

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНА ИЗ МЕТАБАЗИТОВ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН И ИСТОРИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

В соответствии с современными представлениями охарактеризованы особенности геологического строения двух крупных блоков древнего кристаллического фундамента архипелага Шпицберген, рассмотрены условия проявления регионального метаморфизма и вопросы определения возраста древних термально-метаморфических процессов. На примере материалов по метабаазитам и метаультрабаазитам, тела которых прорывают древние мигматиты, изучены процессы более поздних этапов (байкальский и каледонский) термальной активизации древнего кратона. Возраст этих событий определен по цирконам U-Pb методом. По характеру распределения в изученных зёрнах циркона REE определен генезис этих зёрен (и их отдельных зон), что позволило расшифровать характер термальных событий (магматическая кристаллизация или метаморфизм).

Ключевые слова: Шпицберген, кристаллический фундамент, базиты, ультрабаазиты, метаморфизм, циркон, U-Pb метод, редкоземельные элементы, возраст кристаллизации.

The geological structure features of two large blocks of an old crystalline basement of Spitsbergen were described according the modern conceptions, the conditions of manifestation of regional metamorphism and aspects of dating of an old thermal metamorphic processes were considered. The later (baikal and caledonian) stages of thermal activation processes of an old craton were studied based on examples of data about metabasic and metaultrabasic rocks which had been intruded by an old migmatites. The age of these events were dated by zircons (U-Pb method). The genesis of these grains (and it's separated zones) was determined according the way of the REE distribution in zircon that had been studied, this led to decode the nature of the thermal events (igneous crystallization or metamorphism).

Keywords: Spitsbergen, crystalline basement, basic rocks, ultrabasic rocks, metamorphism, zircon, U-Pb method, rare earth elements, age of crystallization.

Введение. На арх. Шпицберген складчатое основание выступает в четырех районах, представляющих собой самостоятельные литотектонические блоки: Северо-Восточная Земля (СВЗ), Северо-Западный Шпицберген (СЗШ), п-ов Нью Фрисланд, западное и юго-западное побережье Шпицбергена (рис. 1). Эти крупные блоки различаются объёмом разрезов и интенсивностью процессов магматизма и метаморфизма. В составе основания Шпицбергена выделены четыре структурно-вещественных комплекса (СВК), отделенных друг от друга глубинными разломами либо поверхностями несогласий, и наложенный на основание комплекс девонского грабена. По мнению [9], выделенные СВК представляют собой древний фундамент архипелага (нижний PR_1 , средний R_1 , промежуточный R_2 комплексы) и древнюю протоплатформу (верхний R_3 – PZ_1 комплекс), активизированную в девонское время. Ключом к пониманию сложной тектонической эволюции древних структур Шпицбергена сейчас считаются надежные возрастные датировки внутри отдельных СВК. Изотопно-геохронологические исследования, проведенные в последние годы [5, 13 и др.], подтвердили выдвинутое ранее предположение [4 и др.] о раннепротерозойском возрасте древнего фундамента. Другим важным результатом стало определение среднерифейского возраста процессов рифтогенеза, проявленных в ходе активизации древнего фундамента в гренвилевское время; также был подтверждён среднепалеозойский возраст многочисленных массивов анорогенных субщелочных гранитоидов, прорывающих породы нижнего протерозоя и рифея.

Представленные материалы по изучению слабометаморфизованных базитов и ультрабаазитов, описанных на СВЗ и СЗШ среди мигматизированных пород нижнего протерозоя, дают возможность выявить более поздние тектоно-термальные процессы, проявившиеся на архипелаге в позднем рифее – среднем палеозое. Полученные авторами новые данные по возрастам метамагматитов из этих районов архипелага дали возможность уточнить историю формирования комплексов этого региона и восстановить условия и последовательность магматических и метаморфических процессов в породах древнего фундамента Шпицбергена.

Методы исследования. Возраст циркона определен локальным U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ) по стандартной методике [24]. Для выбора точек датирования в зёрнах использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные (КЛ) изображения циркона. Сепарация циркона проводилась в ЦИИ ВСЕГЕИ. Тяжелые немагнитные фракции (100–200 г), в которых находился циркон, получены с помощью электромагнитной сепарации (СИМ) и тяжелых жидкостей. Содержание редких и редкоземельных элементов (REE) в цирконе определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по методике [8] в тех же точках, в которых был измерен и возраст локальным U-Pb методом. Относительная ошибка измерения для большинства элементов 10–15 %, порог обнаружения элемента в среднем 10 ppb. Температура кристаллизации циркона определена

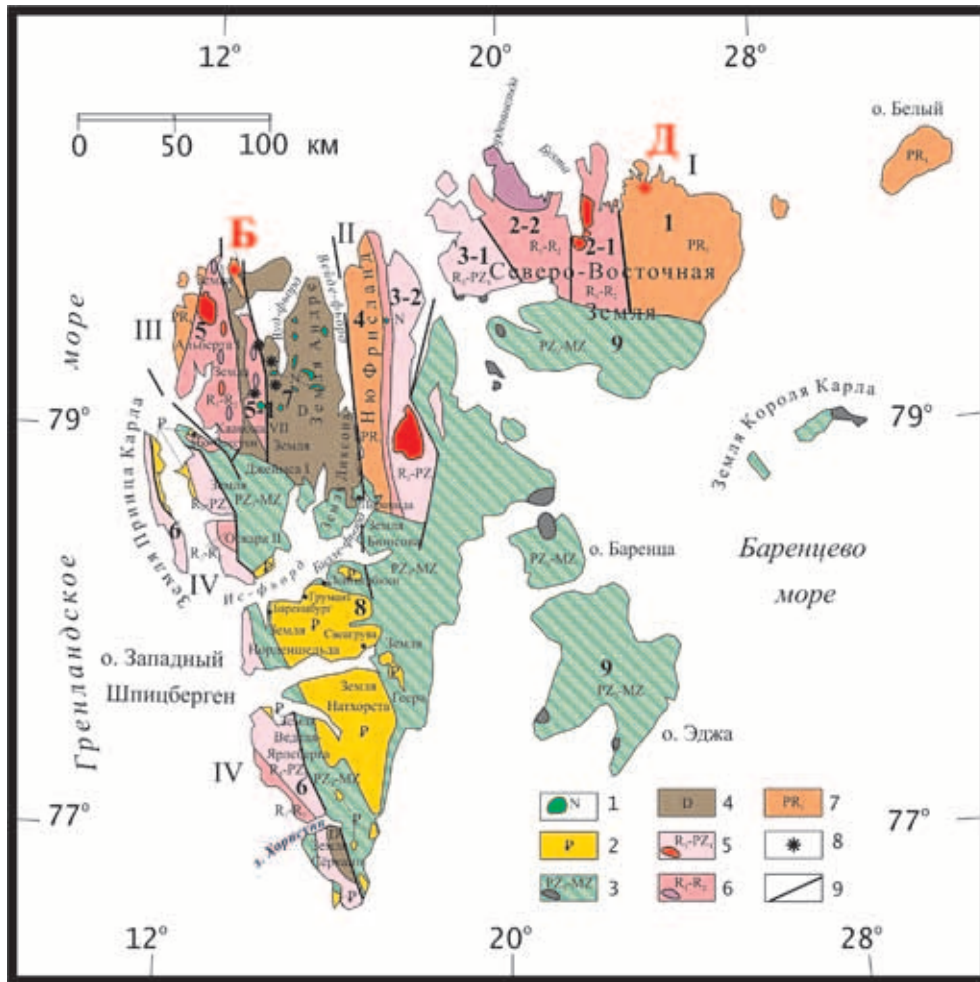


Рис. 1. Схема геологического строения арх. Шпицберген

1–3 – последовонский чехол (1 – неогеновые платобазальты, 2 – палеоген, 3 – верхний палеозой – мезозой с мезозойскими долеритами); 4 – девонский красноцветно-сероцветный терригенный комплекс (комплекс девонского грабена); 5–7 – комплексы додевонского фундамента (5 – терригенно-карбонатные верхнерифейские-нижнепалеозойские комплексы с каледонскими гранитоидами, 6 – метатерригенные и осадочно-вулканогенные нижне-среднерифейские комплексы с гренвилльскими гранитоидами, 7 – метаморфические комплексы нижнего протерозоя); 8 – четвертичные вулканы (щелочные базальтоиды); 9 – разломы. Районы отбора проб: Б – п-ов Бискайер, Д – равнина Дамфлюа.

Главные литотектонические блоки фундамента Шпицбергена: I – Северо-Восточная Земля; II – Нью Фрисланд; III – Северо-Западный Шпицберген; IV – Юго-Западный Шпицберген.

Структуры первого порядка: северо-восточный выступ кристаллического фундамента (1); антиклинорий западной части СВЗ (тектоническая ступень Земли Принца Оскара – 2-1 и антиклинорий бухты Норденшельда – 2-2); Хинлопенский синклиний (3-1 – восточное и 3-2 – западное крыло); антиклинорий Западного Нью Фрисланда (4); Северо-Западный выступ фундамента (5) и тектоническая ступень (5-1) на сочленении с девонским грабеном; горст-антиклинорий западного побережья Шпицбергена (6); девонский грабен Шпицбергена (7); Западно-Шпицбергенский грабенообразный прогиб (8); Восточно-Шпицбергенское горстообразное поднятие (9)

по «Ti-в цирконе» термометру [23]. При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался на состав хондрита CI [20]. В работе использованы символы породообразующих минералов по [25].

Характеристика образцов. Обр. 3299-3 – дайка метабазатов, о. Северо-Восточная Земля. Проба взята на востоке о. Северо-Восточная Земля (к востоку от Дуве-фьорда), на равнине Дамфлюа. Этот участок находится в пределах северо-восточного выступа кристаллического фундамента, который выделяется на крайнем востоке Северо-Восточной Земли и ограничен с запада региональным субмеридиональным разломом Дуве-фьорда. Для этого блока характерны северо-западные простирания структурных элементов на севере и восто-

ке и широтные на юго-востоке, не совпадающие с основным структурным планом архипелага. Сам блок сложен породами метаморфического комплекса Дуве-фьорд, которые не образуют стратифицированных толщ и выходят либо в разномасштабных тектонических блоках, либо как реликты субстрата среди обширных гранитоидных массивов. Доминирующие типы пород – гнейсы и плагиогнейсы (обычно мигматизированные), а также гранат-слюдяные сланцы, амфиболиты, кварциты, мигматиты и теневые гранитоиды. Повсеместно фиксируются минеральные парагенезисы амфиболитовой фации метаморфизма. Здесь же среди гнейсов описаны двупроксеновые парагенезисы [18, 22], обычно трактуемые как реликты гранулитовой фации. Традиционно принимаемый раннепротерозойский возраст этого комплекса не подтверждается радио-

изотопными датировками; вероятно, последние отражают возраст наложенных тектоно-термальных процессов. Предполагается, что раннепротерозойский комплекс претерпел два этапа регионального метаморфизма: ранний с возрастом 1800–1700 и более поздний с возрастом 1000–950 млн лет. Со вторым метаморфизмом связаны процессы интенсивной мигматизации. Магматический возраст дайки метадиоритов, прорывающей мигматиты, составляет 940 млн лет, а возраст наложенного на нее среднетемпературного метаморфизма – 412 млн лет. В западной части равнины известен массив субщелочных гранитоидов Хёкколлен, с которыми генетически связаны многочисленные дайки лампрофиров (керсантиты, минетты) с возрастом 411 ± 7 млн лет [7 и др.]. Массив имеет форму гарполита, шляпка которого полого погружается под толщу мигматитов.

Изученная дайка метабазитов (обр. 3299-3) также прорывает мигматиты и имеет СЗ простирание и субвертикальное залегание при мощности до 1,5 м (рис. 2). По простиранию дайка прослежена почти на 500 м. Имеет резкие, но очень неровные контакты. Порода в свежем сколе тёмно-зеленовато-серая, массивная, мелко-среднезернистая, с вкрапленниками (до 1 мм) граната. На выветренной поверхности видны магматическая структура и лейсты плагиоклаза размером до 3 мм. Вдоль эндоконтакта в породе развивается крупночешуйчатый биотит (до 2–3 мм). В отдельных местах порода дайки прорвана жилками кварцевого состава. В этом же районе известны и другие дайки с аналогичной характеристикой. При одинаковом простирании они могут обладать большей мощностью (до 2–3 м).

По химизму эти метабазиты соответствуют субщелочным габброидам (рис. 3–5); по составу нор-



Рис. 2. Дайка метабазитов о. Северо-Восточная Земля (обр. 3299-3)

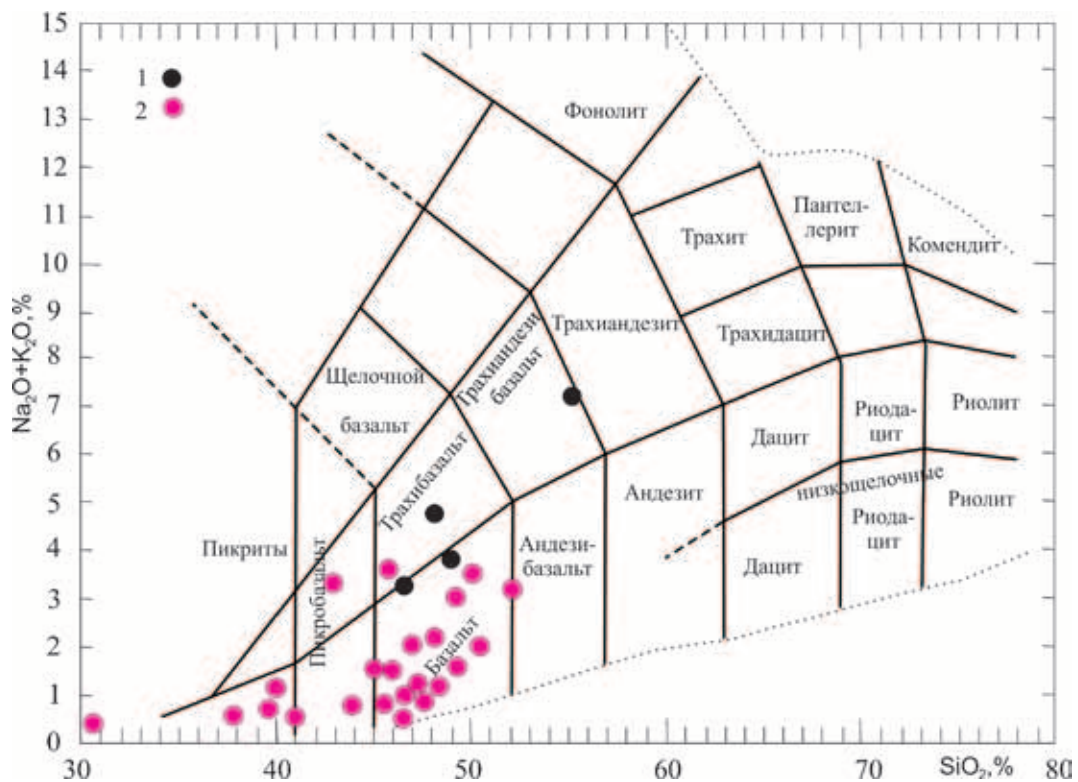


Рис. 3. Диаграмма TAS для классификации метамагматитов Шпицбергена

1 – метабазиты Северо-Восточной Земли; 2 – ультрабазиты п-ова Бискайер (Северо-Западный Шпицберген)

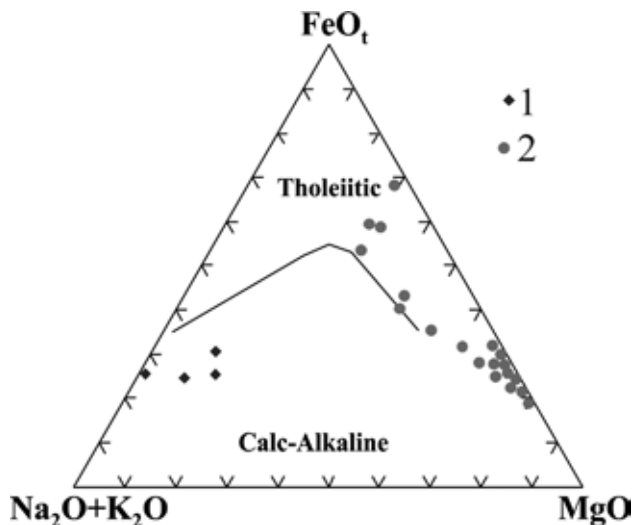


Рис. 4. Диаграмма AFM для метамагматитов Шпицбергена
Усл. обозн. на рис. 3

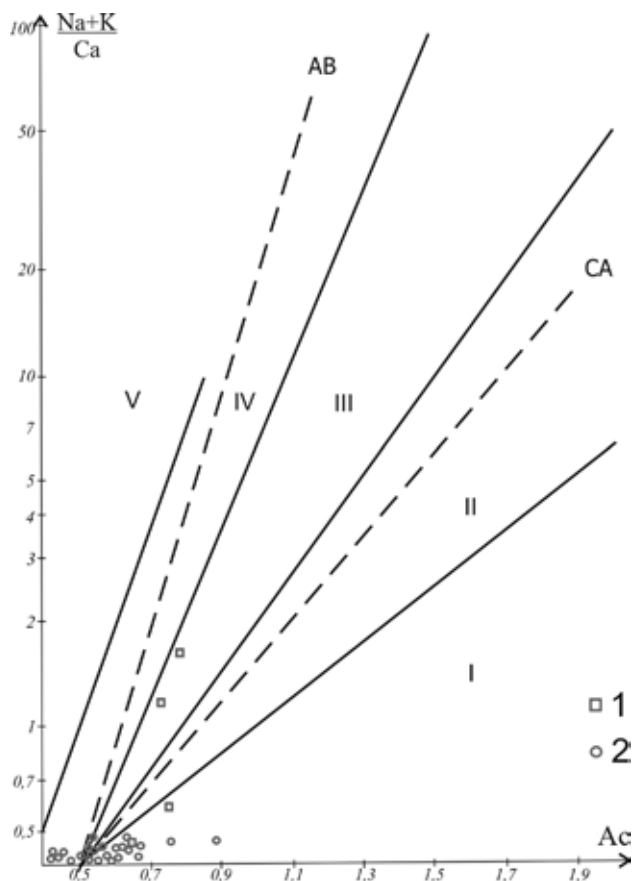


Рис. 5. Основные и ультраосновные метамагматиты Шпицбергена на диаграмме $(Na + K)/Ca - As$ для петрохимической типизации базальтоидных и гранитоидных серий [3]
Усл. обозн. на рис. 3.

Поля щелочности (группы серий): I – известковое (низкокалиевая толейтовая); II – известково-щелочное (среднекалиевая); III – субщелочное (высококалиевая); IV – щелочное базальтовое; V – щелочное (нефелинит-фонолитовая). Штриховая линия – главные тренды: CA – известково-щелочной; AB – щелочно-базальтовый

мативных минералов характеризуются ассоциацией $Qz-Hyp$ с минимальным количеством Di . Микроскопически они описаны как метагаббро-долериты. На отдельных участках фиксируются реликты офитовой структуры и первичных минералов (плагноклаз и клинопироксен). Основной объём породы отвечает новообразованной минеральной ассоциации $Bt + Grt + Hbl + Ms + Ep + Kfs + Chl + Opq + Cal + Act$. Клинопироксен представлен авгитом ($F 0,39-0,52$), плагноклаз является лабрадор-битовнитом ($67-76$). По данным [19], температуры кристаллизации этого парагенезиса оцениваются около $1000-1100^\circ C$, что характерно для основных магм.

Более позднеобразованными минералами являются гранат и биотит. Первый имеет изометричную форму, большое количество включений (Qz, Bt, Opq) и достигает в поперечнике $1-1,5$ мм. По составу он относится к гроссуляр-альмандину ($F 0,82-0,87$). Характер зональности MgO и MnO указывает на формирование граната на пике метаморфизма [6]. Биотит представлен мелкими (до $0,5$ мм) лейстами, по составу отвечает истонит-сидерофиллиту ($F 0,52-0,59$). Содержание Si ($3,02-3,05$ ф.ед.) и Al^{VI} ($0,60-0,65$ ф.ед.) указывает на высокотемпературные условия кристаллизации биотита. Использование $Grt-Bt$ геотермометра позволило рассчитать температуру $600-625^\circ C$, что соответствует низкотемпературной части амфиболитовой фации. Одновременно термодинамические расчёты выявили неравновесность минеральных пар $Grt-Cpx$ и $Pl-Kfs$. Таким образом, для дайки метапорфитов выделены три минеральных парагенезиса: $Pl(67-76) - Cpx$ (реликтовый магматический); $Grt + Bt + Hbl + Kfs + Qz + Opq$ (главный метаморфизм); $Chl + Ms + Ep + Cal + Act + Qz$ (регрессивный метаморфизм).

Обр. 3448-2AB – тело дифференцированных ультрабазитов, п-ов Бискайер, район Рауд-фьорда. Проба взята в центральной части п-ова Бискайер, на участке хр. Ботне. П-ов Бискайер (к востоку от Рауд-фьорда) располагается в западной части девонского грабена Шпицбергена, в пределах так называемой западной тектонической ступени. Полуостров имеет блочное строение; в его центре на поверхность выведены породы серии Ричарддален. Глубокометаморфизованные породы серии Ричарддален [1, 11] обнажены в разномасштабных тектонических блоках и представлены меланократовыми гнейсами и плаггиогнейсами с пачками слюдисто-гранатовых сланцев, прослоями мраморов, кальцифиров и амфиболитов, линзами гранитоидов и эклогитоподобных пород. Все эти породы образуют «жесткие блоки» шириной до $1,0$ км, «обтекаемые» слюдисто-гранатовыми сланцами ретроградно-метаморфического происхождения [1]. Общая ширина выходов серии до $3-4$ км.

Минеральные ассоциации характеризуются повсеместным развитием парагенезиса $Hbl+Pl$, что соответствует условиям метаморфизма амфиболитовой фации. Также надо отметить выделение двух и более генераций для некоторых минералов, что указывает на существование ряда последовательных этапов метаморфизма. Здесь, вместе с развитием мигматитов различного типа, отмечаются в немигматизированных разностях пород основные минеральные парагенезисы: $Qz + Pl(20-30) + Bt \pm Ms \pm Grt \pm Kfs$; $Qz + Pl + Bt \pm Grt \pm St \pm Sil \pm Ms$; $Qz + Pl + Crd + Grt \pm Sil \pm Kfs$; $Hbl + Pl + Qz \pm Grt \pm Bt$. Наряду с этим зафиксированы параге-

незисы, отвечающие гранулитовой фации [1 и др.]: $Hyp + Di + Hbl + Pl + Qz$; $Hyp + Bt + Kfs + Pl + Qz$. Эти парагенезисы развиты локально, поэтому можно расценивать их либо как реликты непереработанного субстрата ещё более раннего происхождения, либо как фрагменты, достигшие максимального преобразования в гранулитовой фации. Отнесение серии Ричарддален к нижнему протерозою условно, так как большинство современных геохронологических датировок образует разновозрастные интервалы, указывающие на возможное проявление позднекарельского, гренвильского, байкальского и каледонского этапов тектоно-термальной активизации.

На п-ове Бискайер, среди пород серии Ричарддален, С. А. Абакумовым [2] обнаружены и описаны немногочисленные выходы основных и ультраосновных пород. Они представлены согласными телами амфиболитизированных пород разного минерального состава (рис. 6). В осевых частях крупных тел имеются линзы, сложенные первично-магматическими породами основного-ультраосновного состава. Линзы имеют ширину до 7–10 при длине до 60–70 м; переходы к вмещающим породам через зоны амфиболитов разного типа. Сами магматиты обнаруживают типичные интрузивные структуры, состав и присутствие первичных магматических минералов. Здесь описаны габбро и габбронориты ($Cpx, Opx, Pl (50-70), Ol, Hbl, Bt$); пироксениты (Cpx, Hbl, Mag, Spl); перидотиты ($Ol, Cpx, Opx, Hbl, Grt, Spl, Srp, Bt, Mag$). Среди последних выделяются гранатовые и шпинелевые верлиты и гранатовые лерцолиты.

По химизму гипербазиты отвечают средним составам этих пород, отличаясь лишь повышенным содержанием глинозема, что С. А. Абакумов [2] объясняет их повсеместной амфиболитизацией. Основные и ультраосновные разности отвечают в целом породам нормальной щелочности (рис. 3), хотя при пересчете на нормативные составы в них может появляться нормативный нефелин; для пород характерно преобладание окисного железа над закисным. На диаграмме АFМ (рис. 4) фигуративные точки, отвечающие гипербазитам, габбро и амфиболитам, указывают на толеитовый путь дифференциации первоначальной оливин-базальтовой магмы; типы щёлочности Na и K-Na. На диаграмме $(Na + K)/Ca - As$ [3] точки пород попадают в поля толеитовой и щёлочно-базальтовой серий (рис. 5). Содержание микроэлементов в ультрабазитах значительно ниже кларковых для пород этого типа. Особенно это характерно для хрома (в 2–3 раза ниже кларка) и никеля (на порядок ниже кларка), что указывает на нетипичные условия формирования магмы, из которой кристаллизовались породы.

По мнению С. А. Абакумова [2], здесь описана дифференцированная габбро-перидотит-пироксенитовая интрузия, структурно располагающаяся в выступе нижнепротерозойского фундамента и отнесенная им к габбро-перидотитовой формации. По устному сообщению Г. Н. Савельевой (ГИН РАН), от перидотитов офиолитовой ассоциации ультрабазиты хр. Ботне (п-ов Бискайер) отличаются высоким содержанием пироксенов, высокой железистостью и низкой хромистостью пород и минералов. Все данные, вместе взятые, позволяют рассматривать эти образования как производные внутриплитных процессов в коре.

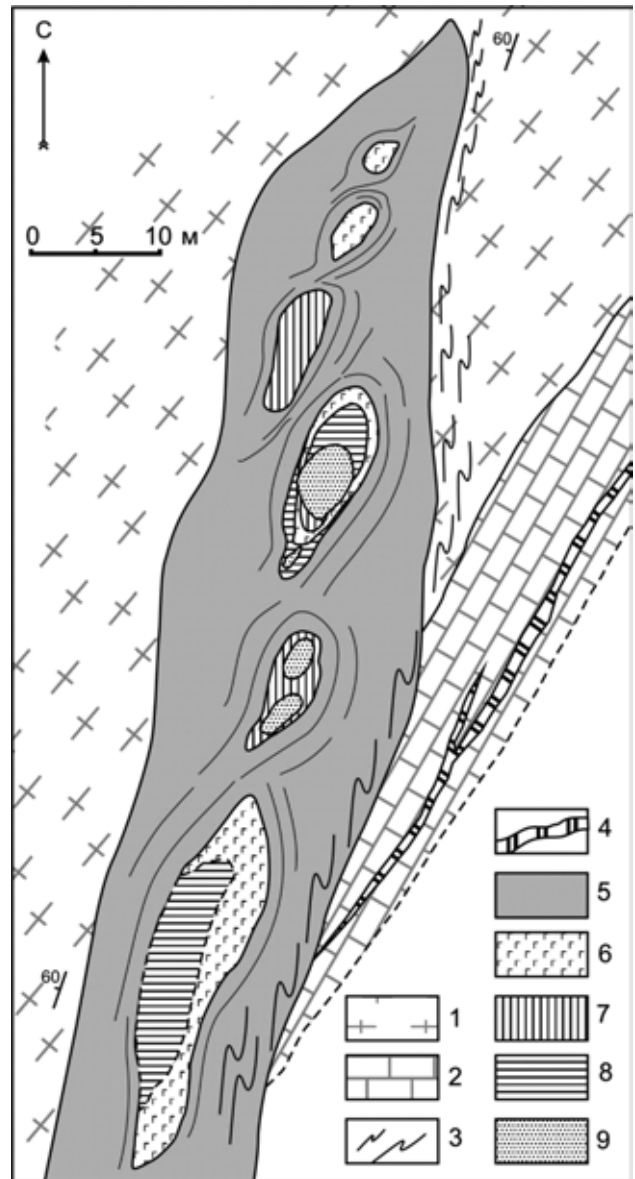


Рис. 6. Схема расположения дифференцированных тел габбро-перидотитового состава в пределах хр. Ботне (район оз. Работватнет, п-ов Бискайер)

1 – гнейсы серии Ричарддален; 2 – линзы мраморов; 3 – зоны приконтактных дислокаций в гнейсах и амфиболитах; 4 – линзы и прослои меланократовых гранатовых амфиболитов в мраморах; 5 – амфиболиты по габбро-перидотитам; 6 – оливиновое габбро; 7 – гранатовые верлиты; 8 – гранатовые перидотиты; 9 – гранатовые лерцолиты и гарцбургиты

Наши последние материалы по геохронологии позволяют датировать этот комплекс как поздне-рифейско-вендский.

U-Pb изотопный возраст и геохимия циркона.
Обр. 3299-3 – дайка метабазитов, о. Северо-Восточная Земля. Из дайки метабазитов выделено несколько десятков зерен циркона, как правило, удлиненной формы, длиной до 200–300 мкм и с коэффициентом удлинения 3–5 (рис. 7, а). Зерна циркона характеризуются наличием тонкополосчатой осцилляционной зональности, параллельной удлинению кристаллов, и преобладанием темных тонов в КЛ изображении. На диаграмме с конкордией Тера-Вассербурга (рис. 8, а) все проанализированные точки циркона образуют компактный кон-

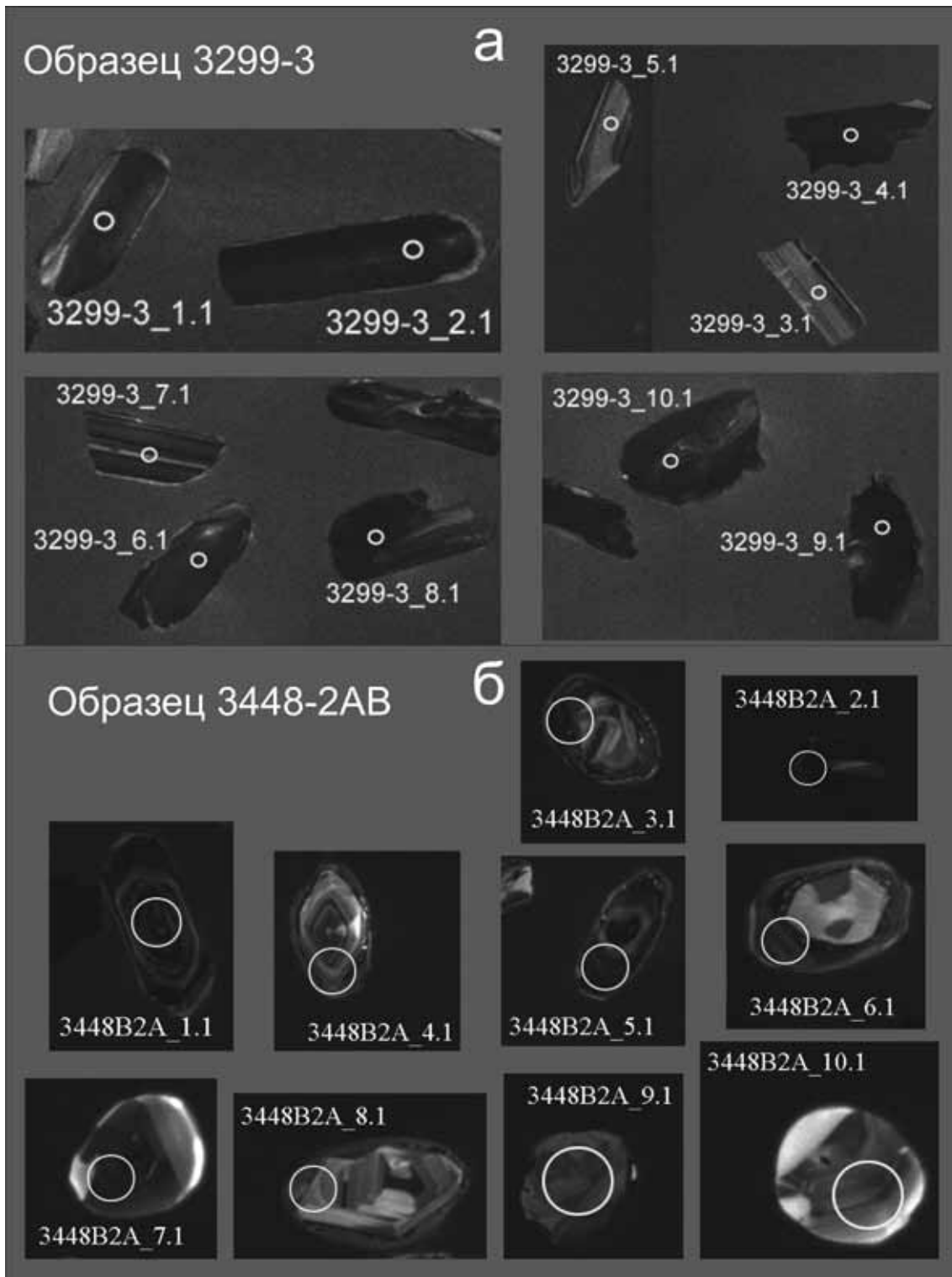


Рис. 7. Катодолуминесцентное изображение проанализированных цирконов из дайки метабазитов Северо-Восточной Земли (а) и из тела дифференцированных ультрабазитов п-ова Бискайер (б). Диаметр кратера ионного зонда примерно 20 мкм

кордантный кластер, соответствующий возрасту 428 ± 3 млн лет. Th/U отношение в цирконе составляет в среднем 0,68 (табл. 1), что характерно для циркона магматического происхождения. По содержанию REE цирконы из дайки метабазитов разделились на две группы, отличающиеся примерно на порядок по уровню содержания всех REE при сохранении характера спектра их распределения (табл. 2, рис. 9, а). В первую группу попадает пять

точек циркона, проанализированных в темной в КЛ части зерна. В них содержится от 1200 до 3200 ppm REE при дифференцированном характере распределения REE от легких к тяжелым REE, от 2000 до 5000 ppm Y, Th/U от 0,51 до 0,78 при относительно высоком содержании Th и U, положительная Ce-аномалия четко выражена (Ce/Ce^* до 41), отрицательная Eu-аномалия проявлена в меньшей степени (Eu/Eu^* 0,3–0,4), содержание P от 240 до 500 ppm.

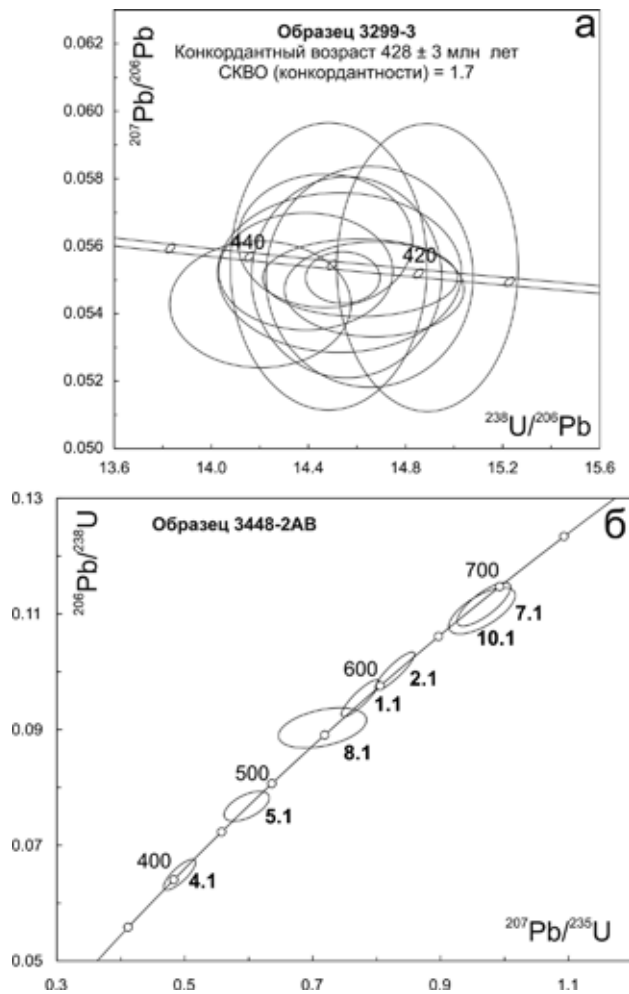


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для циркона из дайки метабазитов Северо-Восточной Земли (а) и из тела дифференцированных ультрабазитов п-ова Бискайер (б)

Эллипсы и значения конкордантного возраста соответствуют 2σ , включая погрешность константы распада

Две другие проанализированные точки циркона (3.1 и 5.1, табл. 2), отличающиеся значительно более светлой окраской в КЛ (рис. 7, а), демонстрируют, помимо пониженного содержания REE (но с сохранением формы спектров и величин Ce- и Eu-аномалии), Th и U, также пониженное содержание P (64–70 ppm), Ti, Y (на порядок ниже по сравнению с остальными точками циркона, 160 и 350 ppm), Th/U отношение у них пониженное, до 0,05–0,28. Однако по своим изотопно-геохимическим характеристикам и значению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста точки 3.1 и 5.1 никак не отличаются от более высокоурановых точек циркона (табл. 1), обычно используемых при определении возраста локальными методами. В связи с этим встает вопрос о корректности использования «Ti в цирконе» термометра для магматических цирконов из основных пород, испытавших метаморфизм, во-первых, для одновозрастных цирконов, отличающихся только содержанием ряда редких элементов и окраской в КЛ, среднее значение «температуры» отличается на 65° (730 и 665° для двух групп циркона); во-вторых, значение температуры по титановому термометру значительно ниже предполагаемой температуры кристаллизации базитового расплава, но превышает минимум на 100° расчетную температуру

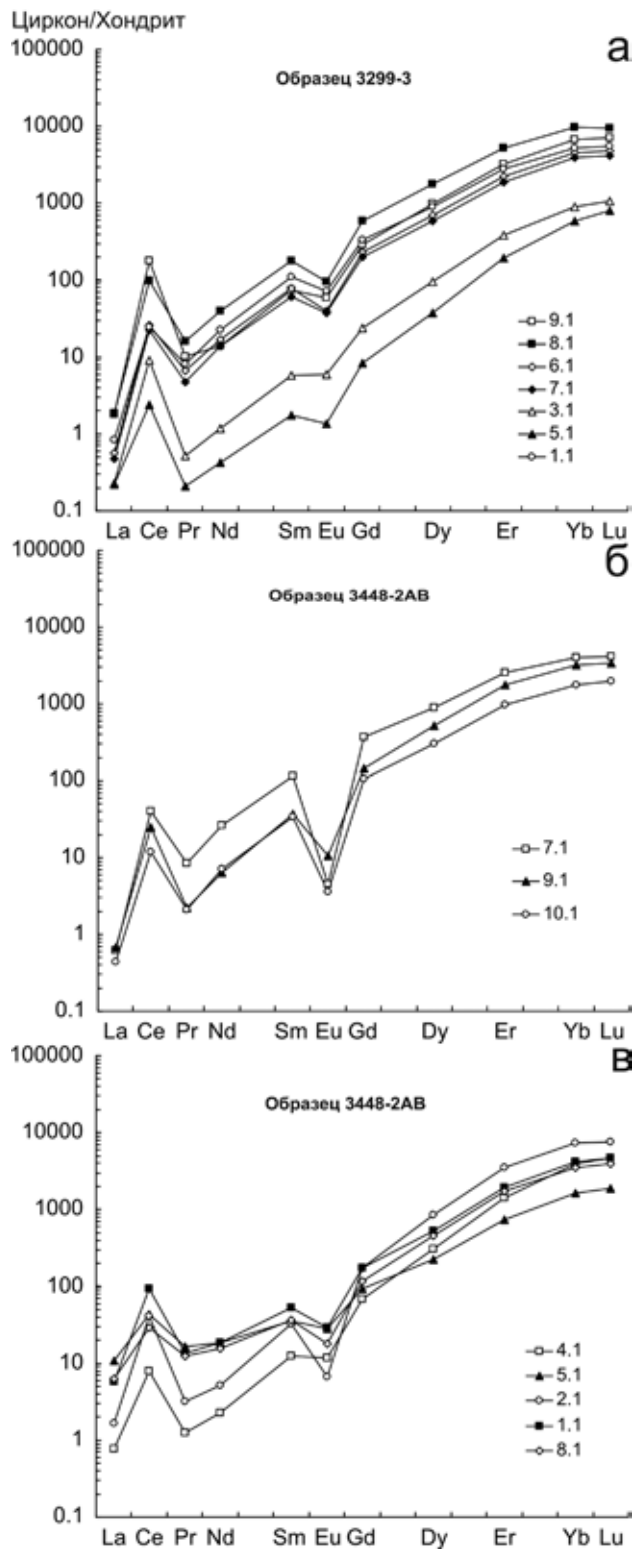


Рис. 9. Спектры распределения REE в цирконе из дайки метабазитов Северо-Восточной Земли (а) и из тела дифференцированных ультрабазитов п-ова Бискайер (б, в)

амфиболитовой фации, наложенной на рассматриваемую дайку базитов. К тому же сами цирконы не демонстрируют каких-либо следов наложенного метаморфизма – спектры распределения REE и значение Th/U отношения характерны для магматических цирконов, отсутствуют обрастания и каймы, типичные для метаморфических цирконов, в цирконах в целом понижено содержание Hf – сред-

**Результаты U-Pb локального анализа циркона
из метабазитов комплексов кристаллического фундамента Шпицбергена**

Точка анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	U, ppm	Th, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb*, ppm	Возраст ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U, млн лет	Возраст ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb, млн лет	D, %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±, %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±, %	Rho
Обр. 3299-3 – дайка метабазитов, о. Северо-Восточная Земля													
1.1	0,00	802	678	0,87	47,6	431 ± 4	459 ± 32	6	0,54	1,8	0,069	1,0	0,577
2.1	0,82	950	781	0,85	54,8	419 ± 4	427 ± 70	2	0,51	3,3	0,067	1,0	0,309
3.1	0,15	272	83,3	0,32	16,1	430 ± 5	428 ± 70	0	0,53	3,3	0,069	1,1	0,342
4.1	0,00	881	699	0,82	52,6	433 ± 4	422 ± 29	-3	0,53	1,6	0,069	1,0	0,622
5.1	0,00	233	6,87	0,03	13,7	426 ± 5	416 ± 54	-2	0,52	2,7	0,068	1,2	0,440
6.1	0,00	491	336	0,71	28,9	428 ± 5	415 ± 49	-3	0,52	2,5	0,069	1,1	0,445
7.1	0,00	808	650	0,83	48,8	439 ± 5	382 ± 32	-15	0,53	1,8	0,070	1,1	0,605
8.1	0,05	1985	1911	0,99	116	425 ± 4	401 ± 24	-6	0,51	1,5	0,068	1,0	0,699
9.1	0,02	3053	2479	0,84	179	427 ± 5	415 ± 19	-3	0,52	1,4	0,068	1,1	0,797
10.1	0,00	611	321	0,54	36,1	429 ± 6	421 ± 39	-2	0,52	2,2	0,069	1,4	0,628
Обр. 3448-2AB – тело дифференцированных ультрабазитов, п-ов Бискайер													
1.1	0,05	921	664	0,74	75,5	588 ± 8	562 ± 17	-4	0,78	1,6	0,095	1,4	0,872
2.1	0,07	1348	557	0,43	116	615 ± 8	604 ± 15	-2	0,83	1,5	0,100	1,3	0,884
3.1	0,05	917	65,0	0,07	117	893 ± 15	1344 ± 10	51	1,77	1,9	0,149	1,8	0,960
4.1	0,05	444	54,1	0,13	24,8	405 ± 7	411 ± 28	1	0,49	2,1	0,065	1,7	0,801
5.1	0,29	534	103	0,20	35,3	477 ± 6	468 ± 44	-2	0,60	2,4	0,077	1,4	0,569
6.1	0,08	409	35,6	0,09	19,9	354 ± 5	1055 ± 34	198	0,58	2,2	0,056	1,4	0,643
7.1	0,05	372	356	0,99	35,7	682 ± 9	703 ± 24	3	0,97	1,8	0,112	1,4	0,779
8.1	0,25	103	49,6	0,50	7,97	557 ± 8	509 ± 79	-9	0,72	3,9	0,090	1,6	0,399
9.1	0,09	162	67,7	0,43	33,0	1371 ± 18	1371 ± 22	0	2,86	1,9	0,237	1,5	0,795
10.1	0,00	136	77,8	0,59	12,9	676 ± 10	718 ± 35	6	0,97	2,2	0,111	1,5	0,672

Примечания. Номер аналитической точки соответствует номеру зерна и кратера в пределах этого зерна. Ошибки для интервала 1σ; Pb_c и Pb* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец. Ошибка калибровки стандарта для первой и второй пробы – 0,41 и 0,56 % (1σ). Изотопные отношения скорректированы по измеренному ²⁰⁴Pb. D, % – дискордантность: $D = 100 \cdot \{[\text{Возраст}(\sup{207}\text{Pb}/\sup{206}\text{Pb})] / [\text{Возраст}(\sup{206}\text{Pb}/\sup{238}\text{U})] - 1\}$.

нее значение 6450 ppm по шести точкам (табл. 2), обычно повышающееся до 9000–10 000 ppm при метаморфизме. Крайне низкое содержание Li, не превышающее первых ppm, косвенно указывает на мантийный характер расплава базитов. Таким образом, возраст кристаллизации циркона из дайки метабазитов на о. Северо-Восточная Земля около 430 млн лет можно принять как время ее внедрения во вмещающие породы.

Обр. 3448-2AB – тело дифференцированных ультрабазитов, п-ов Бискайер, район Рауд-фьорда. Из образца в основном были выделены округлые цирконы диаметром до 50–70 мкм (рис. 7, б) сложного строения – с ядрами с признаками ростовой осцилляционной зональности разных тонов окраски в КЛ и тонкими темными в КЛ каймами, варьирующими по мощности от первых до 10–15 мкм. Цирконы, достигающие в длину 100 мкм, также состоящие из ядер и кайм, присутствуют в резко подчиненном количестве (например, зерна циркона 1 и 5 на рис. 7, б). К сожалению, малый размер кайм циркона не позволил продатировать их «чистую культуру» – в пятно анализа обязательно попадало, помимо вещества каймы, в той или иной степени вещество центральной части циркона. Продатированные цирконы демонстрируют значительный разброс индивидуальных значений ²⁰⁶Pb/²³⁸U воз-

раста от 354 до 1371 млн лет (табл. 1), при этом большая часть значений соответствует позднерифейско-вендскому возрасту. На диаграмму Аренса-Везерилла (рис. 8, б) вынесены конкордантные точки циркона этого возрастного диапазона, а также более молодые цирконы палеозойского возраста (4.1 и 5.1, табл. 1). Два циркона, проанализированные в центральной части с магматической осцилляционной зональностью (10.1 и 7.1, рис. 8, б), дают совпадающие значения ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраста около 680 млн лет. Можно предположить, что это магматический возраст метаультрабазитов. Именно эти зерна циркона демонстрируют типичные магматические спектры распределения REE с дифференциацией от легких к тяжелым REE, четко выраженными Ce- и Eu-аномалиями (рис. 9, б), в них установлено пониженное содержание Hf (5900 и 6500 ppm, табл. 2), а также P, указывающее на основной состав материнского расплава. Близкое по составу, но отличающееся более древним возрастом около 1370 млн лет зерно циркона 9.1 (рис. 8, б) скорее всего захвачено из пород фундамента при внедрении дифференцированных базит-ультрабазитов.

Другие три зерна (1.1, 2.1 и 8.1) образуют растянутый вдоль конкордии кластер со значениями ²⁰⁶Pb/²³⁸U возраста в интервале 580–680 млн лет (рис. 8, б). В точках 2.1 и 8.1 проанализирована

**Содержание редкоземельных и редких элементов (ppm) в цирконе
из метабазитов комплексов кристаллического фундамента Шпицбергена**

Компонент	Обр. 3299-3 – дайка метабазитов, о. Северо-Восточная Земля							Обр. 3448-2AB – тело дифференцированных ультрабазитов, п-ов Бискайер							
	9.1	8.1	6.1	7.1	3.1	5.1	1.1	4.1	5.1	7.1	8.1	9.1	10.1	2.1	1.1
La	0,43	0,44	0,13	0,11	0,05	0,05	0,20	0,18	2,54	0,14	1,50	0,16	0,10	0,39	1,39
Ce	108	60,9	16,1	13,8	5,64	1,47	15,2	4,86	26,3	24,6	17,7	15,3	7,18	25,3	56,6
Pr	0,95	1,50	0,61	0,44	0,05	0,02	0,75	0,12	1,54	0,79	1,14	0,20	0,19	0,30	1,24
Nd	6,30	18,0	7,77	6,31	0,54	0,19	10,4	1,03	8,40	12,0	7,07	2,94	3,21	2,35	8,53
Sm	10,9	26,2	11,5	9,04	0,86	0,26	16,1	1,86	5,28	16,8	5,35	5,47	5,07	4,83	7,75
Eu	3,31	5,36	2,25	2,14	0,34	0,08	4,01	0,67	1,58	0,25	1,02	0,60	0,20	0,37	1,65
Gd	57,7	118	45,5	39,5	4,79	1,65	66,1	13,7	18,3	72,9	23,6	28,5	21,0	34,5	34,2
Dy	238	436	172	146	23,4	9,34	225	75,9	55,3	219	111	129	74,7	208	131
Er	516	828	352	299	61,5	31,2	454	225	119	404	277	283	155	557	315
Yb	1099	1567	724	634	145	94,0	849	636	267	650	559	517	284	1185	676
Lu	177	233	117	104	26,3	20,0	136	114	46,3	103	96,5	82,7	48,3	184	116
Li	2,40	0,67	0,19	0,23	1,15	1,31	0,22	0,45	0,58	1,00	0,24	1,91	0,73	0,98	0,34
P	298	497	243	240	63,9	69,6	292	269	171	170	261	325	108	367	301
Ca	4,42	2,67	2,18	1,43	3,40	1,52	2,07	8,27	47,2	6,03	33,4	59,4	34,9	37,4	300
Ti	10,9	7,22	6,62	8,53	6,47	2,15	10,4	9,66	10,3	19,3	8,68	17,7	29,0	10,4	20,1
Sr	0,93	1,29	0,76	0,71	0,37	0,30	0,91	1,13	0,87	0,60	1,41	2,01	0,62	1,39	1,66
Y	3244	5345	2119	1918	352	163	2706	1296	794	2421	1535	1602	900	2933	1780
Nb	75,8	67,2	47,8	33,4	33,7	26,1	27,9	13,7	8,76	11,9	12,8	7,33	6,83	104	53,4
Ba	2,13	1,77	1,23	1,27	1,49	1,15	0,99	1,44	2,50	3,48	0,78	6,05	2,12	1,75	2,48
Hf	8783	6935	6195	6258	6423	6988	5898	8256	9733	6566	8430	7480	5898	10 641	8757
Th	2807	2360	332	396	93,3	16,4	605	48,9	191	343	85,2	83,3	88,2	676	470
U	4288	3009	649	707	335	319	966	609	905	537	295	267	209	2353	933
Th/U	0,65	0,78	0,51	0,56	0,28	0,05	0,63	0,08	0,21	0,64	0,29	0,31	0,42	0,29	0,50
Eu/Eu*	0,40	0,29	0,30	0,35	0,51	0,36	0,37	0,40	0,49	0,02	0,28	0,15	0,06	0,09	0,31
Ce/Ce*	41,0	18,1	13,7	15,1	27,1	11,0	9,47	8,06	3,23	17,6	3,27	20,6	12,2	18,1	10,4
ΣREE	2219	3294	1449	1254	269	158	1777	1072	551	1504	1102	1064	599	2203	1349
ΣLREE	116	80,8	24,7	20,7	6,29	1,73	26,6	6,19	38,8	37,6	27,4	18,6	10,7	28,4	67,8
ΣHREE	2088	3181	1411	1222	261	156	1730	1064	506	1449	1068	1040	583	2169	1272
Lu _N /La _N	3943	5095	8449	8958	4749	3633	6518	5955	176	6863	621	5039	4436	4552	806
Lu _N /Gd _N	24,8	15,9	20,8	21,2	44,4	98,0	16,7	67,0	20,4	11,4	33,1	23,5	18,6	43,0	27,4
Sm _N /La _N	40,4	95,2	137	130	25,8	7,79	128	16,3	3,34	187	5,72	55,4	77,3	19,9	8,96
T(Ti), °C	750	715	708	729	706	623	746	740	746	804	731	796	847	747	809

кайма с захватом центральной части зерна, в удлиненном зерне циркона проанализирована только центральная часть 1.1 (рис. 7, а). Распределение REE в этих зернах характеризуется выполаживанием Ce- и Eu-аномалий (рис. 9, в), кроме того, повышено содержание Hf и P (табл. 2). Скорее всего обрастание этих зерен циркона каймами вызвано метаморфическим событием, фиксируемым появлением метаморфических парагенезисов. Конкретизировать время проявления метаморфизма в пределах 580–680 млн лет сложно в связи с непредставительностью метаморфических кайм циркона и неполной перекристаллизацией магматических ядер (как в случае с точкой 1.1).

Цирконы палеозойского возраста, проанализированные в краевой зоне (точки 4.1 и 5.1, табл. 1), имеют схожие геохимические характеристики в части распределения REE, а также повышенное

содержание Hf и минимальное значение Th/U отношения (табл. 2), что указывает на проявление более молодого метаморфизма. Оценка температуры как этого метаморфизма, так и предшествующего, по «Ti в цирконе» термометру с учетом содержания Ca в цирконе дает близкие результаты – 730–750 °C, не исключающие условий гранулитовой фазии.

Таким образом, совместное исследование U-Pb возраста и геохимии циркона из метабазитов комплексов кристаллического фундамента Шпицбергена позволило установить силурийский (около 430 млн лет) возраст внедрения дайки метабазитов на о. Северо-Восточная Земля и отсутствие воздействия наложенного метаморфизма на изотопно-геохимические характеристики циркона. По циркону из тела дифференцированных ультрабазитов на п-ове Бискайер (район Рауд-фьорда) рекон-

струированы позднерифейский (680–700 млн лет) магматический возраст пород и сложная история их метаморфических преобразований в вендское и палеозойское время при высоких степенях метаморфизма, вплоть до гранулитовой фации.

Обсуждение результатов и выводы. Результаты представленных исследований цирконов из метальтрабазитов п-ова Бискайер подтвердили с достаточной надёжностью первичный позднерифейский – вендский возраст этих магматических образований (около 680–700 млн лет) и их последующий метаморфизм (возможно, неоднократный) в более позднее время. Полученные материалы хорошо коррелируются с другими геологическими и петрологическими данными, что позволяет говорить о байкальском этапе развития коры этого района как о времени магматической и тектонической активизации. Последующая метаморфогенная переработка этих пород связана в основном со среднепалеозойскими событиями, но при этом надо отметить заметное расхождение в оценке условий этих тектоно-термальных процессов. Новообразованные минеральные парагенезисы ультрабазитов позволяют рассматривать эти условия как не превышающие низкотемпературной субфации амфиболитовой фации, что не совпадает с оценкой температур по «Ti-в цирконе» термометру. Эти наложенные парагенезисы развиты локально, встречаются чаще всего в породах основного и ультраосновного состава, некоторые также датируются как байкальские [21 и др.]. Вероятно, что этот локальный метаморфизм связан с формированием блоковой структуры п-ова Бискайер, пространственно расположенного в западном борту девонского грабена, в непосредственной близости к формирующему грабену глубинного разлома. Именно этим можно объяснить почти полное отсутствие среднепалеозойских (каледонских) датировок в коровых и мантийных ксенолитах из четвертичных базальтов СЗШ [14].

Восточные районы Северо-Восточной Земли до сих пор мало изучены в геологическом отношении, поэтому новые проявления дайкового магматизма и его природы, возраста и более поздних преобразований имеют большое значение для реконструкции полной картины становления коры этого района архипелага. Описанная нами дайка метабазитов имеет возраст внедрения около 430 млн лет; в то же время неизвестным остаётся возраст метаморфизма этих габброидов. Наложенные минеральные парагенезисы в этих породах отвечают условиям низкотемпературной субфации амфиболитовой фации, что заметно ниже условий метаморфизма вмещающих мигматитов. Одновременно здесь же, на равнине Дамфлюа, известны другие магматические проявления – субщелочные гранитоиды и лампрофиры (керсантиты, минетты) массива Хёгколлен, которые не подвержены процессам метаморфизма и имеют возраст внедрения около 411–412 млн лет [7 и др.]. Учитывая масштабы этого массива (более 100 км²) и его форму (гарполит), можно предполагать значительное термальное воздействие внедрившихся гранитоидов на окружающие мигматиты и локализованные среди них дайки молодых базитов. Поэтому процесс метаморфического преобразования среднепалеозойских основных даек надо рассматривать

как локальные, связанные с термальным метаморфизмом в экзоконтактах каледонских гранитоидов, что уже отмечалось на Шпицбергене, в частности на п-ове Нью Фрисланд [4 и др.].

Данные предшествующих геологических и изотопно-геохронологических исследований дают возможность составить картину последовательности событий в истории формирования складчатого основания арх. Шпицберген от раннего докембрия до среднего палеозоя включительно. Самые древние датировки, полученные по породам Нью Фрисланда, соответствуют интервалам с максимумами 2700–2600 и 1770–1730 млн лет, указывая на возможный возраст архейского протолита и возраст карельских анатектических гранитоидов [5, 13, 16].

Для древних комплексов СВЗ, формирующих здесь основание архипелага, чётко фиксируется среднерифейский максимум датировок; в меньшей степени проявлены среднепалеозойский (каледонский) и раннепротерозойский (карельский) максимумы. Для некоторых комплексов зафиксированы редкие вендские (байкальские) и позднеархейские датировки [5, 12, 17]. Нашими работами были выявлены дайки метадiorитов, прорывающих мигматиты с возрастными внедрения 940 ± 15 и метаморфизма 412 ± 13 млн лет. В этом же районе присутствуют крупные тела субщелочных гранитоидов и комагматичных им лампрофиров с возрастом 411 ± 7 млн лет [7].

Изотопные датировки по древним породам СЗШ [10, 15, 21] фиксируют три разноамплитудных максимума: среднерифейский (главный), раннепротерозойский и среднепалеозойский. С меньшей интенсивностью, но также чётко проявлены вендские (байкальские) события. Целый ряд датировок относится к архейскому интервалу.

Весьма представительная выборка датировок имеется по мантийным и коровым ксенолитам [14] из четвертичных вулканов Центрального Шпицбергена (более 900 датировок). Из них только три имеют среднепалеозойский возраст (450–415 млн лет). Максимум датировок приходится на среднерифейский интервал; чуть меньшей интенсивностью характеризуются раннепротерозойский и вендский интервалы. Также всегда присутствуют немногочисленные архейские датировки.

На этом основании отмечаем, что среднерифейское (грэнвильское) событие с одинаковой интенсивностью проявлено во всех блоках складчатого основания архипелага. Следовательно, среднерифейский этап является временем завершения становления древнего фундамента Шпицбергена. Имеется достаточно доказательств присутствия пород раннепротерозойского возраста в разных районах архипелага. Отсюда можно сделать вывод об изначально карельском возрасте фундамента и его основательной перестройке в среднерифейское (грэнвильское) время.

Вендские (байкальские) события хорошо проявлены на СЗШ и в других районах, что даёт право на выделение этого периода в истории архипелага как этапа тектоно-магматической и, возможно, метаморфической активизации. Термальные события среднепалеозойского возраста со всей очевидностью связаны в основном с магматическими эпизодами; их метаморфогенное воздействие на комплексы складчатого основания было локальным и не носило регионального характера.

Авторы благодарят А. Н. Ларионова, Н. В. Родионова (ЦИИ ВСЕГЕИ), С. Г. Симакина, Е. В. Потапова (ЯФ ФТИАН) за помощь в получении экспериментальных данных. Исследования проведены при частичной финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках проектной части государственного задания в сфере научной деятельности № 5.2115.2014/К на 2014–2016 гг.

1. *Абакумов С.А.* Основные черты геологии и метаморфизма Северо-Запада Шпицбергена // Геология Свальбарда. – Л.: НИИГА, 1976. – С. 22–31.

2. *Абакумов С.А.* Гипербазиты и габбро хребта Ботне (о. Западный Шпицберген) // Геология Шпицбергена. – Л.: Севморгеология, 1983. – С. 63–73.

3. *Бородин Л.С.* Петрохимия магматических серий. – М.: Наука, 1987. – 262 с.

4. *Красильщиков А.А.* Стратиграфия и палеотектоника докембрия – раннего палеозоя Шпицбергена. – Л.: Недра, 1973. – 120 с.

5. *Ларионов А.Н.* Геохронология складчатого основания восточного террейна архипелага Шпицберген: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минер. наук. – Апатиты, 1999. – 22 с.

6. *Перчук Л.Л., Геры Т.В.* Всплывание гранулитовых комплексов: I. Геолого-петрологический тест // Экспериментальное и теоретическое моделирование процессов минералообразования. – М.: Наука, 2004. – С. 137–157.

7. *Сироткин А.Н.* Возраст, состав и структурная характеристика метаморфического комплекса Дуве-фьорд (о. Северо-Восточная Земля, арх. Шпицберген) // Регион. геология и металлогения. 2012. № 51. – С. 32–41.

8. *Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г.* Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. – С. 980–997.

9. *Хаин В.Е., Филатова Н.И.* От Гипербореи к Арктиде: к проблеме докембрийского кратона Центральной Арктики // Доклады РАН. 2009. Т. 428. № 2. – С. 220–224.

10. *Balashov Ju.A., Peucat J.J., Tebenkov A.M et al.* Additional Rb-Sr and single-grain zircon datings of Caledonian granitoid rocks from Albert I Land, northwest Spitsbergen // Polar Res. 1996. Vol. 15. – P. 153–165.

11. *Gee D.G., Hjelle A.* On the crystalline rock of northwest Spitsbergen // Norsk Polarinst. Arbok 1964. Oslo, 1966. – P. 31–45.

12. *Gee D.G., Johansson A., Ohta Y. et al.* Grenvillian basement and major unconformity within the Caledonides of Nordaustlandet, Svalbard // Precamb. Res. 1995. Vol. 70. – P. 215–234.

13. *Gee D.G., Schouenborg B., Peucat J.-J., Abakumov S.A. et al.* New evidence of basement in the Svalbard Caledonides: Early Proterozoic zircon ages from Ny Friesland granites // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1992. Vol. 72. – P. 181–190.

14. *Griffin W.L., Nikolic N., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.* Coupling, decoupling and metasomatism: Evolution of crust-mantle relationships beneath NW Spitsbergen // Lithos. 2012. Vol. 149. – P. 115–135.

15. *Hellmann F.J., Gee D.G., Gjelsvik T., Tebenkov A.M.* Provenance and tectonic implications of Palaeoproterozoic (c. 1740 Ma) quartz porphyry clasts in the basal Old Red Sandstone (Lilljeborgfjellet Conglomerate Formation) of northwestern Svalbard's Caledonides // Geol. Mag. 1998. Vol. 135. – P. 755–768.

16. *Hellmann F.J., Gee D.G., Witt-Nilsson P.* Late Archaean basement in the Bangehuken Complex of the Nordbreen Nappe, western Ny Friesland, Svalbard // Polar Res. 2001. Vol. 20. – P. 49–59.

17. *Johansson A., Larionov A.N., Gee D.G. et al.* Grenvillian and Caledonian tectono-magmatic activity in northeasternmost Svalbard // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V. Pease (eds.). Geol. Soc. London, Memoirs 30. 2004. – P. 207–232.

18. *Lauritzen O., Ohta Y.* Geological map of Svalbard, 1 : 500,000. Sheet 4G, Nordaustlandet. Oslo, NorskPolarinst., Skr. N154D, 1984.

19. *Lindsley D.H.* Pyroxene thermometry // Amer. Mineralogist. 1983. Vol. 68. – P. 477–493.

20. *McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. Vol. 120. – P. 223–253.

21. *Ohta Y., Larionov A.N., Tebenkov A.M.* Single-grain zircon dating of the metamorphic and granitic rocks from the Biscayarhalvoya – Høltedahlfonna zone, northwest Spitsbergen // Polar Res. 2003. Vol. 22. – P. 247–265.

22. *Sandford K.S.* The stratigraphy and structure of the Hecla Hoek Formation and its relationship to a subjacent metamorphic complex in North-East Land (Spitsbergen) // Quart. j. of the Geol. Soc. of London. 1956. Vol. 112. – P. 339–362.

23. *Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. to Mineralogy and Petrology. 2006. Vol. 151. – P. 413–433.

24. *Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Rev. in Econom. Geol. 1998. N 7. – P. 1–35.

25. *Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineralogist. 2010. Vol. 95. – P. 185–187.

1. *Abakumov S.A.* The main features of geology and metamorphism of the North-West of Spitsbergen // Geology of Svalbard. Leningrad: NIIGA, 1976. P. 22–31. (In Russian).

2. *Abakumov S.A.* Ultrabasic rocks and gabbro of the Botnehaugen (Spitsbergen) // Geology of Spitsbergen. Leningrad: Sevmoregeologiya, 1983. P. 63–73. (In Russian).

3. *Borodin L.S.* Petrochemistry of magmatic series. Moscow: Nauka, 1987. 262 p. (In Russian).

4. *Krasilschikov A.A.* Stratigraphy and paleotectonics of the Precambrian–Early Paleozoic of Spitsbergen. Leningrad: Nedra, 1973. 120 p. (In Russian).

5. *Larionov A.N.* Geochronology of the folded basement of the eastern terrane of Spitsbergen. PhD thesis. Apatity, 1999. 22 p. (In Russian).

6. *Perchuk L.L., Gerya T.V.* Floating granulite complexes: I. Geological and petrological test // Experimental and theoretical modeling of mineral formation. Moscow: Nauka, 2004. P. 137–157. (In Russian).

7. *Sirotkin A.N.* The age, composition and structure of metamorphic Duvelfjorden complex (Nordaustlandet, Spitsbergen archipelago) // Regional Geology and Metallogeny. 2012. N 51. P. 32–41. (In Russian).

8. *Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G.* Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies // Geochemistry. 2008. N 46. P. 980–997. (In Russian).

9. *Khain V.E., Filatova N.I.* From Hyperborea to Arctida: The problem of the Precambrian Central Arctic Craton // Doklady RAS. 2009. Vol. 428. N 2. P. 220–224. (In Russian).

10. *Balashov Ju.A., Peucat J.J., Tebenkov A.M., Ohta Y., Larionov A.N., Sirotkin A.N.* Additional Rb-Sr and single-grain zircon datings of Caledonian granitoid rocks from Albert I Land, northwest Spitsbergen // Polar Research. 1996. Vol. 15. P. 153–165.

11. *Gee D.G., Hjelle A.* On the crystalline rock of northwest Spitsbergen // Norsk Polarinst. Arbok 1964, Oslo. 1966. P. 31–45.

12. *Gee D.G., Johansson A., Ohta Y., Tebenkov A.M., Krasilschikov A.A., Balashov Yu.A., Larionov A.N., Gannibal L.F., Ryungenen G.I.* Grenvillian basement and major unconformity within the Caledonides of Nordaustlandet, Svalbard // Precambrian Research. 1995. Vol. 70. P. 215–234.

13. *Gee D.G., Schouenborg B., Peucat J.-J., Abakumov S.A., Krasilschikov A.A., Tebenkov A.* New evidence of basement in the Svalbard Caledonides: Early Proterozoic zircon ages from Ny Friesland granites // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1992. Vol. 72. P. 181–190.

14. *Griffin W.L., Nikolic N., O'Reilly S.Y., Pearson N.J.* Coupling, decoupling and metasomatism: Evolution of crust-

mantle relationships beneath NW Spitsbergen // *Lithos*. 2012. Vol. 149. P. 115–135.

15. *Hellmann F.J., Gee D.G., Gjelsvik T., Tebenkov A.M.* Provenance and tectonic implications of Palaeoproterozoic (c. 1740 Ma) quartz porphyry clasts in the basal Old Red Sandstone (Lilljeborgfjellet Conglomerate Formation) of northwestern Svalbard's Caledonides // *Geological Magazine*. 1998. Vol. 135. P. 755–768.

16. *Hellmann F.J., Gee D.G., Witt-Nilsson P.* Late Archaean basement in the Bängenhuken Complex of the Nordbreen Nappe, western Ny Friesland, Swalbard // *Polar Research*. 2001. Vol. 20. P. 49–59.

17. *Johansson A., Larionov A.N., Gee D.G., Ohta Y., Tebenkov A.M., Sandelin S.* Grenvillian and Caledonian tectonomagmatic activity in northeasternmost Svalbard // *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. Gee D.G., Pease V. (eds.). Geological Society, London, Memoirs 30. 2004. P. 207–232.

18. *Lauritzen O., Ohta Y.* Geological map of Svalbard, 1:500,000. Sheet 4G, Nordaustlandet. Oslo, NorskPolarinst., Skr. N154D, 1984.

19. *Lindsley D.H.* Pyroxene thermometry // *American Mineralogist*. 1983. Vol. 68. P. 477–493.

20. *McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

21. *Ohta Y., Larionov A.N., Tebenkov A.M.* Single-grain zircon dating of the metamorphic and granitic rocks from the Biscayarhalvoya – Holtedahlfonna zone, north-west Spitsbergen // *Polar Research*. 2003. Vol. 22. P. 247–265.

22. *Sandford K.S.* The stratigraphy and structure of the Hecla Hoek Formation and its relationship to a subjacent metamorphic complex in North-East Land (Spitsbergen) // *Quarterly journal of the Geological Society of London*. 1956. Vol. 112. P. 339–362.

23. *Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. Vol. 151. P. 413–433.

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

25. *Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // *Rev. in Economic Geology*. 1998. N 7. P. 1–35.

Сироткин Александр Николаевич – доктор геол.-минер. наук, гл. геолог, Шпицбергенская геолого-поисковая партия ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция». Ул. Победы, д. 24, С.-Петербург – Ломоносов, 198412, Россия. <pechenga-67@yandex.ru>

Скублов Сергей Геннадьевич – доктор геол.-минер. наук, ученый секретарь, ИГГД РАН. Наб. Макарова, д. 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия; профессор, Национальный минерально-сырьевой университет «Горный». 21-я линия, д. 2, Васильевский остров, Санкт-Петербург, 199106, Россия <skublov@yandex.ru>

Sirotkin Alexander Nikolaevich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Geologist of the Svalbard geological prospecting division of State Enterprise "Polar Marine Geosurvey Expedition". 24, Pobedy str., St. Petersburg – Lomonosov, 198412, Russia. <pechenga-67@yandex.ru>

Skublov Sergey Gennadievich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Academic Secretary, Institute of Precambrian Geology and Geochronology Russian Academy of Sciences. 2, emb. Makarova, St. Petersburg, 199034, Russia; Professor, National Mineral Resources University of Mines (University of Mines). 2, 21st Line, St. Petersburg, 199106, Russia. <skublov@yandex.ru>