: геология, состав, геохронология // ДАН. 2008. Т. 422, № 6. С. 793–797.

Слабунов А. И., Хёлтта П., Шаров Н. В., Нестерова Н. С. 4-D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных // Геология Карелии: от архея до наших дней: материалы конференции, посвященной 50-летию ИГ КарНЦ РАН. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011б. С. 13–21.

Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

Степанов В. С. Магматиты района д. Гридино (вещество, последовательность образования и некоторые черты эволюции) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КФ АН СССР, 1990. С. 78–101.

Степанов В. С., Степанова А. В. Ранние палеопротерозойские метагаббро района с. Гридино (Беломорский подвижный пояс) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 55–71.

Травин В. В., Козлова Н. Е. Раннедокембрийские эклогиты района села Гридино (Беломорский подвижный пояс): проблема соотношения относительного и абсолютного возраста // Изотопные системы и время геологических процессов: материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб., 2009. Т. 2. С. 209–211.

Щипанский А. А., Ходоревская Л. И., Конилов А. Н., Слабунов А. И. Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 1. С. 3–29.

Щипанский А. А., Слабунов А. И. Природа «свекофеннских» цирконов Беломорского подвижного пояса Балтийского щита и некоторые геодинамические следствия // Геохимия. 2015 (в печати)

Bröcker M., Klemd R., Kooijman E. et al. Zircon geochronology and trace element characteristics of eclogites and granulites from the Orlica-Šniežnik complex, Bohemian Massif // Geol. Mag. 2009. P. 1–24.

Brunsmann A., Franz G., Heinrich W. Experimental investigation of zoisite-clinozoisite phase equilibria in the system CaO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-H₂O // Contr. Miner. Petrol. 2002. Vol. 143. P. 115–130.

Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of Zircon Textures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53. P. 469–500.

Daly J. S., Balagansky V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / Eds. D. G. Gee, R. A. Stephenson // European Lithosphere Dynamics. London: Geological Society. 2006. Memoirs 32. P. 579–598.

Dokukina K. A., Kaulina T. V., Konilov A. N. et al. Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological evidence // Gondwana Research. 2014. Vol. 25 (2). P. 585–613.

Jenkins D. M., Newton R. C., Goldsmith J. R. Relative stability of Fe free zoisite and clinozoisite // J. Geology. 1985. Vol. 93. P. 663–672.

Kretz R. Symbols for rock-forming mineral // Amer. Miner. 1983. Vol. 68. P. 277–279.

Li Xiaoli, Zhang Lifei, Wei Chunjing. Metamorphic PT path and U-Pb zircon dating of Archean eclogite from Gridino, Belomorian province // Precambrian high-grade mobile belts. Extended Abstracts. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. P. 46–48.

Ludwig K. R. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008. No 4. 76 p.

Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1974. Vol. 38. P. 757–775.

Poli S., Schmidt M. W. The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblages // Contr. Miner. Petrol. 1998. Vol. 130. P. 162–175.

Prunier A. R., Hewitt D. A. Experimental observations on coexisting zoisite-clinozoisite // Amer. Miner. 1985. Vol. 70. P. 375–378.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2010. Vol. 183 (3). P. 602–616.

Taylor S. R., McLennan S. M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell. 1985. 312 p.

Volodichev O., Slabunov A., Bibikova E., Konilov A. Archean eclogites from the Belomorian Mobile Belt in the Fennoscandian/Baltic Shield, Russia // The Alice Wain Memorial Western Norway Eclogite Symposium. Abstract volume. 2003. P. 157–158.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Li Xiaoli, Maksimov O. A. Archean eclogites and zoisitites of the Gridino eclogite-bearing complexes: geology, petrology and geochronology // Precambrian high-grade mobile belts. Extended Abstracts. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. P. 117–120.

Поступила в редакцию 27.03.2015

References

Babarina I. I., Sibelev O. S., Stepanova A. V. Gridinskaya zona melanzha Belomorskoj eklogitovoi provintsii: posledovatel'nost' deformatsii i strukturnoe polozhenie roev maficheskikh daek [Gridino melange zone of the Belomorian eclogite province: succession of tectonic events and structural position of mafic dyke swarms]. *Geotektonika*. 2014. No 4. P. 67–81.

Bibikova E. V., Bogdanova S. V., Glebovitskii V. A., Klaison S., Shel'd T. Etapy evolyutsii Belomorskogo podvizhnogo poyasa po dannym U-Pb tsirkonovoi geokhronologii (ionnyi mikrozonod NORDSIM) [Evolution stages of the Belomorian mobile Belt from U-Pb zircon geochronology (NORDSIM ion microprobe)]. *Petrologiya*. 2004. No 3. P. 227–244.

Bibikova E. V., Slabunov A. I., Bogdanova S. V., Shel'd T., Stepanov V. S., Borisova E. Yu. Rannii magmatizm Belomorskogo podvizhnogo poyasa, Baltiiskii shchit: lateral'naya zonal'nost' i izotopnyi vozrast [Early magmatism of the Belomorian mobile Belt, Baltic Shield: lateral zoning and isotope age]. *Petrologiya*. 1999b. Vol. 7. No 2. P. 115–140.

Bibikova E. V., Slabunov A. I., Volodichev O. I., Kuzenko T. I., Konilov A. N. Izotopno-geokhimiicheskaya kharakteristika arkheiskikh eklogitov i gliozemistykh gneisov Gridinskoj zony tektonicheskogo melanzha Belomorskogo podvizhnogo poyasa (Baltiiskii shchit) [Isotopic-geochemical characteristics of the Archean eclogites and aluminous gneisses of the Gridino Zone of the tectonic melange of the Belomorian mobile Belt

(Baltic Shield)]. *Izotopnaya geokhronologiya v reshenii problem geodinamiki i rudogeneza*. Materialy II Rossiiskoi konferentsii po izotopnoi geokhronologii. St. Petersburg, 2003. P. 68–71.

Volodichev O. I. Belomorskii kompleks Karelii (geologiya i petrologiya) [The Belomorian complex of Karelia (geology and petrology)]. Leningrad: Nauka, 1990. 245 p.

Volodichev O. I., Kuzenko T. I. Progradnye i retrogradnye trendy evolyutsii metamorfizma arkheiskikh eklogitov i ikh geodinamicheskaya interpretatsiya (Kareliya, raion s. Gridino) [Prograde and retrograde trends in evolution of Archean eclogites metamorphism and their geodynamic interpretation (Karelia, Gridino village area)]. *Zapiski RMO*. 2013. No 3. P. 28–51.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Bibikova E. V., Konilov A. N., Kuzenko T. I. Arkheiskie eklogity Belomorskogo podvizhnogo poyasa (Baltiiskii shchit) [Archean eclogites in the Belomorian mobile Belt (Baltic Shield)]. *Petrologiya*, 2004. Vol. 12, No 6. P. 609–631.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Sibelev O. S., Skublov S. G., Kuzenko T. I. Geokhronologiya, mineral'nye vklucheniya i geokhimiya tsirkonov iz eklogitizirovannykh gabbonoritov Belomorskoj provintsii (s. Gridino) [Geochronology, mineral inclusions, and geochemistry of zircons in the Gridino area, Belomorian province]. *Geokhimiya*. 2012. No 8. P. 734–748.

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Kuzenko T. I., Maksimov O. A. Tsoizitity Gridinskogo eklogitsoderzhashchego kompleksa Belomorskoj provintsii Fennoskandinavskogo shchita: geologiya i petrologiya [Zoisites from Gridino eclogite-bearing complex of the Belomorian province of the Fennoscandian shield. Geology and Petrology]. *Geologiya i geofizika*. 2015 (in print).

Volodichev O. I., Parfenova O. V., Kuzenko T. I. Paleoproterozoiskie eklogity Belomorskogo podvizhnogo poyasa (ob eklogitizatsii gabbro v daike kompleksa lertsolitov–gabbro–noritov) [Paleoproterozoic eclogites from the Belomorian mobile Belt (on eclogitization of gabbro in a lherzolite–gabbro–norite dyke)]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2008. Iss. 11. P. 37–61.

Glebovitskii V. A., Miller Yu. V., Drugova G. M., Mil'kevich R. I., Vrevskii A. B. Struktura i metamorfizm Belomoro–Laplandskoi kollizionnoi zony [Structure and metamorphism of the Belomorian–Lapland collision zone]. *Geotektonika*. 1996. No 1. P. 63–75.

Dokukina K. A., Bayanova T. B., Kaulina T. V., Travin A. V., Konilov A. N. Novye geokhronologicheskie dannye dlya metamorficheskikh i magmatischeskikh porod raiona sela Gridino (Belomorskaya eklogitovaya provintsiya) [New geochronological data on metamorphic and igneous rocks from the Gridino village area (Belomorian eclogite province)]. *DAN* [Proceedings of Academy of Sciences]. 2010. Vol. 432, No 3. P. 370–375.

Levchenkov O. A., Zinger T. F., Duk V. L., Yakovleva S. Z., Baikova V. S., Shuleshko I. K., Matyukov D. I. U–Pb vozrast tsirkonov iz giperstenovykh dioritov i granodioritov o–va Pon'gom–navolok (Baltiiskii shchit, Belomorskaya tektonicheskaya zona) [U–Pb age of zircons from hypersthene diorite and granodiorite of Pon'gom–navolok Island, Baltic Shield, Belomorian tectonic zone]. *DAN* [Proceedings of Academy of Sciences]. 1996. Vol. 349, No 1. P. 90–92.

Levchenkov O. A., Volodichev O. I., Zinger T. F., Yakovleva S. Z., Makeev A. F., Shuleshko I. K., Kevlich V. I. Vozrast metamorfizma glinozemistykh gneisov raiona guby Pon'goma (Belomorskii podvizhnyi poyas, Baltiiskii shchit) [Metamorphism age of aluminous gneisses of Pangoma Bay (Belomorian mobile belt, Baltic Shield)]. *DAN* [Proceedings of Academy of Sciences]. 2001. Vol. 377, No 2. P. 235–238.

Maksimov O. A. Metamorficheskaya evolyutsiya piroksenitov Gridinskogo eklogitsoderzhashchego kompleksa (ostrov Pryanishnaya luda) [Metamorphic evolution of pyroxenites from the Gridino eclogite-bearing complex (Pryanishnaya Luda Island)]. *Vestnik MGTU*. 2014. Vol. 17, No 2. P. 320–328.

Mints M. V., Konilov A. N., Dokukina K. A., Kaulina T. V., Belousova E. A., Natapov L. M., Griffin U. L., O'Reilli S. Belomorskaya eklogitovaya provintsiya: unikal'nye svidetel'stva mezo–neoarkeiskoi subduksii i kollizii [The Belomorian eclogite province: a unique evidence of Meso–Neoarchean subduction and collision]. *DAN* [Proceedings of Academy of Sciences]. 2010. Vol. 434, No 6. P. 776–781.

Morgunova A. A., Perchuk A. L. Petrologiya dokembriiskikh metaul'tramafitov Gridinskogo vysokobarnogo kompleksa (Kareliya) [Petrology of Precambrian metaultramafites of Gridino high-pressure complex (Karelia)]. *Geologiya i geofizika*. 2012. Vol. 53, No 2. P. 173–192.

Nesterova N. S., Kirnozova T. I., Fugzan M. M. U–Pb vozrasty sfenov iz porod Karel'skogo kratona i Belomorskogo podvizhnogo poyasa Fennoskandinavskogo shchita (novye dannye) [New U–Pb titanite age of the rocks from the Karelian craton and Belomorian mobile belt, Fennoscandian shield]. *Geokhimiya*. 2011. No 12. P. 1235–1242.

Serdyuk A. A. Kontrastnye rezhimy metamorfizma v Gridinskom komplekse (Belomorskaya eklogitovaya provintsiya) [Contrast metamorphism regimes in Gridino complex (Belomorian eclogite province)]: avtoref. dis. ... kand. geol.–min. nauk. Moscow, 2013. 23 p.

Sibelev O. S. Gridinskaya zona melanzha (Belomorskii podvizhnyi poyas): geologicheskoe stroenie i struktura [Gridino melange zone (Belomorian mobile belt): geological formation and structure]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2012. Iss. 15. P. 28–37.

Sibelev O. S., Babarina I. I., Slabunov A. I., Konilov A. N. Arkheiskii eklogitsoderzhashchii melanzh Gridinskoi zony (Belomorskii podvizhnyi poyas) na o. Stolbikha: struktura i metamorfizm [Archean eclogite-bearing melange in the Gridino zone (Belomorian mobile belt) on Stolbikha Island. Structure and metamorphism]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2004. Iss. 7. P. 5–20.

Skublov S. G., Astaf'ev B. Yu., Marin Yu. B., Berezin A. V., Mel'nik A. E., Presnyakov S. L. Novye dannye o vozraste eklogitov Belomorskogo podvizhnogo poyasa v raione s. Gridino [New data on age of eclogites from the Gridino village area, Belomorian mobile belt]. *DAN* [Proceedings of Academy of Sciences]. 2011. Vol. 439, No 6. P. 795–802.

Slabunov A. I. Geologiya i geodinamika arkheiskikh podvizhnykh poyasov (na primere Belomorskoj provintsii Fennoskandinavskogo shchita) [Geology and geodynamics of Archean mobile belts (example from the Belomorian province of the Fennoscandian shield)]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2008. 296 p.

Slabunov A. I., Burdyukh E. V., Babarina I. I. Granulometriya i raspredelenie po ploshchadi oblomochnoi sostavlyayushchei gridinskogo eklogitsoderzhashchego melanzha [Grain-size analysis and areal distribution of a clastic constituent of the Gridino eclogite-bearing melange]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2007. Iss. 10. P. 27–34.

Slabunov A. I., Volodichev O. I., Skublov S. G., Berezin A. V. Glavnye stadii formirovaniya paleoproterozoiskikh eklogitizirovannykh gabbro–noritov po rezul'tatam U–Pb (SHRIMP) datirovaniya tsirkonov i izucheniya ikh genezisa [Main stages of the formation of paleoproterozoic eclogitized gabbro–norites. Evidence from U–Pb (SHRIMP) dating of zircons and study of their genesis]. *DAN* [Proceedings of Academy of Sciences]. 2011a. Vol. 437, No 2. P. 238–242.

Slabunov A. I., Lobach-Zhuchenko S. B., Bibikova E. V., Balaganskii V. V., Sor'onen-Vard P., Volodichev O. I., Shchipanskii A. A., Svetov S. A., Chekulaev V. P., Arestova N. A., Stepanov V. S. Arkhei Baltiiskogo shchita: geologiya, geokhronologiya, geodinamicheskie ustanovki [The Archean of the Baltic Shield: geology, geochronology, and geodynamic settings]. *Geotektonika*. No 6. 2006. P. 3–31.

Slabunov A. I., Stepanova A. V., Bibikova E. V., Babarina I. I., Matukov D. I. Nearkheiskie gabbroidy Belomorskoj provintsii Fennoskandinavskogo shchita: geologiya, sostav, geokhronologiya [Neoarchean gabbroids of the Fennoscandian shield, Belomorian province: geology, composition, geochronology]. *DAN [Proceedings of Academy of Sciences]*. 2008. Vol. 422, No 6. P. 793–797.

Slabunov A. I., Khel'ta P., Sharov N. V., Nesterova N. S. 4-D model' formirovaniya zemnoi kory Fennoskandinavskogo shchita v arkhee kak sintez sovremennykh geologicheskikh dannyx [4-D framework of the Fennoscandian shield earth crust growth in archean: synthesis of off the shelf geological data]. *Geologiya Karelii: ot arkheya do nashikh dnei [Geology of Karelia: from the Archean to the present]*: materialy konferentsii, posvyashchennoi 50-letiyu IG KarNTs RAN. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2011b. P. 13–21.

Stepanov V. S. Osnovnoi magmatizm dokembriya Zapadnogo Belomor'ya [The Precambrian mafic magmatism in the Western White Sea region]. Leningrad: Nauka, 1981. 216 p.

Stepanov V. S. Magmatity raiona d. Gridino (veshchestvo, posledovatel'nost' obrazovaniya i nekotorye cherty evolyutsii) [Magmatites of the Gridino village area (substance, succession, formations, and some evolution features)]. *Dokembrii Severnoi Karelii [Precambrian of the Northern Karelia]*. Petrozavodsk: KF AN SSSR, 1990. P. 78–101.

Stepanov V. S., Stepanova A. V. Ranneproterozoiskie metagabbro raiona s. Gridino (Belomorskii podvizhnyi poyas) [Early Paleoproterozoic metagabbro of the Gridino village area (Belomorian mobile belt)]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and mineral resources of Karelia]*. Iss. 9. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2006. P. 55–71.

Travin V. V., Kozlova N. E. Rannedokembriiskie eklogity raiona sela Gridino (Belomorskii podvizhnyi poyas): problema sootnosheniya otnositel'nogo i absol'yutnogo vozrasta [Early Precambrian eclogites of the Gridino village area (Belomorian mobile belt): the problem of relative and absolute age]. *Izotopnye sistemy i vremya geologicheskikh protsessov [Isotope systems and time of geological processes]*: materialy IV Rossiiskoi konferentsii po izotopnoi geokhronologii. St. Petersburg, 2009. Vol. 2. P. 209–211.

Shchipanskii A. A., Khodorevskaya L. I., Konilov A. N., Slabunov A. I. Eklogity Belomorskogo poyasa (Kol'skii poluostr'ov): geologiya i petrologiya [Eclogites from the Belomorian belt (Kola Peninsula): geology and petrology]. *Geologiya i geofizika*. 2012. Vol. 53, No 1. P. 3–29.

Shchipanskii A. A., Slabunov A. I. Priroda «svekofennskikh» tsirkonov Belomorskogo podvizhnogo poyasa Baltiiskogo shchita i nekotorye geodinamicheskie sledstviya [Nature of Svekofennian zircons from the Belomorian mobile belt and some geodynamic consequences]. *Geokhimiya*. 2015 (in print).

Bröcker M., Klemd R., Kooijman E., Berndt J., Larionov A. Zircon geochronology and trace element characteristics of eclogites and granulites from the Orlica-Sniežnik complex, Bohemian Massif. *Geol. Mag.* 2009. P. 1–24.

Brunsmann A., Franz G., Heinrich W. Experimental investigation of zoisite-clinozoisite phase equilibria in the system $\text{CaO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Contr. Miner. Petrol.* 2002. Vol. 143. P. 115–130.

Corfu F., Hanchar J. M., Hoskin P. W. O., Kinny P. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. Vol. 53. P. 469–500.

Daly J. S., Balaganskii V. V., Timmerman M. J., Whitehouse M. J. The Lapland-Kola Orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere 3. Eds. D. G. Gee, R. A. Stephenson. *European Lithosphere Dynamics*. London: Geological Society. 2006. Memoirs 32. P. 579–598.

Dokukina K. A., Kaulina T. V., Konilov A. N., Mints M. V., Van K. V., Lev Natapov L., Belousova E., Simakin S. G., Lepekhina E. N. Archaean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological evidence. *Gondwana Research*. 2014. Vol. 25 (2). P. 585–613.

Jenkins D. M., Newton R. C., Goldsmith J. R. Relative stability of Fe free zoisite and clinozoisite. *J. Geology*. 1985. Vol. 93. P. 663–672.

Kretz R. Symbols for rock-forming mineral. *Amer. Miner.* 1983. Vol. 68. P. 277–279.

Li Xiaoli, Zhang Lifei, Wei Chunjing. Metamorphic PT path and U-Pb zircon dating of Archean eclogite from Gridino, Belomorian province. *Precambrian high-grade mobile belts*. Extended Abstracts. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. P. 46–48.

Ludwig K. R. User's Manual for Isoplot 3.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. No 4. 2008. 76 p.

Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1974. Vol. 38. P. 757–775.

Poli S., Schmidt M. W. The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblages. *Contr. Miner. Petrol.* 1998. Vol. 130. P. 162–175.

Prunier A. R., Hewitt D. A. Experimental observations on coexisting zoisite-clinozoisite. *Amer. Miner.* 1985. Vol. 70. P. 375–378.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Research*. 2010. Vol. 183 (3). P. 602–616.

Taylor S. R., McLennan S. M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwel. 1985. 312 p.

Volodichev O., Slabunov A., Bibikova E., Konilov A. Archean eclogites from the Belomorian Mobile Belt in the Fennoscandian/Baltic Shield, Russia. *The Alice Wain Memorial Western Norway Eclogite Symposium*. Abstract volume. 2003. P. 157–158.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Слабунув Александр Иванович

руководитель лаб., д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: slabunov@krc.karelia.ru
тел.: +79814024207

Володичев Олег Иванович

главный научный сотрудник, д. г.-м. н.
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: volod@krc.karelia.ru
тел.: (8142) 769824

Ли Сяоли

к. г.-м. н.
Пекинский университет, Школа наук о Земле
Пекин, Китай
эл. почта: xiaoli.li@pku.edu.cn

Максимов Олег Александрович

аспирант
Институт геологии Карельского научного центра РАН
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,
Россия, 185910
эл. почта: olemaximov@mail.ru
тел.: 89210115129

Volodichev O. I., Slabunov A. I., Li Xiaoli, Maksimov O. A. Archean eclogites and zoisitites of the Gridino eclogite-bearing complexes: geology, petrology and geochronology. *Precambrian high-grade mobile belts*. Extended Abstracts. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2014. P. 117–120.

Received March 11, 2015

CONTRIBUTORS:

Slabunov, Alexander

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: slabunov@krc.karelia.ru
tel.: +79814024207

Volodichev, Oleg

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: volod@krc.karelia.ru
tel.: (8142) 769824

Li Xiaoli

School of Earth and Space Sciences, Peking University
Beijing, China
e-mail: xiaoli.li@pku.edu.cn

Maksimov, Oleg

Institute of Geology, Karelian Research Centre,
Russian Academy of Sciences
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia
e-mail: olemaximov@mail.ru
tel.: 89210015129

УДК 550.334

СТРУКТУРА НИЗКОСКОРОСТНЫХ ОБЛАСТЕЙ В МАНТИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ

Т. А. Цветкова, И. В. Бугаенко, Л. Н. Заец

Институт геофизики им. С. И. Субботина Национальной академии наук Украины, Киев

Согласно полученной по методу Тейлорова приближения 3-d P-скоростной модели мантии Фенноскандинавского щита и ее окружения выделены области распространения низкоскоростной средней мантии в переходную зону. В пределах Кольско-Карельского мегаблока выделены Беломорский и Варангер мантийные домены, а также верхнемантийные домены Костомукши и Лапландский. В пределах Свеконорвежского мегаблока выделен домен Шеллефтео, Свеконорвежского мегаблока – субвертикальная мантийная колонка чередующихся повышенных и пониженных скоростей P-волн, соответствующая мантии грабена Осло. Согласно проведенному анализу общей скоростной характеристикой выделенных доменов являются области распространения низкоскоростной средней мантии в переходную зону, расслоенность верхней мантии и ее переходной зоны.

Ключевые слова: 3-d P-скоростная модель, мантия, домен, Фенноскандия.

T. O. Tsvetkova, I. V. Bugaienko, L. M. Zaiets. THE STRUCTURE OF LOW-VELOCITY ZONES IN THE MANTLE OF THE NORTHERN EUROPE

The areas of low-velocity middle mantle shift into the transition zone are distinguished according to 3-d P-velocity model of the Fennoscandian shield mantle and its surroundings using Taylor approximation method. Within the Kola-Karelia megablock there are the White Sea and Varanger mantle domains along with the Kostomuksha and Lapland upper mantle domains. Within the Svecofennian megablock there is the Shellefteo domain, and within the Sveconorwegian megablock – subvertical mantle column of altering high and low-velocity P-waves corresponding to superdeep mantle of the Oslo graben. Based on the conducted analysis the following general velocity features of the distinguished domains are defined: the areas of low-velocity middle mantle shift into the transition zone of the upper mantle, stratification of the upper mantle and its transition zone.

Key words: 3-d P-velocity model, mantle, domain, Fennoscandia.

В работах [Цветкова и др., 2009, 2010] представлено 3-d P-скоростное строение мантии под Фенноскандией на глубинах до 850 км. Модель построена по методу Тейлорового приближения [Гейко, 1997; Geiko, 2004]. Детальные представления об исполь-

зованном методе представлены в работах [Гейко, Цветкова, 1989, 1993; Цветкова, 1996; Гейко и др., 1998; Цветкова и др., 2009]. Метод не зависит от выбора референтной модели и дает лучшее, чем классический метод Лаврентьева-Романова [Лаврентьев и др.,

1980], приближение нелинейности. Численная реализация метода Тейлорового приближения представлена в работах [Гейко, Цветкова, 1989; Цветкова, 1996; Гейко и др., 1998]. Как исходные данные использованы времена прихода первых вступлений Р-волн на станции мировой сети, представленные в бюллетенях ISC за период 1964–2006 годов.

В работе [Цветкова и др., 2009] показаны соотношения экспериментальных и теоретических годографов – сечений для исследуемой области. Согласно проведенному тестированию точность обращения годографов составляет 0,015 км/сек. Разрешающая способность метода сейсмической томографии, согласно положениям геометрической оптики, составляет $0,5^\circ \times 0,5^\circ \times 50$ км до глубины 1000 км включительно и $1,0^\circ \times 1,0^\circ \times 100$ км после 1000 км. Отметим, что результатом решения задачи сейсмической томографии является модель, оптимальная в пределах принятых физико-математических представлений. Последние включают: аксиоматику, теорию метода, принятую параметризацию среды, численные методы решения задачи, аппроксимирующие методы, графические методы и т. д.

Модель мантии представляется в виде горизонтальных сечений в истинных скоростях с шагом 25 км по глубине, вертикальные сечения с шагом 1° представлены в невязках скорости (δ) относительно обобщенной модели средней скорости:

$$\delta = V_{ист} - V_{aver}$$

Для трехмерной скоростной модели обобщенная модель средняя скорость – глубина $\{V_{min}(z), V_{max}(z), V_{aver}(z)\}$ представлена в табл. 1. Невязки скорости (δ_k) представлены с шагом $\pm 0,025$ км/сек.

Тектоническое строение рассматриваемого региона представлено на рис. 1, согласно [Хайн, 2001]. По скоростным характеристикам мантия под Фенноскандинавским щитом относится к мантии по стабильному типу Ю. М. и Д. Ю. Пуцаровских [Пуцаровский Ю. М., Пуцаровский Д. Ю., 2010]. Следовательно, относительно принятой референтной модели, верхняя мантия (гр.М – 410 км) характеризуется повышенными скоростями, зона Голицына-Гейко (ЗГГ – скоростная характеристика переходной зоны верхней мантии) (410–650 км) – пониженными скоростями, зона раздела-1 (650–850 км) – повышенными скоростями, средняя мантия (850–1700 км) – пониженными скоростями. Как отмечалось выше, граница между верхней мантией, ЗГГ, зоной раздела-1 и средней мантией определяется нулевой изолинией невязок скорости (δ).

Таблица 1. Референтные скорости

Глубина, км	Vaver, км/сек	Глубина, км	Vaver, км/сек
50	7,93	600	10,18
75	8,011	625	10,322
100	8,082	650	10,466
125	8,139	675	10,585
150	8,19	700	10,69
175	8,241	725	10,783
200	8,296	750	10,866
225	8,356	775	10,94
250	8,422	800	11,01
275	8,498	825	11,074
300	8,584	850	11,134
325	8,682	875	11,191
350	8,794	900	11,244
375	8,918	925	11,295
400	9,053	950	11,343
425	9,177	975	11,39
450	9,29	1000	11,435
475	9,4	1025	11,478
500	9,522	1050	11,519
525	9,661	1075	11,56
550	9,829	1100	11,599
575	10,007	1125	11,637

В мантии под Фенноскандией выделяются скоростные области, основной особенностью которых является распространение низкоскоростного субвертикального слоя из средней мантии через зону раздела-1 в ЗГГ, и, как следствие этого, специфика скоростной расслоенности верхней мантии и ЗГГ. Выходы пониженных скоростей из нижней, средней мантии в верхнюю, возможно, вплоть до коры включительно с последующим их "растеканием" будем называть доменами (ФД).

Мегаблоки Фенноскандинавского щита, скоростное строение мантии под которыми связано с выходом пониженных скоростей из средней мантии в верхнюю, следующие: Кольско-Карельский, Свекофеннский (рис. 2, а). Полученная модель средних скоростей для глубин 650–850 км (рис. 2, б) четко показывает выходы пониженных скоростей как низкоскоростные аномалии, и выделяет для мантии под Фенноскандинавским щитом области: Лапландско-Беломорского подвижного пояса (Беломорский домен), Центрально-Кольский блок (Варангер домен) Кольско-Карельского мегаблока, Свекофеннский мегаблок (Шеллефтео домен).

1. Кольско-Карельский мегаблок

Под указанным мегаблоком выделяются две скоростные области, характеризующиеся распространением из средней мантии вверх пониженных скоростей. Поскольку по техническим причинам мы не можем представить графические изображения всех широтных и долготных сечений исследуемых областей, то для каждого ФД будут детально представлены по одному широтному и долготному сечению и общие характеристики остальных.

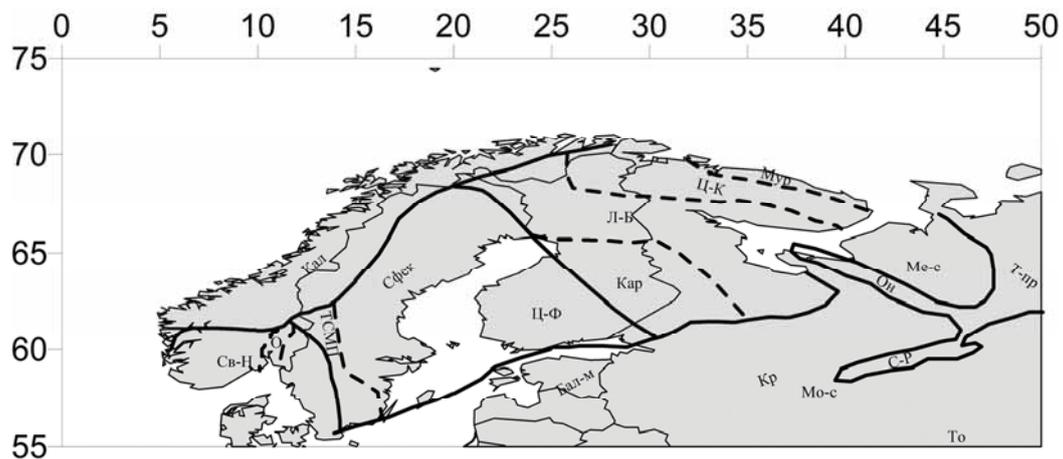


Рис. 1. Тектоническая схема Восточно-Европейской платформы по В. Е. Хаину [Хаин, 2001] (обобщенно)

Условные обозначения: Бал-м – Балтийская моноклинал, Кал – Скандинавские каледониды, Кар – Карельский блок Кольско-Карельского мегаблока, Кр – Крестовский авлаоген, Л-Б – Лапландско-Беломорский гранит-гнейсовый пояс Кольско-Беломорского мегаблока, Мо-с – Московская синеклиза, Ме-с – Мезенская синеклиза, Мур – Мурманский блок Кольско-Карельского мегаблока, О – грабен Осло (Свеконорвежский мегаблок), Он – Онежский грабен (Кольско-Карельский мегаблок), С-Р – Средне-Русский авлаоген, Св-Н – Свеконорвежский мегаблок, Свек – Свекофеннский мегаблок, ТСМП – Трансскандинавский магматический пояс, Ц-К – Центально-Кольский блок (Кольско-Карельский мегаблок), Ц-Ф – Центральный Финляндский массив (Свекофеннский мегаблок)

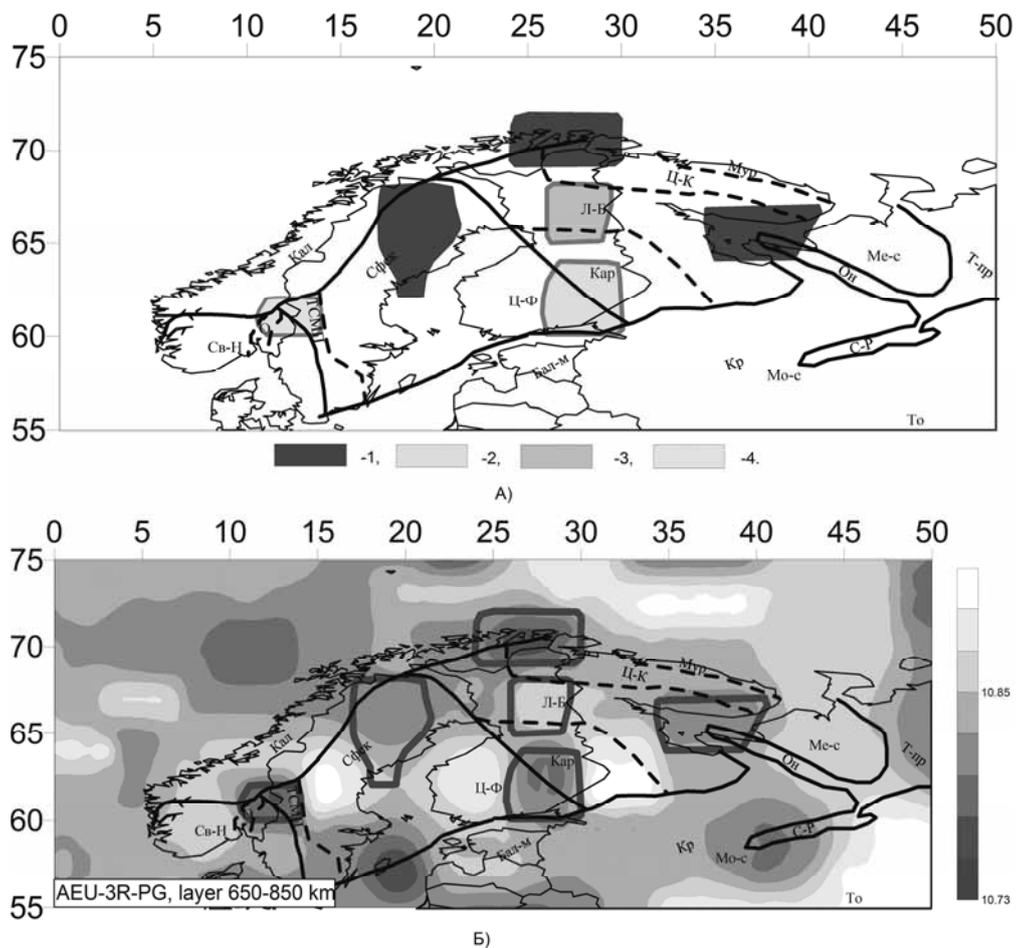


Рис. 2. А) Области низкоскоростных выходов из средней мантии: 1 – Беломорский, Варангер, Шеллефтео домены, 2 – Костомукша, 3 – Лапландский верхнемантийный домен, 4 – мантийная колонка грабена Осло; Б) Осредненное горизонтальное скоростное сечение слоя мантии на глубине 650–850 км

1.1. Беломорский домен (рис. 3 (64° с.ш., 66° с.ш.), рис. 4 (37° в.д.))

Первая скоростная область определяется координатами (64–68° с.ш.) × (35–40° в.д.) и относится к мантии под юго-востоком Лапландско-Беломорского гранулит-гнейсового пояса (Беломорская система грабен). Особенностью скоростного строения рассматриваемой области является распространение низкоскоростной области из средней мантии через зону раздела-1 в ЗГГ верхней мантии, с последующим выделением, начиная от подошвы верхней мантии, области высокоскоростных невязок скорости, ограниченных выпуклыми вверх изолиниями. Определим эту область как центральную часть Беломорского ФД.

Центральная часть Беломорского ФД рассматривается в указанном выше интервале. Для сечения 64° с.ш. (рис. 3) в пределах рассматриваемой области δ изменяются, начиная от $-0,025$ км/сек на глубине 850 км до $-0,075$ км/сек на глубине 600 км, что уже относится к ЗГГ. Отсюда для данной области отсутствует зона раздела-1. Кровля ЗГГ приподнята до глубины 300 км, изолинии невязок скорости изменяются в интервале от $-0,025$ км/сек на глубине 600 км до $-0,25$ км/сек в линзовидной низкоскоростной аномалии на глубинах 525–550 км. Линзовидная высокоскоростная аномалия, характеризующаяся значением $\delta = 0,025$ км/сек, выделяется на глубинах 400–425 км. На глубине 375 км отмечены две небольшие низкоскоростные аномалии, которым соответствует $\delta = 0,05$ км/сек. Кровля ЗГГ в центральной части приподнята вверх (выпуклая вверх), и ее глубина залегания определяется как 300 км на фоне 325 км восточного окружения и 375 км западного. Верхняя мантия характеризуется повышенными значениями $\delta = (0,00-0,225)$ км/сек. Невязки скорости увеличиваются начиная от подошвы верхней мантии вверх, к коре. При этом унаследованное от кровли ЗГГ, характерное выпуклое поднятие изолиний определяется до глубины 175 км, $\delta = 0,10$ км/сек. Максимальное значение $\delta = 0,225$ км/сек определяется на глубине 50 км. Отсюда основные скоростные характеристики центральной части:

- 1) распространение пониженных скоростей из средней мантии в вышележащие слои;
- 2) расслоенность ЗГГ и верхней мантии, связанная с вышеуказанным процессом;
- 3) в пределах ЗГГ выделяются как высокоскоростные, так и низкоскоростные аномалии.

Область растекания (ОР). Под областью "растекания" будем понимать область распространения низкоскоростной ЗГГ повышенной мощности, связанной с выходом низкоскорост-

ной аномалии из средней мантии в ЗГГ и, как правило, соответствие этой области зоны раздела-1. Для рассматриваемого сечения 64° с.ш. (см. рис. 3) западная ОР определяется до Карельского массива (29° в.д.) включительно. На востоке ОР проходит под Мезенской синеклизой до ее границы под западной границей Печорской синеклизы (48° в.д.). И западная и восточная части ОР характеризуются выделением высокоскоростной зоны раздела-1, глубина залегания подошвы которой под Карельским блоком уходит за пределы рассматриваемых глубин (1100 км), в мантии под Мезенской синеклизой определяется на 800 км. Максимальные для обеих частей $\delta = 0,05$ км/сек.

Восточная часть. Восточная часть ОР определяется как мантия по стабильному типу. Подошва верхней мантии под Мезенской синеклизой опущена на 100 км по отношению к пограничной к ней подошвы верхней мантии под Печорской синеклизой. По отношению к центральной части области Беломорского домена – на 50 км, и выделяется на глубине 325 км. Значения δ изменяются от 0,0 км/сек на подошве верхней мантией до 0,25 км/сек на кровле. По скоростным характеристикам ЗГГ может быть разделена на два слоя. Первый, более низкоскоростной, определяется на глубинах 425–600 км, $\delta = (0,00 - -0,30)$ км/сек. Минимальное значение δ отвечает глубине 525 км. Второй слой определен на глубинах 325–425 км, менее дифференцирован по значениям δ : 0,00 км/сек на глубине залегания кровли ЗГГ, $-0,05$ км/сек на глубине 425 км – границе раздела с первым слоем.

Западная часть. Западная часть ОР определяется более ярко выраженными скоростными неоднородностями. Как уже отмечалось, глубина залегания подошвы высокоскоростной зоны раздела-1 превышает глубину 850 км, при изменении δ от 0,00 до 0,05 км/сек, глубина залегания подошвы ЗГГ – 625 км, глубина залегания кровли – 375 км. По скоростным характеристикам ЗГГ, так же, как и восточная часть ОР, делится на два слоя. В целом первому слою соответствует сгущение изолиний невязок скорости в области подошвы ЗГГ, изолинии второго слоя более разряжены. Первый слой (нижний) определен на глубинах 425–625 км, характеризуется изменением δ в интервале 0,00– $-0,35$ км/сек. Минимальное значение $\delta = -0,35$ км/сек достигается на глубинах 525–550 км. Раздел между первым и вторым слоем определен $\delta = -0,05$ км/сек и проходит по соответствующей изолинии на глубине 425 км. Второй слой определяется на глубине 375–425 км, $\delta = (0,00-0,05)$ км/сек.

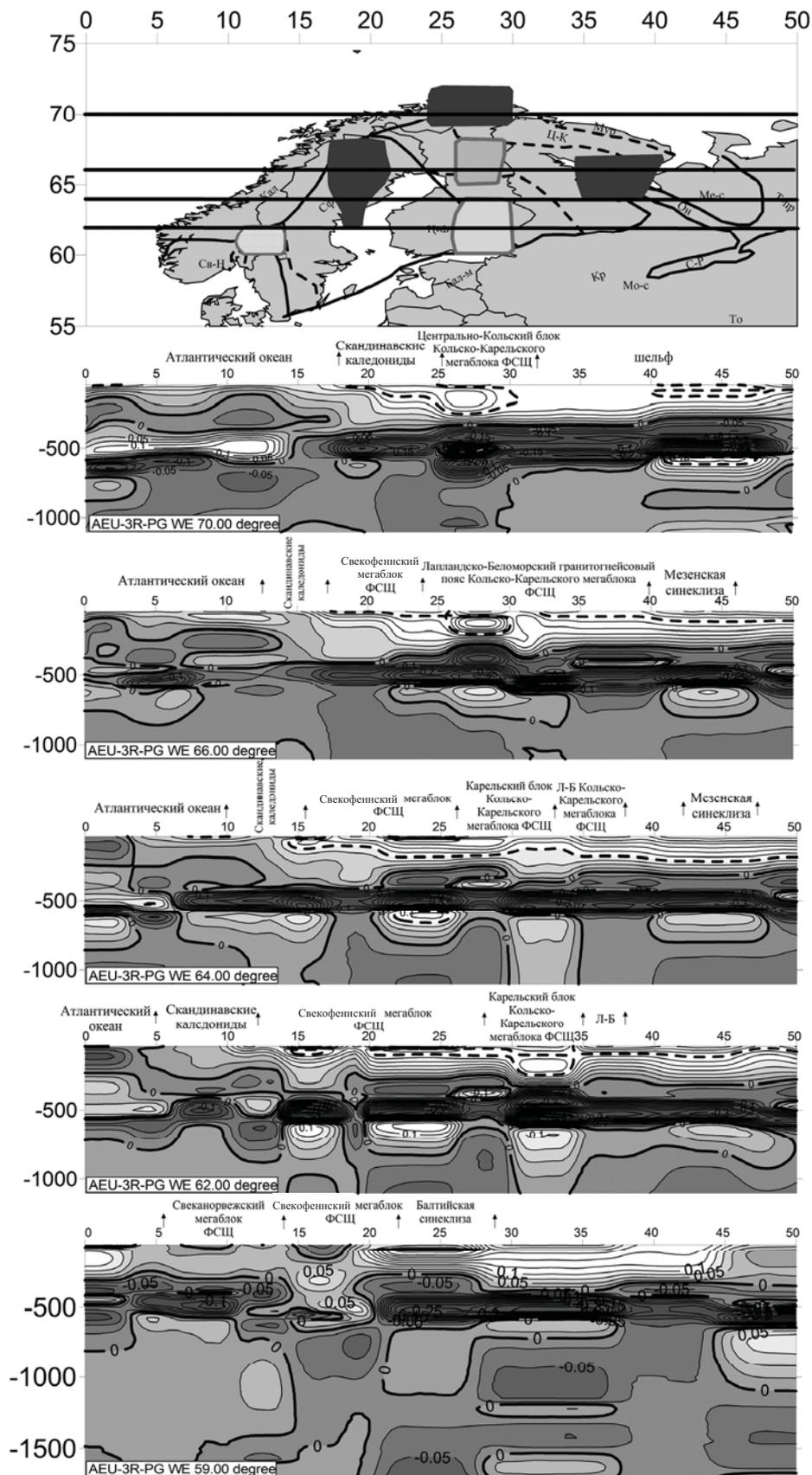


Рис. 3. Широтные сечения 70°, 66°, 64°, 62° и 59° с.ш. трехмерной Р-скоростной модели мантии, пространственное расположение которых представлено на тектонической схеме

Верхняя мантия определена на глубинах 50–375 км. По скоростным характеристикам, согласно геометрии изолиний невязок, она разделена на две части на глубине 250 км изолинией $\delta = 0,075$ км/сек. Нижняя часть характеризуется выпуклостью вниз до глубины залегания кровли ЗГГ (375 км), верхняя часть – выпуклостью вверх, достигая 75 км. Вместе обе части образуют линзообразную структуру. В верхней части на глубине 75 км значения $\delta = 0,15$ км/сек, в нижней части – $\delta = 0,025$ км/сек.

Сравнения западной и восточной областей ОР показывает различие в их скоростных характеристиках для верхней мантии и подобие для ЗГГ и зоны раздела-1. Это проявляется в близости залегания по глубине подошвы ЗГГ, существовании зоны раздела-1 с одинаковыми скоростными характеристиками, но различной мощностью, раздел ЗГГ на два слоя: с более низкими значениями невязок скорости в нижней части и приподнятой верхней частью, которая характеризуется более высокими по отношению к нижней части невязками скорости. Приподнятость верхней части ЗГГ, согласно поведению невязок скорости, может быть связана с ее поднятием в центральной части. Согласно скоростным характеристикам верхней мантии для изолиний невязок скорости ОР характерно погружение относительно поднятия последних в центральной части (см. рис. 3, (64° с.ш., 66° с.ш.)). Если в восточной части такое погружение сохраняется в интервале глубин 50–200 км, то глубже наблюдается выполаживание изолиний невязок скорости, то в западной части погружающиеся (выпуклые вниз) изолинии на глубинах 200–375 км сменяются поднимающимися (выпуклыми вверх) на глубинах 50–200 км и образуют линзообразную структуру. Наблюдающаяся разница в скоростном строении подчеркивает гетерогенность рассматриваемых структур и может быть связана как с выходом из средней мантии, дальнейшим распространением и послонной инверсией низких скоростей в связи с переходом в верхнюю мантию, так и последующим влиянием окружающих структур. Распространение ОР на запад ограничивается выступом низких скоростей из средней мантии вверх до глубины 600 км с последующим поднятием глубин залегания кровли и подошвы вышележащих слоев и формированием подобласти повышенной расслоенности мантии в пределах указанного выхода (24 – 29° в.д.).

Для 65 – 67° с.ш., соответствующих Беломорскому ФД, в целом сохраняются выделенные выше скоростные характеристики мантии (незначительно может варьировать глубина залегания выделенных слоев и значения невязки

скорости). Это связано с тем, что данные сечения проходят ФД через различные его участки (центральные и ОР).

Для широтных сечений Беломорского ФД характерны четкие структурные характеристики. К ним можно отнести:

1. Раздел области на три части: центральную, восточную и западную.

2. Основной скоростной характеристикой центральной части является выход пониженных скоростей из средней мантии в ЗГГ. Как следствие этого, подъем вверх кровли ЗГГ и выделение в верхней мантии, прилегающей к подошве высокоскоростной области, ограниченной выпуклой вверх изолинией невязок скорости до глубин 175 км (64° с.ш.), 200 км (65 – 66° с.ш.), 250 км (67° с.ш.).

3. Раздел ЗГГ центральной области на три части. Определяется наиболее низкоскоростная нижняя часть на глубинах до 475 ± 25 км, учитывая связь с низкоскоростной средней мантией. Второй слой, высокоскоростной, определен на глубине 425 – 475 км. Третий слой, низкоскоростной, определен на глубинах 300 – 425 км. Верхняя мантия характеризуется в целом как высокоскоростная, по характеру поведения невязок скорости делится на две части. Для нижней части характерна выпуклость вверх изолиний невязок скорости. Граница раздела определена на глубине 200 ± 50 км изолинией $0,10$ км/сек.

4. Выделяются две ОР: восточная, относящаяся к мантии под Мезенской синеклизой, и западная, Карельская, – к мантии под Карельским массивом. В ОР выделяется зона раздела-1, сохраняется деление ЗГГ, приподнятость его кровли и ее распространение вниз, как для западной части ОР, так и для восточной.

Северная ОР. Область растекания центральной части на север включает мантию под восточной частью Мурманского блока и далее до мантии под границей с Тимано-Печорской плитой в интервале 68 – 71° с.ш. (рис. 4 (сечение 37° в.д.)).

В северной части ОР выделяется зона раздела-1. Подошва ее определяется на глубинах более 800 км, глубина залегания кровли от 700 до 600 км. ЗГГ делится на две части. Кровля нижней части определена на глубине 450 км, верхний слой определяется на глубинах (300 – 350 км) – 450 км. Для нижнего слоя минимальная $\delta = -0,20$ км/сек, для верхнего – $-0,125$ км/сек. Основная часть верхней мантии представлена областью высокоскоростных невязок скорости, ограниченными сверху выпуклой вниз изолинией $\delta = 0,125$ км/сек, с прогибом глубины залегания кровли этого слоя от 200 до 250 км. Следует отметить постепенное выравнивание подошвы и кровли ЗГГ, а также

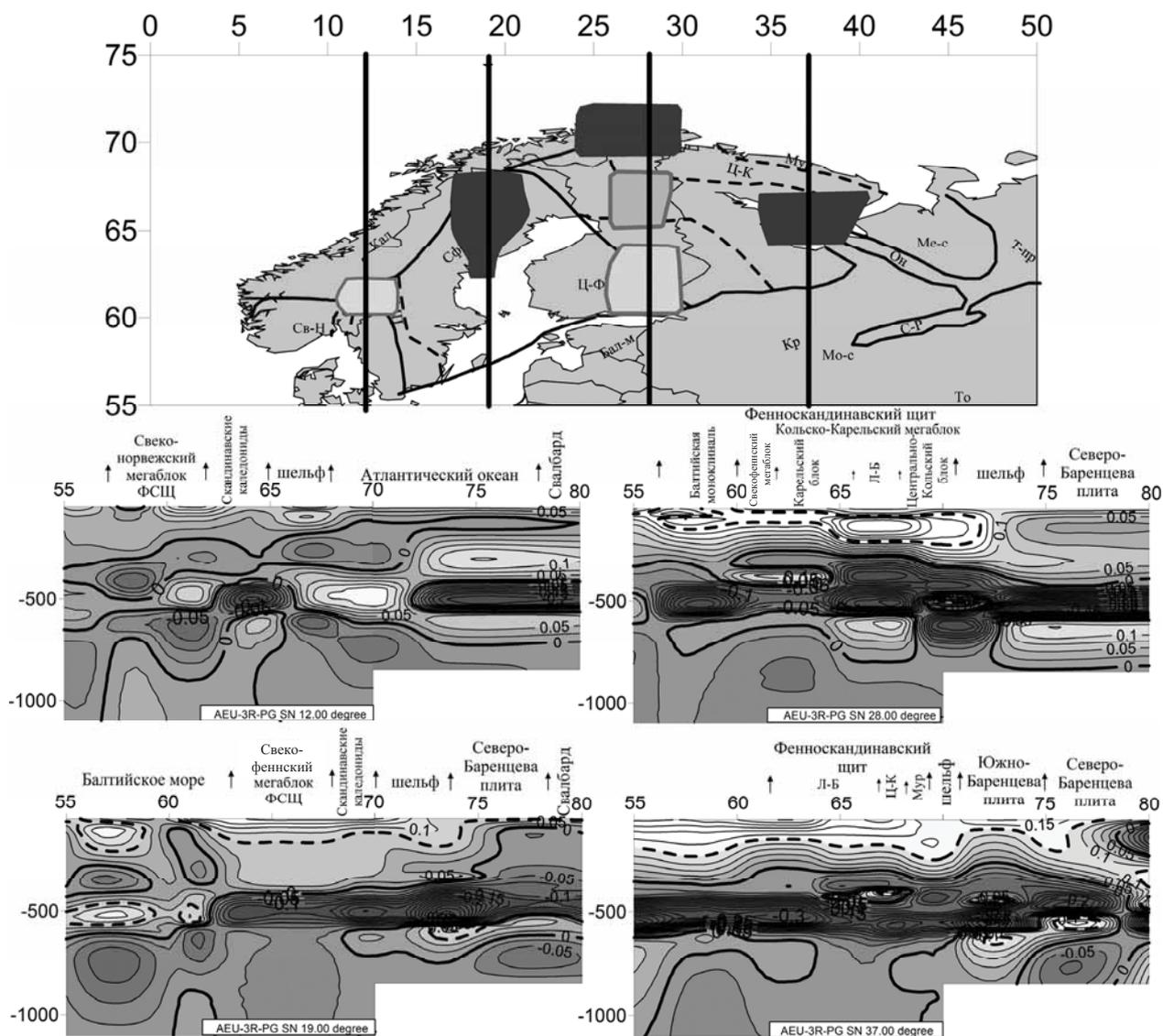


Рис. 4. Долготные сечения 12°, 19°, 28° и 37° в.д. трехмерной Р-скоростной модели мантии, пространственное расположение которых представлено на тектонической схеме

изолиний невязок в верхней мантии, от центральной части на север в сторону мантии под Баренцевоморским шельфом.

Южная ОР. В южной части ОР (35–40° в.д.) × (60–63° с.ш.) выделяется высокоскоростная зона раздела-1: для 35° в.д. на глубинах 600–900 км, 36–40° в.д. на 600–800 км. Для 38–40° в.д. южная ОР по характеристикам невязок скорости относится к расширенной области распространения низкоскоростной средней мантии непосредственно до ЗГГ с последующим проявлением области выхода низкоскоростных невязок в ЗГГ. ЗГГ для южной части ОР в пределах сечений 35–37° в.д. определяется на глубинах 600–650 км для подошвы и на глубинах 300–400 км для кровли. При продвижении на юг кровля зоны испытывает погружение, в то время как для подошвы отмеча-

ется поднятие. ЗГГ делится на две части. Основной (нижний) слой определяется на глубинах 600–400 км, характеризуется низкими δ в пределах 0,00 – -0,25 км/сек. Второй слой определяется на глубинах 300–400 км, кровля его погружается на юг от 300 до 400 км, $\delta = (0,00 – -0,025)$ км/сек. Верхняя мантия по характеру распространения невязок скорости делится на две части. В нижней части отмечается приподнятость изолиний невязок скорости до глубины 100 км, $\delta = (0,00 – 0,15)$ км/сек. В верхней части $\delta = (0,015–0,225)$ км/сек в интервале 50–100 км. Следует отметить, что область наибольшего поднятия (100 км) соответствует сечениям 62–63° с.ш.

В сечениях 38–40° в.д. приведенные выше скоростные характеристики сохраняются для ЗГГ и верхней мантии. Как уже отмечалось,

в этом интервале (мантия под Балтийской моноклиналию) зона раздела-1 выделяется как высокоскоростная аномалия на глубинах 600–800 км на фоне общего низкоскоростного слоя средней мантии, распространяющегося до ЗГГ. Следует отметить, что для всей рассматриваемой области выхода низкоскоростных невязок из средней мантии до ЗГГ включительно и распространения области их влияния наиболее высокое поднятие по верхней мантии до 100 км определяется в южной зоне ОР, граничащей с центральной зоной (62–63° с.ш.).

Анализ скоростных характеристик мантийной области Беломорского ФД показывает, что основными особенностями являются: выход пониженных скоростей из средней мантии в ЗГГ с сохранением следов прохождения в верхней мантии и, как следствие, расслоенность ЗГГ и верхней мантии. Общая схема расслоенности мантийной области Беломорского ФД приведена в табл. 2.

1.2. Варангер домен (рис. 3 (сечение 70° с.ш.), рис. 4 (сечение 28° в.д.))

Следующим доменом, относящимся к Кольско-Карельскому мегаблоку, является область сочленения Восточно-Европейской платформы (Гранулитовый массив Центрально-Кольского блока), Скандинавских каледонид и Баренцево-морской плиты (бассейн Норд-Капп). Центральная часть области определяется в пределах (69–72° с.ш.) × (25–30° в.д.). Особенностью данной области является присутствие зоны раздела-1 на восток от 30° в.д. для восточной части ОР и отсутствие ее для западной части ОР.

Центральная область. На широтном сечении 70° с.ш. на фоне нулевой невязки скорости выделяется выход из низкоскоростной средней мантии, ограниченный $\delta = -0,025$ км/сек. Следует отметить его наклонную конфигурацию в средней мантии, имеющую восточное направление. На глубинах 575–750 км выделяется аномалия пониженной скорости, характеризующаяся $\delta = (-0,05 -$

$-0,225)$ км/сек. В ЗГГ на глубинах 475–525 км отмечается сгущение изолиний. Высокоскоростной слой на глубинах 475 км – (550–525 км) характеризуется $\delta = (0,00-0,25)$ км/сек. Следующий слой низкоскоростной, минимальная $\delta = -0,15$ км/сек. Кровля ЗГГ залегает на глубине 325 км. В интервале глубин 325–375 км отмечается сгущение изолиний невязок скорости и выпуклость их вверх. Верхняя мантия рассматриваемой области характеризуется высокими скоростями. До глубины 225 км изолинии невязок скорости обращены выпуклостью вверх, $\delta = (0,00 - -0,125)$ км/сек. На глубинах 75–200 км отмечается высокоскоростная аномалия, $\delta = (0,150-0,20)$ км/сек.

Восточная часть ОР определяется в интервале 30–40° в.д. и проходит в мантии под Центрально-Кольским и Мурманским блоками Кольско-Карельского мегаблока, южной окраиной Баренцево-морской плиты до Тимано-Печорской плиты. Мантии под указанной областью соответствует высокоскоростная зона раздела-1 на глубинах от 650 до 900 км. ЗГГ определена на глубинах 350–675 км. Ей соответствуют три слоя. Первый слой (на глубинах 500–675 км) характеризуется изменением δ в пределах 0,00 – $-0,20$ км/сек. Минимальная δ достигается на глубине 550 км. Второй слой определяется на глубинах 450–500 км изолинией $\delta = -0,10$ км/сек. Третьему слою соответствуют глубины 350–450 км и $\delta = (0,00 - -0,100)$ км/сек. Верхняя мантия высокоскоростная, глубина залегания подошвы соответствует 350 км. От подошвы до глубины 225 км изолинии невязок выположены ($\delta = (0,00 - 0,125)$ км/сек). В интервале 50–225 км δ не изменяется и соответствует 0,125 км/сек.

В пределах 69° с.ш., 71° с.ш. и 72° с.ш. восточная часть ОР сохраняет присутствие зоны раздела-1, трехслойность ЗГГ. По 71° с.ш. отмечается подъем изолиний δ на глубинах 150–300 км с их изменением в интервале 0,00–0,125 км/сек. В интервале 50–150 км

Таблица 2. Расслоенность мантийной области Беломорского домена

Беломорский домен	Координаты	Верхняя мантия, слои, км	ЗГГ, слои, км	Зона раздела-1, слои, км
Центральная область	64–68° с.ш. 35–40° в.д.	50–(200 ± 50) (200 ± 50)–300	300–(425 ± 25) (425 ± 25)–475 475–600	Нет
Северная ОР	68–71° с.ш. 35–40° с.ш.	50–(200 ÷ 250) (200 ÷ 250)–(300 ÷ 350)	(300 ÷ 350) – 450 450–(600 ÷ 700)	(600 ÷ 700) – ≥ 800
Южная ОР	60–63° с.ш. 35–40° в.д.	50–100 100–300	300–400 400–600	600–(800 ÷ 900)
Восточная ОР	64–68° с.ш. 40–48° в.д.	50–(200 ÷ 225) (200 ÷ 225)–325	325–425 425–575	575–800
Западная ОР	64–68° с.ш. 29–35 в.д.	50–250 250–(300 ÷ 375)	(300 ÷ 375)–425 425–475 475–625	625–(800 ÷ 850)

$\delta = 0,125$ км/сек остаются постоянными. В пределах 72° с.ш., как для восточной, так и для западной частей ОР, выделяется зона раздела-1 в интервале глубин 550–750 км для западной части и 550–850 км для восточной. Для западной части значения $\delta = (0,00-0,05)$ км/сек и для восточной части $\delta = (0,00-0,125)$ км/сек.

Западная часть ОР определяется интервалом от 25° в.д. до 14° в.д. и проходит в мантии под Лапландско-Беломорским поясом, Скандинавскими каледонидами, доходит до зоны разломов Сенья Лафотенского бассейна Атлантического океана. По скоростным характеристикам, как отмечалось выше, зона раздела-1 не выделяется. На глубинах 600–1100 км ОР характеризуется изменениями $\delta = (0,0 - -0,25)$ км/сек. В области, которая могла бы соответствовать зоне раздела-1, выделяется высокоскоростная аномалия на глубинах 575–725 км, $\delta = (0,00-0,025)$ км/сек. Подошва ЗГГ определяется на глубине 575 км, кровля зоны опускается к западу, изменяясь по глубине от 350 км на восточном окончании до 400 км на западном. Отмечается сгущение изолиний невязок по кровле и подошве зоны. Изолинии δ изменяются в пределах: 0,00 км/сек на кровле зоны, $-0,025$ км/сек на подошве зоны, минимальная $\delta = -0,20$ км/сек достигается на глубине 500 км. Верхняя мантия – высокоскоростная, определяется наклонно распространяющимися изолиниями невязок начиная от глубины 50 км под трансформным разломом Сенья до подошвы верхней мантии центральной части, связанной с распространением низких скоростей из средней мантии до ЗГГ. В результате можно отметить формирование высокоскоростного наклонного слоя, распространяющегося от трансформного разлома Сенья до мантии под Гранулитовым массивом Центрально-Кольского блока Кольско-Карельского мегаблока.

Основные черты, характерные для широтных сечений 69° с.ш., 71° с.ш., 72° с.ш.:

1. Сохраняется наклонный выход из низкоскоростной средней мантии в ЗГГ, характеризующийся изолинией $\delta = -0,025$ км/сек. Отмечается постепенный переход высокоскоростной аномалии на глубинах зоны раздела-1 в зону раздела-1 (72° с.ш.) на глубинах 575–750 км.

2. Проявляются три слоя ЗГГ за счет более четкого выделения высокоскоростного второго слоя на глубинах 475–550 км, характеризующегося изменением $\delta = (0,00-0,15)$ км/сек для сечения 69° с.ш., $(0,00-0,175)$ км/сек для сечения 71° с.ш. На глубинах 525–500 км по 72° с.ш. высокоскоростной слой слабо выражен и характеризуется $\delta = (0,00-0,075)$ км/сек. Кровля ЗГГ определена на глубине 350 км.

3. В верхней мантии западной и центральной областях растекания ($70^\circ-71^\circ$ с.ш.) выделяется высокоскоростной наклонный слой, распространяющийся до глубины 250 км в мантии под бассейном Норд-Капп.

Северная ОР ограничивается влиянием проявления процессов в мантии Северо-Баренцевой плиты (75° с.ш.). Область характеризуется присутствием высокоскоростной на глубинах 600–750 км зоны раздела-1, интервал изменения $\delta = (0,00-0,125)$ км/сек (для $25^\circ, 26^\circ, 29^\circ$ в.д.) и $\delta = (0,00-0,10)$ км/сек (для $27^\circ, 28^\circ$ в.д.). ЗГГ определяется как низкоскоростная, с резким сгущением изолиний невязок скорости в области подошвы. Глубина залегания подошвы ЗГГ 600 км. В интервале $25-26^\circ$ в.д. кровля ЗГГ субгоризонтальна и выделяется на глубине 400 км. В пределах $27-30^\circ$ в.д. кровля испытывает наклон с юга на север. Глубина залегания кровли изменяется от 300 км, на контакте с центральной областью, до 400 км на северной оконечности, что может быть объяснено усиливающимся влиянием мантии со стороны Северо-Баренцевой плиты. В сечениях $26-27^\circ$ в.д. $\delta = (0,00 - -0,40)$ км/сек, в сечениях $25^\circ, 28-30^\circ$ в.д. $\delta = (0,00 - -0,45)$ км/сек.

Южная ОР соответствует мантии под Центрально-Кольским блоком, Лапландско-Беломорским подвижным поясом и Карельским блоком Кольско-Карельского мегаблока. Область распространения ограничивается поднятием кровли средней мантии под Центрально-Финляндским блоком Свекофеннского мегаблока Фенноскандинавского щита ($62-63^\circ$ с.ш.) Поднятие средней мантии соотносится с областью распространения выхода из средней мантии, изменяет геометрию подошвы зоны раздела-1 и приводит к становлению верхнемантийного домена, представленного чередованием аномалий повышенных и пониженных изолиний невязок скорости, расширению ЗГГ с поднятием кровли ЗГГ до 250 км и разделу высокоскоростной верхней мантии на два слоя. Нижний слой верхней мантии связывается со сгущением изолиний подошвы верхней мантии – формированием прогибания вниз кровли ЗГГ в северном направлении в сторону центральной области и далее до северной области растекания и мантии под шельфом Баренцева моря.

Для южной ОР зона раздела-1 в сечении 25° в.д. определена на глубинах 600–700 км, $\delta = (0,00 - -0,025)$ км/сек, в сечении 26° в.д. на глубинах 750–600 км, $\delta = (0,00 - -0,05)$ км/сек, в сечениях $27-30^\circ$ в.д. на глубинах 600–800 км, $\delta = (0,00 - -0,075)$ км/сек. ЗГГ рассматриваемой области – двухслойная. Нижнему слою

соответствуют глубины 450–600 км. Слой характеризуется более низкими δ по отношению к верхнему слою, а именно: для 25° в.д. –0,20 км/сек, для 26° в.д. –0,25 км/сек, для 27–30° в.д. –0,30 км/сек. Верхняя часть ЗГГ отсутствует в районе 25° в.д. Кровля верхнего слоя определена: на глубинах 300 км для 26–28° в.д., 275 км для 29° в.д. и 350 км для 30° в.д. Невязки скорости определены для 26° в.д. и 30° в.д. как –0,10 км/сек, для 27–29° в.д. –0,175 км/сек. В верхней мантии на глубинах 50–200 км формируется высокоскоростной наклонный слой, заканчивающийся в центральной части высокоскоростной областью, характеристики которой представлены выше. В пределах южной области верхняя мантия – высокоскоростная, со сгущением изолиний невязок в интервале 200 км – (275–350 км), и общим изменением невязок скорости в пределах 0,00–0,275 км/сек. Высокоскоростной аномалии, соответствующей области наклонного слоя на глубинах 50–200 км, отвечают значения $\delta = 0,175 \text{ км/сек} \pm 0,025$. В сечениях 27–29° в.д. на глубине 100 км отмечается сгущение изолиний невязок скорости.

Подводя итоги рассмотрению области Варангерского домена, следует отметить, что, так же как и для Беломорского домена, центральные части характеризуются повышенной расслоенностью (согласно невязкам скорости). По отношению к стандартной модели мантии, где глубины переходной зоны определяются в пределах 410–650 км, для обеих областей ЗГГ приподнята и определяется на глубинах (350–300 км) – 600 км. Ее расслоенность включает появление на глубинах 425–500 км высокоскоростной аномалии. Наиболее низкие (учитывая отрицательный знак) невязки скорости достигаются в областях ОР. Последние характеризуются появлением зоны раздела-1 и подъемом кровли низкоскоростной средней мантии, что может приводить к появлению верхнемантийного домена. Например, первой – на пересечении южной ОР Варангер домена и западной ОР Беломорского домена; второй – на пересечении южной ОР Варангер домена и западной ОР не рассматриваемого в данной работе Московского домена. Верхняя мантия обеих областей высокоскоростная, выделяются два слоя. Скоростная расслоенность мантийной области Варангер домена представлена в табл. 3.

1.3. Лапландский верхнемантийный домен (рис. 3 (сечение 66° с.ш.), рис. 4 (сечение 28° в.д.))

В южной ОР Варангер домена, в пределах (65–68° с.ш.) \times (27–29° в.д.), выделяется скоростная область, характеризующаяся резким

расширением ЗГГ и последующим подъемом ее кровли. Отсюда, как следствие, снижение мощности верхней мантии.

Для рассматриваемой области, на фоне низких скоростей средней мантии, в сечении 66° с.ш. на глубинах 575–750 км выделяется высокоскоростная зона раздела-1, которая характеризуется $\delta = (0,00–0,05) \text{ км/сек}$. Далее, до 68° с.ш. глубина залегания подошвы зоны раздела-1 изменяется в пределах 700–800 км, а глубина залегания ее кровли (подошвы ЗГГ) 575 км, $\delta = (0,00–0,05) \text{ км/сек}$ ЗГГ двухслойная. Первый слой определен на глубинах 425–575 км. Невязки скорости этого слоя изменяются: на 65° с.ш. в пределах 0,00 – –0,25 км/сек; на 66° с.ш. и 68° с.ш. 0,00 – –0,275 км/сек; на 67° с.ш. 0,00 – –0,30 км/сек). Подошва второго, верхнего слоя определена на глубине 425 км и доходит до кровли ЗГГ на глубине 275 км. Невязки скорости изменяются в интервале 0,00 – –0,175 км/сек для сечений 66–68° с.ш. и в интервале 0,00 – –0,075 км/сек для сечения 65° с.ш. В верхней мантии на глубинах 75–225 км выделяется более высокоскоростная область, δ в которой изменяются для сечения 65° с.ш. в пределах: 0,15–0,225 км/сек, для сечений 66–68° с.ш. 0,175–0,275 км/сек. Тонкий верхний слой 50–75 км для 65° с.ш. характеризуется $\delta = 0,075 \text{ км/сек}$, а для 66–68° с.ш. $\delta = (0,15–0,10) \text{ км/сек}$.

Восточная ОР определена резким спуском всех изолиний невязок скорости вниз в сторону западной ОР Беломорского домена. **Западная ОР** распространяется в сторону района Норрботтен Свекофеннского мегаблока. От максимального выступа центральной области в пределах ЗГГ и нижней части верхней мантии изолинии невязок скорости погружаются на запад. По всей области выделяется зона раздела-1. Подошва ее залегает, поднимаясь в западном направлении, от 775 до 650 км, кровля поднимается от 650 до 575 км, $\delta = (0,00–0,075) \text{ км/сек}$. ЗГГ двухслойная. Подошва нижнего слоя определена на глубине 575 км, кровля на глубине 425 км, где отмечается сгущение изолиний невязок скорости. Кровле нижнего слоя соответствует $\delta = –0,075 \text{ км/сек}$. В пределах нижнего слоя, для сечения 65° с.ш. $\delta = (–0,075 – –0,25) \text{ км/сек}$, для остальных сечений $\delta = (–0,075 – –0,225) \text{ км/сек}$. На глубинах 325–425 км кровля верхнего слоя опускается в западной направлении, $\delta = (0,00 – –0,075) \text{ км/сек}$.

Высокоскоростная верхняя мантия трехслойная для всей области (65–68° с.ш.). Нижний слой определен на глубинах 200–325 км, $\delta = (0,00–0,05) \text{ км/сек}$. Изолинии невязок скорости нижнего слоя расположены параллельно подошве верхней мантии. Второму слою соответ-

Таблица 3. Расслоенность мантийной области Варангер домена

Варангер домен	Координаты	Верхняя мантия, слои, км	ЗГГ, слои, км	Зона раздела-1, слои, км
Центральная область	69–72° с.ш. 25–30° в.д.	50–250 250–300	300–(450 ÷ 475) (450 ÷ 475)–(525 ÷ 50) (525 ÷ 550)–(700 ÷ 800)	Нет
Северная ОР	72–75° с.ш. 25–30° с.ш.	50–250 250–(300 ÷ 400)	(300 ÷ 400)–(600 ÷ 750)	600–750
Южная ОР	65–68° с.ш. 25–30° в.д.	50–200 200–(275 ÷ 350)	(275 ÷ 350)–450 450–600	600–(700 ÷ 800)
Восточная ОР	69–72° в.д. 30–40° в.д.	50–225 225–350	350–450 450–500 500–675	675–900
Западная ОР	69–72° с.ш. 15–25° в.д.	50–(350 ÷ 400)	(350 ÷ 400)–(575 ÷ 600)	(575 ÷ 600)–725

ствуют глубины 125–200 км, изолинии невязок скорости слегка прогнуты вниз ($\delta = (0,05–0,125)$ км/сек). Верхний слой на глубинах 50–125 км связывается с изолиниями невязок скоростей, наклонными в сторону центральной области ($\delta = (0,15–0,20)$ км/сек). Дальнейшее продвижение на запад связывается с мантийными пограничными структурами Фенноскандинавского щита и Скандинавских каледонид.

Северная ОР связывается с южной ОР Варангер домена. **Южная ОР** рассматриваемой структуры ограничивается выходом низких скоростей из средней мантии (64° с.ш.) на общем фоне южной ОР Варангер домена. В интервале 27–29° в.д. выделяется скоростная структура повышенной расслоенности в пределах ЗГГ и верхней мантии. Зона раздела-1 определена на глубинах 575–800 км, $\delta = (0,00–0,075)$ км/сек. ЗГГ двухслойная с нижним слоем на глубинах 425–575 км и верхним слоем на глубинах 325–425 км. Верхняя мантия трехслойная: первый слой выделяется на глубинах 200–325 км, второй на 125–200 км и третий на 50–125 км. Такая повышенная расслоенность, приуроченность к области растекания Варангер домена, общая поднятость этой структуры позволяет говорить о возможном проявлении следов верхнемантийного домена, приуроченных к области растекания

Варангер домена. Табл. 4 показывает общую расслоенность Лапландского верхнемантийного домена.

1.4. Костомукша (рис. 3 (сечения 64° с.ш., 62° с.ш.), рис. 4 (сечение 28° в.д.))

Мантийная область Костомукша определена в интервале (60–64° с.ш.) × (25–30° в.д.). Ее скоростные характеристики связаны с резким поднятием области пониженных скоростей в средней мантии. Спецификой этой области является отсутствие непосредственного выхода низкоскоростной средней мантии в ЗГГ, при том, что поднятие кровли низкоскоростной средней мантии достигает 650 км, в интервале 550–650 км наблюдается высокоскоростная зона раздела-1 и выше до глубины 275 км низкоскоростная ЗГГ. Выпуклость вверх изолиний невязок скорости в верхней мантии отмечается до 125 км. Сравнение с моделью Пушаровских показывает резкое поднятие всех рассматриваемых скоростных слоев мантии в интервале рассмотрения глубин. ОР в широтном направлении определена на восток до Карельского блока (30–35° в.д.) и на запад, включая Центрально-Финляндского массива Свекофеннского мегаблока (20–25° в.д.). В долготном направлении ОР определяется на север до южной ОР Лапландского верхнемантийного домена (табл. 5). На юге ОР определяется до Балтийской моноклинали (60–56° с.ш.) × (25–30° в.д.).

Таблица 4. Расслоенность области Лапландского верхнемантийного домена

Лапландский домен	Координаты	Верхняя мантия, слои, км	ЗГГ, слои, км	Зона раздела-1, слои, км
Центральная часть	65–68° с.ш. 27–30° в.д.	50–75 275–225 225–275	275–425 425–575	575–(700 ÷ 800)
Северная ОР	Область Варангер домена (табл. 3)			
Южная ОР	Область Костомукши (табл. 5)			
Западная ОР	65–68° с.ш. 22–25° в.д.	50–125 125–200 200–325	325–425 425–575	575–(700 ÷ 800)
Восточная ОР	Западная ОР Беломорского домена (табл. 2)			

Таблица 5. Расслоенность мантийной области домена Костомукши

Костомукша	Координаты	Верхняя мантия, слои, км	ЗГГ, слои, км	Зона раздела-1, слои, км
Центральная часть	60–64° с.ш. 25–30° в.д.	50–(125 ÷ 150) (125 ÷ 150) – (225 ÷ 250) (225 ÷ 250) – (325 ÷ 350)	(325 ÷ 350)–425 425–550	550–650
Северная ОР	Южная ОР Варангер домена (табл. 3)			
Южная ОР	60–56° с.ш. 25–30° в.д.	50–100 100–(275 ÷ 300)	(275 ÷ 300)–400 400–650	650–(900 ÷ 1000) В сечении 19° в.д. зона раздела-1 отсутствует
Восточная ОР	60–64° с.ш. 30–35° в.д.	50–125 125–225 225–375	375–475 475–600	600–≥1000
Западная ОР	60–64° с.ш. 20–25° в.д.	50–225 225–275	275–425 425–600	600–875

Центральная область, как было сказано, характеризуется резким поднятием низкоскоростной средней мантии, в результате чего мощность зоны раздела-1 уменьшается до 100 км в интервале 550–650 км, что говорит о ее поднятии, и характеризуется слабым изменением $\delta = (0,00–0,025)$ км/сек. ЗГГ трехслойная. Нижний слой – низкоскоростной, определяется на глубинах 425–550 км, $\delta = (0,00 – -0,10)$ км/сек. Выделяются два подслоя: нижний характеризуется выпуклостью вверх изолиний $\delta = (0,00 – -0,10)$ км/сек, верхний – выпуклостью вниз в том же интервале изменений δ . Второй слой – высокоскоростной, линзообразный и определен в интервале (325–350) – 425 км, $\delta = (0,00–0,10)$ км/сек. Особенностью второго слоя является его связь с высокоскоростной верхней мантией. По своему расположению этот слой может быть определен как внедрение высоких скоростей со стороны верхней мантии и соответствует “крокодилам Майснера” [Цветкова и др., 2010], выделяется под Ладожско-Ботнической шовной зоной. Третья часть ЗГГ низкоскоростная, определена на глубинах 275–325 км, $\delta = (0,00 – -0,05)$ км/сек, являясь верхней частью “крокодила Майснера”. Высокоскоростная верхняя мантия в интервале 150–250 км определяется выпуклыми вверх изолиниями невязок. От 75 до 125 км выделяется овальная область с $\delta = (0,150–0,175)$ км/сек. Выше, от 50 до 75 км, наблюдается сгущение изолиний $\delta = (0,175–0,25)$ км/сек.

Восточная ОР определяет мантию под западной частью Карельского блока до Онежской структуры. Зона раздела-1 выделяется на глубинах 625–900 км, $\delta = (0,00 – 0,075)$ км/сек, откуда следует, что мощность зоны раздела-1 увеличена (275 км) по отношению к модели Пушаровских. ЗГГ в пределах (61–64° с.ш.) состоит из двух слоев. Для сечений 61–63° с.ш. нижний слой значительно более низкоскоростной слой и определен на глубинах 475–625 км. Для сечения 61° с.ш. $\delta = (0,00 – -0,45)$ км/сек,

для 62° с.ш. $\delta = (0,00 – -0,60)$ км/сек, для 63° с.ш. $\delta = (0,00–0,45)$ км/сек. В пределах 64° с.ш. нижний слой ЗГГ определен в интервале глубин 425–625 км, $\delta = (0,00 – -0,35)$ км/сек. Верхний слой определен на глубинах 375 км – (425–475 км), $\delta = (-0,05 – 0,00)$ км/сек. Верхняя мантия – высокоскоростная, характеризуется погруженными вниз изолиниями невязок скоростей, выделяется линзообразная аномалия невязок скоростей, где они достигают максимального для верхней мантии значения. Для 61° с.ш. аномалия выделяется на глубинах 100–225 км, $\delta = 0,15$ км/сек; для 62° с.ш. аномалия невязок скорости соответствует глубинам 150–225 км, $\delta = 0,20$ км/сек; 63° с.ш. на глубинах 150–200 км $\delta = 0,15$ км/сек; для 64° с.ш. на глубинах (125–150 км) $\delta = 0,10$ км/сек.

Западная ОР связана с мантией под Центральным Финляндским массивом. Для нее зона раздела-1 определена на глубине 600–875 км, $\delta = (0,00–0,125)$ км/сек. ЗГГ двухслойная. Нижняя часть определена на глубинах 425–600 км, $\delta = (0,00 – -0,35)$ км/сек. Верхний слой определен в интервале глубин 275–425 км, $\delta = (0,0 – -0,05)$ км/сек. Этот слой приподнят и объединен с верхним слоем ЗГГ центральной области, образуя верхнюю часть “крокодила Майснера”. В верхней мантии $\delta = (0,00–0,20)$ км/сек, изолинии невязок скорости испытывают прогнутость вниз и на глубинах 50–75 км характеризуются сильным сгущением.

Северная ОР связана с выступом кровли низкоскоростной средней мантии в области растекания Варангерского домена и определяется его южной областью растекания в пределах (65–68° с.ш.) × (25–30° в.д.), что соответствует мантии Лапландского верхнемантийного домена, и была представлена выше.

Южная ОР ограничивается мантией под северной оконечностью Балтийской моноклинали. В сечениях 25–27° в.д. высокоскоростной слой зоны раздела-1 наблюдается до глубины 1100 км,

Таблица 6. Расслоенность мантийной области Шеллефтео домена

Шеллефтео домен	Координаты	Верхняя мантия, слои, км	ЗГГ, слои, км	Зона раздела-1, слои, км
Центральная часть	64–68° с.ш. 18–20° в.д.	50–175 175–400	400–600	Нет. Только для сечения 64° с.ш.: 600–650
Северная ОР	68–71° с.ш. 18–20° в.д.	50–175 175–407	400–550	550–≥1100
Южная ОР	63–60° с.ш. 18–20° в.д.	50–175 175–400	400–600	600–≥1000
Восточная ОР	Западная ОР Лапландско- го домена (табл. 4)			
Западная ОР	64–66° с.ш. 7–18° в.д.	50–175 175–400	400–575	575–750

в сечениях 28–30° в.д. до глубины 750 км. Кровля зоны раздела-1 опускается от 550 до 650 км. ЗГГ двухслойная (25–28° в.д.). Нижний слой определен на глубине 400–650 км, $\delta = (0,00 - -0,25)$ км/сек. Верхний слой менее низкоскоростной, определен на глубинах (275–300) – 400 км, $\delta = (0,00 - -0,05)$ км/сек. В пределах 29–30° в.д. ЗГГ определена на глубинах (300–400) – 650 км и не расслоена, $\delta = (0,00-0,30)$ км/сек. Кровля зоны испытывает уклон на север.

Высокоскоростная верхняя мантия южной области разделена на две части по геометрии залегания изолиний невязок скорости. Раздел происходит на глубине 100 км. В нижней части изолинии невязок скорости прогнуты вниз, $\delta = (0,00-0,175)$ км/сек. В верхней части на глубине 50–100 км изолинии прогнуты в основном вверх и $\delta = (0,20-0,25)$ км/сек.

2.1. Свекофеннский мегаблок. Шеллефтео домен (рис. 3 (сечение 66° с.ш.), рис. 4 (сечение 19° в.д.))

Следующая из рассматриваемых скоростных структур, связанных с выходом низкоскоростной средней мантии в ЗГГ, относится к мантии пограничной области между Центральным Норландом и Норрботтенем Свекофеннского мегаблока в долготном направлении и пограничной области между Фенноскандинавским щитом и Скандинавскими каледонидами в широтном направлении. Она выделяется в пределах (64–68° с.ш.) × (18–20° в.д.). Западная ОР (12–17° в.д.) определяет мантию под Скандинавскими каледонидами в пределах рассматриваемых широтных сечений. Восточная ОР соответствует западной области растекания (20–25° в.д.), Лапландского верхнемантийного домена. Южная ОР (60–63° с.ш.) ограничена мантией под восточным окончанием Свекофеннид Свеаленда и далее на восток до Алландских островов. Северная часть области растекания определяется до 71° с.ш., начиная от мантии под Скандинавскими каледонидами до мантии под Баренцевоморским шельфом, находящейся под влиянием мантийных процессов под Свальбардом.

Основной особенностью рассматриваемого ФД является наклонное распространение ЗГГ в среднюю мантию для области (67–68° с.ш.) × (18–20° в.д.), однослойность ЗГГ для всего ФД, специфика распространения изолиний скорости верхней мантии, геометрия которых образует прогнутую вниз до подошвы верхней мантии структуру.

Для сечений 64–66° с.ш. центральная область определяется распространением пониженных скоростей из средней мантии до глубины 575 км, что соответствует подошве ЗГГ, $\delta = (0,00-0,025)$ км/сек. Область 67–68° с.ш. связана с переходом от скоростных структур Свекофеннского мегаблока (район Норрботтен) к скоростным структурам мантии под Скандинавскими каледонидами. Здесь отсутствует зона раздела-1, и выделяется низкоскоростной спуск от западной оконечности ЗГГ в низкоскоростную среднюю мантию, $\delta = -0,025$ км/сек. Для всего ФД кровля ЗГГ несколько выпукла вверх, ее глубина залегания определена на глубине 400–(575 ± 25) км, минимальные значения $\delta = (-0,125 - -0,20)$ км/сек. Верхняя мантия высокоскоростная, делится на две части, $\delta = (0,00-0,15)$ км/сек. Верхняя часть определена на глубинах 50–175 км сгущением и погружением изолиний невязок скорости к центральной части. Нижняя часть на глубинах 175–400 км определяется погружающимися к подошве верхней мантии центральной части изолиниями невязок. Как результат, образуется прогнутая вниз до подошвы верхней мантии структура.

Анализ скоростного строения Шеллефтео ФД показывает отличие от скоростного строения Беломорского и Варангер ФД. Прежде всего, несмотря на распространение низких скоростей из средней мантии до ЗГГ, отсутствие расслоенности ЗГГ, специфика геометрии изолиний невязок скорости высокоскоростной верхней мантии, а именно: погружение их до подошвы верхней мантии, сопровождающееся образованием "котла" (см. рис. 3, 4). [Богатиков и др., 2010]. Расслоенность мантии под Шеллефтео доменом представлена в табл. 6.

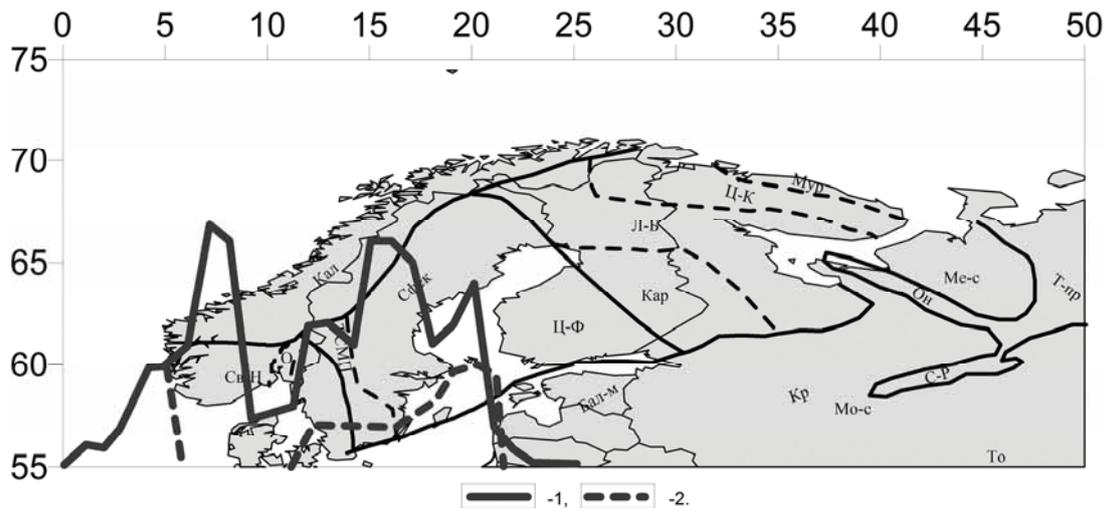


Рис. 5. Границы распространения ЗГГ (переходной зоны верхней мантии): 1 – максимальное распространение высокоскоростных слоев окружения ВЕП, 2 – распространение низкоскоростного слоя

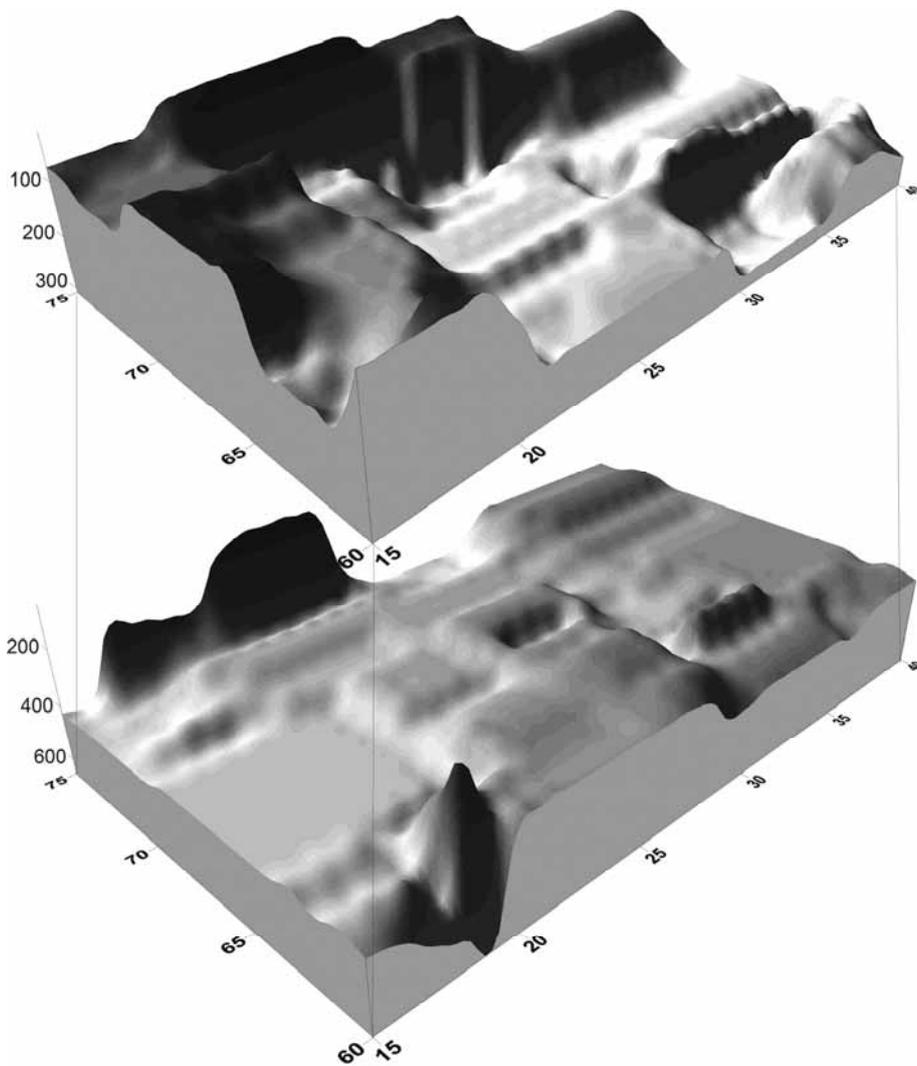


Рис. 6. Расслоенность верхней мантии. Нижний рисунок – изоповерхность подошвы верхней мантии (кровли ЗГГ); верхний рисунок – поверхность максимального воздымания изолиний невязок скорости нижней части верхней мантии

Таблица 7. Сравнение мантийных характеристик центральных областей доменов Фенноскандии

Верхняя мантия, слои	Беломорский домен	Варангер домен	Костомукша верхнемантийный домен	Шеллефтео домен	Лапландский верхнемантийный домен
	2	2	3	2	3
Граница сейсмической литосферы, км	175	200 ± 25	225	175	225
Глубина поднятия изолиний невязок по верхней мантии, км	175	200 ± 25	125	375	225
Глубина залегания кровли ЗГГ, км	300	300–325	275	400	275
ЗГГ, слои	3	3	3	1	2
ЗГГ, минимальные невязки скорости, км/сек	–0,25	–0,20	–0,20	–0,20	–0,30
ОР ЗГГ, минимальные невязки скорости, км/сек	–0,40 (ЛПП, Кандалакшский грабен)	–0,40 (Северо-Баренцева плита)	–0,60 (Карельский массив)	–0,35 (Св.-Ф. блок, Балтийское море)	–0,40 (БПП, Центрально-Карельский блок)
Присутствие зоны раздела-1	нет	нет	да	нет	да

3.1. Свекофеннский мегаблок. Мантийная колонка грабена Осло (рис. 3 (сечение 59° с.ш.), рис. 4 (сечение 19° в. д.))

Завершает рассмотрение проявление скоростной мантийной колонки в области мантии под грабеном Осло и его западным окружением (58–61° с.ш.) × (10–14° в.д.). Согласно рис. 5, на котором представлены границы распространения высокоскоростной переходной зоны мантии под окружением ВЕП, мантия рассматриваемого района относится к области распространения высокоскоростной ЗГГ мантии окружения ВЕП в низкоскоростную ЗГГ южного окончания Свекофеннского мегаблока. Как в широтных, так и в долготных сечениях, проявляется мантийная субвертикальная колонка чередующихся высоко- и низкоскоростных аномалий: для глубин 1500–1700 км невязки скорости понижены, 1000–1200 км – невязки скорости повышены, 550–850 км – понижены, 400–550 км – повышены, 200–400 км – понижены, 75–200 км – повышены, 50–75 км – понижены. Отмечается поднятие подошвы ЗГГ (550 км), расслоенность верхней мантии на низкоскоростную верхнюю часть (50–75 км) и высокоскоростную нижнюю (75–200 км). Зоны растекания отсутствуют.

На рис. 6 в нижней части показана поверхность кровли ЗГГ (подошвы верхней мантии) рассматриваемого региона. В верхней части рисунка изображена поверхность слоя максимального поднятия высокоскоростных изолиний нижней части верхней мантии. Наиболее ярким является поднятие, соответствующее мантийной колонке грабена Осло.

Приведенный анализ скоростного строения позволяет сделать вывод о различных проявлениях сверхглубинных доменов мантии под Све-

кофенским и Кольско-Карельским мегаблоками, а именно: выделении центральных частей и областей растекания, расслоенности центральных областей и областей растекания доменов, а также о присутствии сопутствующих доменов (верхнемантийные домены области растекания Варангер ФД и Беломорского ФД).

Различие в проявлениях доменов под Свекофенским и Кольско-Карельским мегаблоками состоит в различных уровнях расслоенности как ЗГГ, так и верхней мантии. В табл. 7 представлены основные характеристики центральных частей выделенных доменов.

4. Общие скоростные характеристики ФД

Основной скоростной характеристикой центральных областей являются относительно небольшие невязки, характеризующие распространение в вышележащие слои пониженных изолиний невязок скоростей из средней мантии. При этом происходит расслоение ЗГГ и увеличение ее мощности. Для центральных областей Беломорского, Варангерского доменов и Костомукши ЗГГ делится на три части. Нижний скоростной слой связан со средней мантией. Второй слой – высокоскоростной, для ФД Беломорского и Варангера доменов представляют "крокодилов Майснера" и приурочены к области контактов: для Костомукши – Карельского блока Кольско-Карельского мегаблока и Центрально-Финляндского массива Свекофеннского мегаблока; для Варангера – Центрально-Кольского блока, шельфа Баренцевого моря и Скандинавских каледонид. Беломорский ФД связывается с сочленением Центрально-Кольского, Карельского блоков и Мезенской синеклизы. Глубина залегания кровли ЗГГ для Варангера и Беломорского ФД,

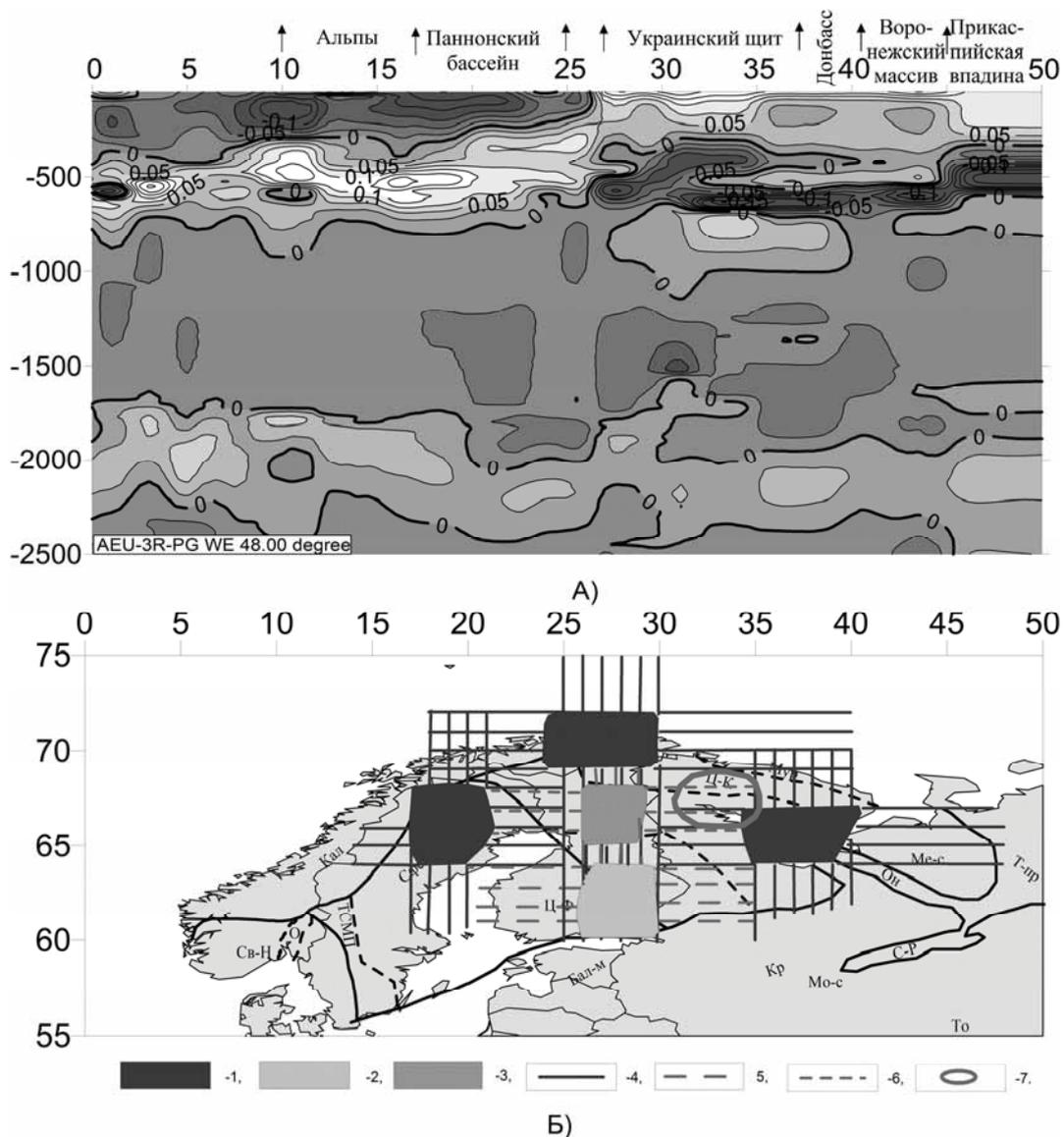


Рис. 7. А) Широтное сечение 48° с.ш. трехмерной Р-скоростной модели мантии до глубины 2500 км; Б) Области растекания мантийных доменов: 1 – Беломорский, Варангер, Шеллефтео, 2 – Костомукша, 3 – Лапландский верхнемантийный домен, 4 – направления растекания со стороны Беломорского, Варангер и Шеллефтео доменов, 5 – направления растекания со стороны Костомукши, 6 – направления растекания со стороны Лапландского верхнемантийного домена, 7 – предполагаемый рельеф Карело-Кольская щелочная провинция [Богатиков и др., 2010]

Лапландского и Костомукши верхнемантийных доменов определена как 300 ± 25 км. Наиболее поднятой является кровля ЗГГ Костомукши и Лапландского верхнемантийного доменов – 275 км. Наиболее опущенной – Шеллефтео домена (Свекофеннский мегаблок) – 400 км. Верхняя мантия делится, как правило, на две части: нижнюю, испытывающую подъем изолиний невязки скорости вслед за кровлей ЗГГ, и верхнюю часть, в целом характеризующуюся погружением изолиний невязки скорости. Появляющееся сгущение изолиний в верхах верхней мантии и ЗГГ может быть рассмотрено как

дополнительный слой, подчеркивающий основную границу. Следует отметить, что на все скоростные структуры могут оказывать влияние близлежащие скоростные структуры. Анализ поведения нижнего слоя верхней мантии показывает, что основной подъем изолиний невязки скорости отмечается до глубины 200 ± 25 км, в том числе для Варангер домена 200–225 км, для Беломорского домена – 175 км, для Костомукши – 200 км, для Лапландского верхнемантийного домена – 225–250 км. Выделяется Шеллефтео домена (Свекофеннский мегаблок), для которого подъем изолиний

Таблица 8. Области растекания

Направление растекания	Беломорский домен	Варангер домен	Костомукша верхнемантийный домен	Шеллефтео домен	Лапландский верхнемантийный домен
На восток	Мезенская синеклиза	Юг Южно-Баренцевского бассейна	Восточная часть Балтийской моноклинали, Карельского массива, включая Вожелачский грабен	Запад Восточно-Финляндской синклинали зоны, юго-запад Карельского массива	Восточная часть БПП (Лапландский массив)
На запад	ЛПП, Карельский блок (восточная часть)	Шельф Баренцевого моря до Норвежского бассейна (трансформный разлом Сенья)	Восточная часть Центрально-Финляндского массива Свекофеннского мегаблока	Скандинавские каледониды	Район Норрботтен Свекофеннского мегаблока
На север	Кейвский блок, Мурманский блок, Северо-Баренцева плита (юг)	Бассейн Норд Капп	Запад Карельского массива, восток Лапландского массива	Норрботтен, Скандинавские каледониды	Гранулитовый массив Центрально-Кольского блока
На юг	Восточная часть Карельского блока (Онежские структуры, Беломорский массив до Балтийской моноклинали)	Гранулитовый массив, восточная часть Лапландского массива, Карельский массив до Восточно-Финляндской синклинали зоны	Балтийская моноклираль	Центральный Норланд, Балтийское море до Алландских о-вов	Западная часть Карельского массива, Восточно-Финляндская синклинали зона

невязок скорости определяется до глубины 375 км, затем следует область до глубины 150–175 км постоянной изолинии невязок. Верхи верхней мантии относятся к области сейсмической литосферы. Последняя может быть определена по градиентным характеристикам среды, изменением геометрии (выпуклости) изолиний невязок скорости. Область, определяемая границей максимального распространения высокоскоростной ЗГГ окружения ВЕП в ее низкоскоростную ЗГГ (см. рис. 5), позволяет выделить мантийные колонки. Например, мантия под грабеном Осло.

ОР домены, характеризующиеся повышением кровли ЗГГ, представлены на рис. 7, Б. В данной работе рассматриваются локальные зоны растекания, ограниченные изменениями в скоростных структурах средней мантии, зоны раздела-1, ЗГГ (появление новых выходов из низкоскоростной средней мантии, поднятие ЗГГ, появление верхнемантийных доменов). Области растекания выделенных доменов в целом характеризуются более контрастными особенностями скоростного строения по отношению к центральным областям. В табл. 8 указаны тектонические области, мантия под которыми связывается с локальными областями растекания доменов.

Связанность центральных областей выхода низких скоростей из средней мантии и их областей локального растекания позволяет рассматривать в общности эти области как систему. Для мантии Фенноскандинавского

щита по приведенным характеристикам возможна следующая типизация выделенных систем:

1. К первой группе относятся Беломорский и Варангерский ФД, определяющие "домены", обладающие схожими характеристиками: погруженные залегания сейсмической литосферы (175 км для Беломорского ФД, 250 км для Варангер ФД), глубина поднятия изолиний невязок верхней мантии (200 км для Беломорского ФД, 250 км для Варангер ФД), глубина залегания кровли ЗГГ 300 ± 25 км, трехслойность ЗГГ, значение минимальной невязки скорости $-0,20 \pm 0,05$ км/сек, минимальные невязки скорости в зонах растекания ($-0,40$ км/сек), отсутствие зоны раздела-1.

2. Шеллефтео домен относится к области сочленения района Норрботтен, Центральной синклинали зоны Норланда и Скандинавских каледонид. Несмотря на четкое проявление низкоскоростного выхода из средней мантии скоростные характеристики отличаются от предыдущих. ЗГГ имеет глубину залегания ее кровли 425 км, что близко к модели Пушаровских. Глубина поднятия изолиний невязок нижнего слоя верхней мантии составляет 375 км. Сейсмическая литосфера определена на глубинах 50–200 км. Минимальные значения $\delta = (-0,15 - -0,20)$ км/сек в ЗГГ и $\delta = -0,35$ км/сек для области растекания. Соответствие приведенных скоростных характеристик модели Пушаровских, скорее всего, отмечает завершившийся процесс.

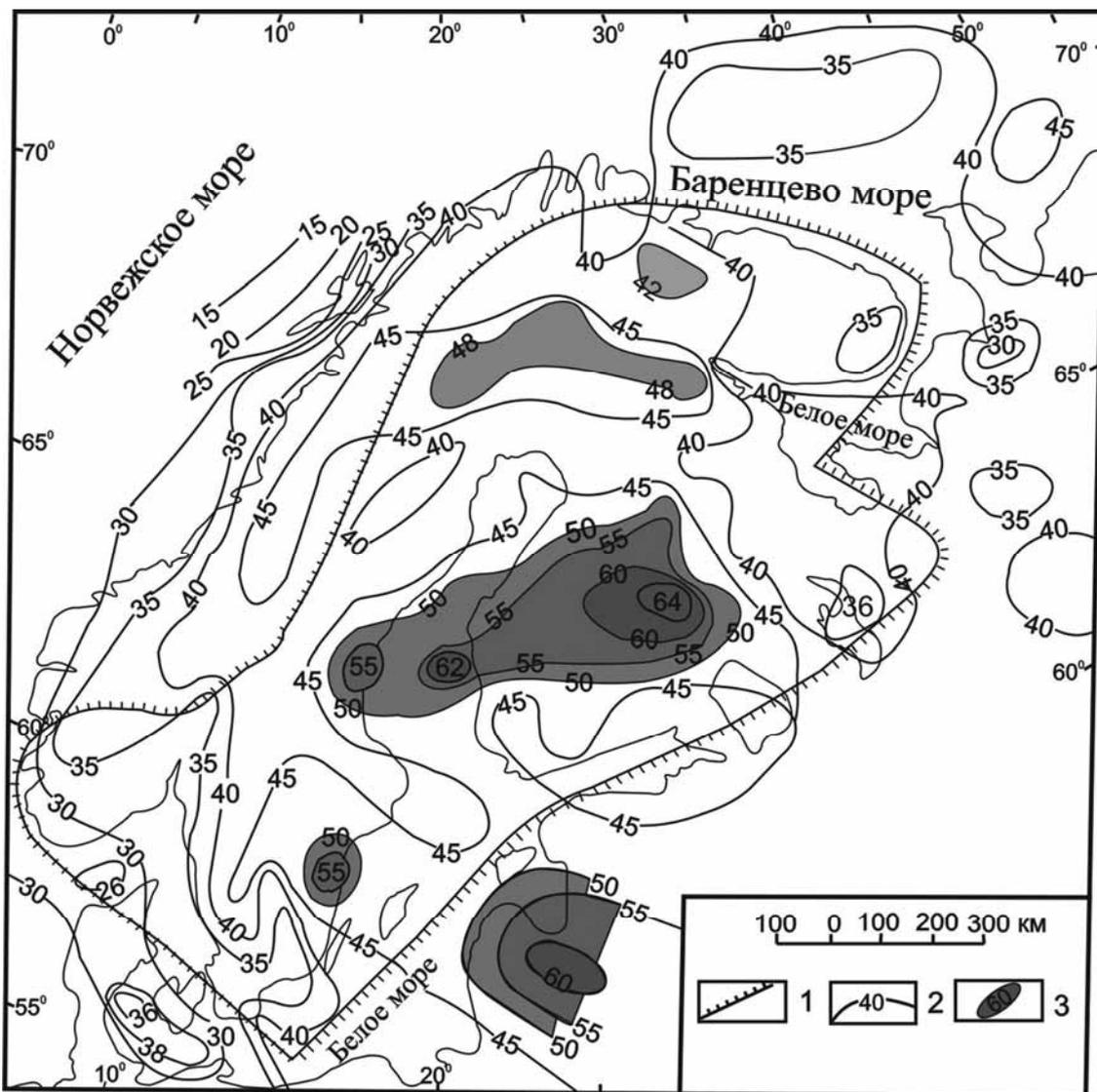


Рис. 8. Карта-схема глубины залегания границы М Фенноскандинавского щита [Шаров, Митрофанов, 2014]

3. Верхнемантийный домен Костомукша. По скоростным характеристикам проявления сейсмического изображения близок к первой группе (см. табл. 2, 3, 7). Отличается присутствием достаточно слабовыраженной зоны раздела-1, кровля которой приподнята до 550 км, мощность 100 км при $\delta = (0,00-0,025)$ км/сек. Глубина поднятия изолиний невязок верхней мантии – 225 км. Существенно ниже поднятие кровли ЗГГ до 275 км. Минимальные невязки скорости для восточной зоны растекания (западная часть Карельского массива) достигает 0,60 км/сек. ФД относится к области сочленения Карельского массива Кольско-Карельского мегаблока и Свекофеннского мегаблоков (Ладожско-Ботнической шовной зоне). Приведенные скоростные характеристики позволяют предположить более недавнее прояв-

ление верхнемантийного домена, относящегося в южной ОР Варангер домена.

4. При пересечении западной ОР Беломорского домена и южной ОР Варангер домена в мантии под Лапландским массивом выделяется Лапландский верхнемантийный домен. Подошва ЗГГ приподнята до глубины 575 км, что на 50 км выше, чем для центральной области, невязки скорости зоны раздела-1 $\delta = (0,00-0,10)$ км/сек. В ЗГГ выделяются два слоя. Кровля нижнего определена на глубине 425 км, минимальная $\delta = (-0,275 - -0,30)$ км/сек. Второй слой выделен на глубинах 275–425 км, минимальное $\delta = -0,175$ км/сек. Верхняя мантия трехслойная. Нижний на глубинах 225–275 км, характеризующийся выпуклыми вверх изолиниями невязок скорости и верхний на глубинах 50–75 км, промежуточный слой на глубинах

75–225 км, вместе с верхним слоем определяющий сейсмическую литосферу. Изолинии невязок нижнего слоя выпуклы вверх, изолинии промежуточного образуют овалообразную структуру. Приведенная повышенная расслоенность характеризует верхнемантийный домен и дает возможность предположить формирование его, как минимум, в пределах верхней мантии, ее переходной зоны и зоны раздела-1.

5. Мантийная колонка грабена Осло приурочена к области, ограниченной внедрением высокоскоростной ЗГГ окружения ВЕП в низкоскоростную ЗГГ южного окончания Фенноскандинавского щита (Свеконорвежского мегаблока). Отмечается так же, как и в предыдущих случаях, поднятие подошвы ЗГГ (550 км), расслоенность верхней мантии на высокоскоростную верхнюю часть (50–200 км) и низкоскоростную нижнюю (450–200 км).

Из общего анализа проявления распространения низкоскоростной средней мантии в ЗГГ и дальнейшего ее влияния на скоростные структуры Фенноскандинавского щита следует северо-восток – юго-западное направление изменения проявлений глубинных доменов.

Наибольшей сложностью в проводимых исследованиях является недостаточность системы наблюдения, которая не обеспечивает глубину исследований средней и нижней мантии. Для рассматриваемой территории Фенноскандинавского щита проведено большое количество геофизических исследований, прежде всего сейсмических. Комплексные геолого-геофизические исследования в своем абсолютном большинстве посвящены изучению коры и верхов верхней мантии (верхние 100 км). Результаты этих исследований представлены в ряде монографий: [Сейсмогеологическая модель..., 1998, 2004; Глазнев, 2003; Глубинное строение..., 2004; Строение литосферы ..., 2005].

Один из основных выводов этих работ – это связь тектономагматических процессов Фенноскандии с глубинными доменами [Богатиков и др., 2010; Шаров, Митрофанов, 2014]. Проведенный анализ скоростного строения мантии под Фенноскандией до глубины 1100 км подтверждает эти выводы. Как пример может быть приведена Кольско-Карельская щелочная провинция (рис. 7, Б), которая относится к области пересечения Западной ОР Беломорского домена и Восточной ОР Лапландского верхнемантийного домена [Богатиков и др., 2010]. Выделенные области с наибольшей глубиной залегания коры соответствуют проявлениям верхнемантийных доменов, соответствующих областям пересечения ОР Варангерского и Беломорского доменов (область сочленения

Карельского и Лапландского массивов) – 45 км, Костомукше, области сочленения Кольско-Карельского мегаблоков и Свекофеннского мегаблоков (Западно-Карельский массив и Центрально-Финляндский массив) – 65 км (рис. 8). Области, соответствующие основным завершающим свое развитие доменам (Беломорскому, Варангер, Шеллефтео), соответствует мощность коры 35–40 км (см. рис. 8).

Выводы

1. В мантии под Фенноскандией выделены области сейсмического проявления доменов (см. рис. 2, а). К ним относятся мантия под Лапландско-Беломорским гранулит-гнейсовым поясом (Белым морем), под Варангером, под Свекофеннским мегаблоком (Шеллефтео). Каждая из центральных областей (областей выхода) характеризуется приподнятостью кровли ЗГГ и последующим уменьшением глубины залегания кровли для широтных сечений на восток и запад, для долготных – на север и юг (области растекания). Вместе центральная область и области растекания образуют домен, несущий следы сверхглубинного процесса. По абсолютным значениям невязки скоростей в ЗГГ выше в областях растекания, чем в области выхода.

2. Следы распространения низких скоростей не заканчиваются в ЗГГ, продолжаясь в верхней мантии и характеризуясь уже как высокоскоростные, выпуклые вверх изолинии невязок. В верхней мантии выделяется нижняя часть, характеризующаяся поднятием изолиний невязок скорости, кровля которой определяется на глубинах 200 ± 25 км, за исключением области Шеллефтео, где ее глубина определена на 375 км.

3. В областях растекания, которые, в целом, определяются уменьшением глубины залегания кровли ЗГГ до нормального (410 км) и появлением зоны раздела-1, в южной области растекания плюма Варангер выделяются верхнемантийные домены: Лапландский (на пересечении с западной ОР Беломорского домена), Костомукши (на пересечении с западной ОР Московского домена, здесь не рассматривавшегося). В мантии под грабеном Осло (Свеконорвежский мегаблок) выделяется мантийная колонка.

4. По скоростным характеристикам мантия в областях, соответствующих доменам, обладает повышенной расслоенностью. Характерна трехслойность ЗГГ, двух- или трехслойность верхней мантии. Мантийным колонкам в областях растекания присуща общая приподнятость границ, начиная с кровли зоны раздела-1, а также повышенная расслоенность.

5. Скоростные характеристики Шеллефтео домена соответствуют нормальному скоростному строению мантии, кроме выхода низких скоростей из средней мантии к ЗГГ.

6. Основные северные домены, Варангер и Беломорский, согласно проявленным скоростным характеристикам, находятся в стадии завершения развития, в силу выходов в верхнюю мантию, характеризующихся высокими скоростями. Недостаточность системы наблюдения не дает возможности оценить поведение скоростных характеристик следов плюма в средней и нижней мантии. По аналогии с проявлениями Северо-Азовского домена (см. рис. 7, а (48° с.ш., $40 \pm 2^\circ$ в.д.)) можно ожидать отсутствие проявлений в средней и нижней мантии.

7. Повышенная глубина залегания границы М (48–65 км) соответствует верхнемантийным доменам, Лапландскому и Костомукши, в то время как завершившим свое развитие доменам соответствуют нормальные глубины (36–40 км).

Литература

Богатиков О. А., Коваленко В. И., Шарков Е. В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010. 605 с.

Гейко В. С. Тейлорово приближение волнового уравнения и уравнения эйконала в обратных сейсмических задачах // Геофиз. журн. 1997. Т. 19, № 3. С. 48–68.

Гейко В. С., Цветкова Т. А., Санникова Н. П. и др. Региональная 3-d P-скоростная структура мантии северо-западной Евразии-1. Европа // Геофиз. журн. 1998. Т. 20, № 3. С. 67–91.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 351 с.

Лаврентьев М. М., Романов В. Г., Шишатский С. П. Некоторые проблемы математической физики и анализа. М.: Наука, 1980. 286 с.

Пуцаровский Ю. М., Пуцаровский Д. Ю. Геология мантии Земли. М.: Геос, 2010. 138 с.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы. Ч. 1 / Под ред. Ф. П. Митрофанова, Н. В. Шарова. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 237 с.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы. Ч. 2 / Под ред. Ф. П. Митрофанова, Н. В. Шарова. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 204 с.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы. Ч. 1 / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. 352 с.

Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 318 с.

Шаров В. Н., Митрофанов Ф. П. Скоростные неоднородности Фенноскандинавского (Балтийского) щита // Докл. РАН. 2014. Т. 454, № 2. С. 221–224.

Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.

Юдахин Ф. Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части Европейского Севера // Литосфера. 2002. № 2. С. 3–23.

Гейко В. С., Цветкова Т. А. О единственности решения одномерной обратной кинематической задачи сейсмоки // Геофиз. журн. 1989. Т. 11, № 6. С. 61–66.

Гейко В. С., Цветкова Т. А. Об условной корректности одномерной кинематической задачи сейсмоки // Геофиз. журн. 1993. Т. 15, № 3. С. 27–50.

Цветкова Т. А. Продолжение обобщенного поля времен вниз и обратная кинематическая задача сейсмоки // Доповіді НАН України. 1996. № 1. С. 79–85.

Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная P-скоростная модель мантии под Фенноскандией - I // Геофиз. журн. 2009. Т. 31, № 1. С. 53–72.

Цветкова Т. А., Шумлянская Л. А., Бугаенко И. В., Заец Л. Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная P-скоростная модель мантии под Фенноскандией - II // Геофиз. журн. 2010. Т. 32, № 1. С. 60–77.

Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 604 с.

Geiko V. S. A general theory of the seismic travel-time tomography // Геофиз. журн. 2004. Т. 26, № 2. С. 3–32.

Поступила в редакцию 20.04.2015

References

Bogatikov O. A., Kovalenko V. I., Sharkov E. V. Magmatizm, tektonika, geodinamika Zemli [Magmatism, tectonics and geodynamics of the earth]. Moscow: Nauka, 2010. 605 p.

Geiko V. S. Teilorovo priblizhenie volnovogo uravneniya i uravneniya eikonala v obratnykh seismicheskikh zadachakh [Taylor approximation of the wave equation and Eikonal equation in the reverse seismic problems]. *Geofiz. zhurn.* [Geophysical Journal]. 1997. Vol. 19, No 3. P. 48–68.

Geiko V. S., Tsvetkova T. A., Sannikova N. P., Livanova L. P., Geiko K. V. Regional'naya 3-d P-skorostnaya struktura mantii severo-zapadnoi Evrazii-1. Evropa [Regional 3-d P-velocity structure of the northwestern Eurasia-1 mantle. Europe]. *Geofiz. zhurn.* [Geophysical Journal]. 1998. Vol. 20, No 3. P. 67–91.

Glubinnoe stroenie seismichnost' Karel'skogo regiona i ego obramleniya [Deep structure and seismicity of the Karelian region and its margins]. Ed. N. V. Sharov. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2004. 351 p.

Laurent'ev M. M., Romanov V. G., Shishatskii S. P. Nekotorye problemy matematicheskoi fiziki i analiza [Some problems of mathematical physics and analysis]. Moscow: Nauka, 1980. 286 p.

Pushcharovskii Yu. M., Pushcharovskii D. Yu. Geologiya mantii Zemli [Geology of the Earth's mantle]. Moscow: Geos, 2010. 138 p.

Seismogeologicheskaya model' litosfery Severnoi Evropy. Ch. 1 [Seismological model of the North European lithosphere. Part 1]. Ed. F. P. Mitrofanov, N. V. Sharov. Apatity: KRC of RAS, 1998. 237 p.

Seismogeologicheskaya model' litosfery Severnoi Evropy. Ch. 2 [Seismological model of the North European lithosphere. Part 2]. Ed. F. P. Mitrofanov, N. V. Sharov. Apatity: KRC of RAS, 1998. 204 p.

Seismogeologicheskaya model' litosfery Severnoi Evropy. Ch. 1 [Seismological model of the North European lithosphere. Part 1]. Ed. N. V. Sharov. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2004. 352 p.

Stroenie litosfery rossiiskoi chasti Barents-regiona [Structure of the lithosphere in the Russian part of the Barents region]. Ed. N. V. Sharov, F. P. Mitrofanov, M. L. Verba, K. Gillen. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. 318 p.

Sharov V. N., Mitrofanov F. P. Skorostnye neodnorodnosti Fennoskandinavskogo (Baltiiskogo) shchita [Velocity heterogeneities in the Fennoscandian (Baltic) shield]. *Dokl. RAN [Proceedings of RAS]*. 2014. Vol. 454, No 2. P. 221–224.

Yudakhin F. N., Shchukin Yu. K., Makarov V. I. Glubinnoe stroenie i sovremennye geodinamicheskie protsessy v litosfere Vostochno-Evropeiskoi platformy [Deep structure and modern geodynamic processes in the lithosphere of the East European platform]. Ekaterinburg: UrO RAN, 2003. 300 p.

Yudakhin F. N. Geodinamicheskie protsessy v zemnoi kore i seismichnost' kontinental'noi chasti Evropeiskogo Severa [Geodynamic processes in the earth crust and seismicity of the continental part of the European North]. *Litosfera [Lithosphere]*. 2002. No 2. P. 3–23.

Geiko V. S., Tsvetkova T. A. O edinstvennosti resheniya odnomernoi obratnoi kinematicheskoi zadachi seismiki. 3 [On uniqueness of solution of the unidimensional inverse kinematic problems of seismics. 3]. *Geofiz. zhurn. [Geophysical Journal]*. 1989. Vol. 11, No 6. P. 61–66.

Geiko V. S., Tsvetkova T. A. Ob uslovnoi korrektnosti odnomernoi kinematicheskoi zadachi seismiki [On the conditional correctness of unidimensional kinematic problem of seismics]. *Geofiz. zhurn. [Geophysical Journal]*. 1993. Vol. 15, No 3. P. 27–50.

Tsvetkova T. A. Prodolzhenie obobshchennogo polya vremen vniz i obratnaya kinematicheskaya zadacha seismiki [Downwards continuation of the generalized time field and inverse kinematic problem of seismics]. *Dopovidi NAN Ukraini*. 1996. No 1. P. 79–85.

Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N. Seismotomografiya Vostochno-Evropeiskoi platformy: trekhmernaya P-skorostnaya model' mantii pod Fennoskandiei - I [Seismic-tomography of the East-European platform: three-dimensional P-velocity model of the mantel under Fennoscandia - I]. *Geofiz. zhurn. [Geophysical Journal]*. 2009. Vol. 31, No 1. P. 53–72.

Tsvetkova T. A., Shumlyanskaya L. A., Bugaenko I. V., Zaets L. N. Seismotomografiya Vostochno-Evropeiskoi platformy: trekhmernaya P-skorostnaya model' mantii pod Fennoskandiei - II [Seismic-tomography of the East-European platform: three-dimensional P-velocity model of the mantel under Fennoscandia - II]. *Geofiz. zhurn. [Geophysical Journal]*. 2010. Vol. 32, No 1. P. 60–77.

Khain V. E. Tektonika kontinentov i okeanov [Tectonics of continents and oceans]. Moscow: Nauchnyi mir, 2001. 604 p.

Geiko V. S. A general theory of the seismic travel-time tomography. *Geofiz. zhurn. [Geophysical Journal]*. 2004. Vol. 26, No 2. P. 3–32 (in Engl.).

Received April 20, 2015

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

Цветкова Татьяна Алексеевна

ведущий научный сотрудник
Национальная академия наук Украины, Институт геофизики
пр. Палладина, 32, Киев-142, Украина, 03680
эл. почта: tsvet@igph.kiev.ua
тел.: +380970747788

Бугаенко Игорь Валентинович

научный сотрудник
Национальная академия наук Украины, Институт геофизики
пр. Палладина, 32, Киев-142, Украина, 03680
эл. почта: igor_bugaenko@ukr.net
тел.: +380970747788

Заец Лариса Николаевна

научный сотрудник
Национальная академия наук Украины, Институт геофизики
пр. Палладина, 32, Киев-142, Украина, 03680
эл. почта: larysa_zaiets@ukr.net
тел.: +380970747788

CONTRIBUTORS:

Tsvetkova, Tatiana

Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine
32 Palladin av., 03680 Kiev, Ukraine
e-mail: tsvet@igph.kiev.ua
tel.: +380970747788

Bugaenko, Igor

Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine
32 Palladin av., 03680 Kiev, Ukraine
e-mail: igor_bugaenko@ukr.net
tel.: +380970747788

Zaiets, Larisa

Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine
32 Palladin av., 03680 Kiev, Ukraine
e-mail: larysa_zaiets@ukr.net
tel.: +380970747788