

Э. К. ИБРАГИМОВА, А. В. РАДЬКОВ, А. В. МОЛЧАНОВ, Н. В. ШАТОВА,
В. В. ШАТОВ, Е. Н. ЛЕПЕХИНА, А. В. АНТОНОВ (ВСЕГЕИ),
Е. В. ТОЛМАЧЕВА (ИГГД РАН), О. Л. СОЛОВЬЕВ,
А. В. ТЕРЕХОВ, Е. И. ХОРОХОРИНА (ВСЕГЕИ)

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (SHRIMP II) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ДУНИТОВ МАССИВА ИНАГЛИ (АЛДАНСКИЙ ШИТ) И ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Представлены результаты изучения состава и возраста (U-Pb датирование по цирконам, SHRIMP II) дунитового ядра массива Инагли и сиенитов его обрамления. Проведен анализ петрографо-геохимических характеристик пород, морфологии выделенных цирконов, их изотопно-геохимических особенностей, минеральных и флюидных включений. Установлено, что как докембрийские датировки (2624 ± 37 , 2068 ± 14 и 1955 ± 27 млн лет), так и мезозойские (134 ± 2 и 122 ± 2 млн лет) не отражают времени кристаллизации дунитов. Возраст сиенитов и монзонитов обрамления 130 ± 1 и 133 ± 1 млн лет. Массив Инагли имел длительную историю формирования, первичные дуниты генетически не связаны с обрамляющими их мезозойскими породами и сопряжены с ними только пространственно. Возраст дунитового ядра массива от KR_2 до K_1 .

Ключевые слова: *концентрически-зональные массивы, дуниты, U-Pb возраст, геохимия.*

The paper presents data on composition and U-Pb zircon age determinations (SHRIMP II) for dunite core massif Inagli and syenite its framing. Petrographic and geochemical characteristics of the rocks, the morphology of selected zircons, their isotope geochemistry, mineral and fluid inclusions were studied. Obtained intervals ages for zircons from dunite as Precambrian (2624 ± 37 , 2068 ± 14 and 1955 ± 27 Ma) and Mesozoic (134 ± 2 and 122 ± 2 Ma) do not represent the crystallization time of dunite. The age of syenite and monzonite framing massif Inagli was determined as 130 ± 1 and 133 ± 1 Ma, respectively. The results, as well as literature data suggest that massif Inagli had a long evolution. Primary dunite are not genetically connected with the framing of Mesozoic rocks and just associate with them spatially. The age of dunite core is determined in a wide range from KR_2 to K_1 .

Keywords: *concentrically-zoned massifs, dunite, U-Pb age, geochemistry.*

Введение. Концентрически-зональные массивы преимущественно ультраосновного состава известны как на платформах (Кондер, Чад, Гулинский и др.), так и в складчатых областях (зональные массивы Урала, Корякского нагорья, Аляски и др.). Подобное строение массивов обычно обусловлено последовательной сменой дунитов клинопироксенитами и габброидами от центра к периферии. В широком спектре полезных ископаемых, генетически связанных с данными массивами, особый интерес представляют промышленные месторождения россыпной платины.

Концентрически-зональные массивы изучаются давно, однако вопросы возраста и генезиса их ядерных частей, сложенных ультраосновными породами, остаются предметом острых дискуссий. Одни исследователи [18, 23 и др.], настаивая на магматогенном происхождении ультраосновных пород, относят дуниты и обрамляющие их породы к единому магматическому циклу формирования зональных интрузий. Другие [3, 13, 16, 26] считают данные массивы полиформационными и полихронными и рассматривают дуниты как древние ядра (реститы), попавшие в верхние горизонты коры в результате твердопластичного течения, или как самостоятельные магматические тела, оторванные во времени от последующих интрузивных фаз.

В работе приведены петрографо-геохимическая характеристика пород массива Инагли и его обрамления, а также результаты датирования цирконов трех проб из дунитового ядра массива и двух проб из сиенитов и монзонитов обрамления U-Pb методом на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP II.

Геологическое строение массива Инагли. Массив Инагли относится к платформенным интрузиям центрального типа с дунитовым ядром и расположен в северной части Нимнырского блока Алданского щита в узле пересечения Юхтинской и Инаглинской региональных долгоживущих систем глубинных разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Массив имеет округлую форму диаметром около 5 км, внутренняя часть которого (более 70% площади) образует дунитовое ядро (рис. 1). Массив разбит серией радиальных и кольцевых разломов. Дуниты представлены мономинеральными породами (оливин до 99, хромшпинелид 0,5–3%). Вторичными минералами для серпентинизированных разностей являются серпентин и магнетит, для метасоматически измененных дунитов – флогопит, хромдиопсид, актинолит и карбонат. В дунитах также присутствуют сульфиды и минералы платиновой

группы [11]. Особенности структур дунитов определяются разнообразием форм и размеров зерен оливина и хромшпинелидов. В неоднородном строении дунитовых ядра [27] выделяются собственно дуниты и группа пород метасоматического происхождения, включающая «вторичные дуниты», оливиниты и зоны переходов от дунитов к щелочным породам габброидного состава.

Дунитовое ядро имеет маломощную прерывистую оторочку (1–50 м) слюдосодержащих клинопироксен-оливиновых пород, по составу соответствующих верлитам и клинопироксенитам [24]. Внутри дунитового ядра они также слагают дайкообразные тела длиной в десятки метров при мощности до 10 м [2].

Внешняя кольцевая зона различной мощности (от первых до 500 м) сложена щелочными породами габброидного состава, преимущественно шонкинитами. Их контакты с верлитами резкие интрузивные или с гибридизацией верлитов при обогащении последних калиевым полевым шпатом [24]. В телах щелочных габброидов присутствуют ксенолиты дунитов, окруженные оторочкой флогопит-диопсидовых пироксенитов с магнетитом. Апофизы щелочных габброидов рассекают дуниты в южной части массива [26].

Со всех сторон, за исключением северо-западной части, массив обрамляют пластовые интрузии сиенит-порфиров (от граносиенитов до монцититов) мезозойского возраста (J_3-K_1). Сиенит-порфиры интрузируют в венд-нижнекембрийские доломиты и образуют в них многочисленные силлы и лакколитоподобные тела, а на юго-восточном контакте с массивом залегают в виде крутопадающей кольцевой дайки. Контакты пород обрамления с шонкинитами нечеткие, контактная зона мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 м представлена чередованием пород шонкинитового и сиенитового состава. Непосредственного контакта дунитов и верлитов массива с сиенит-порфирами обрамления не обнаружено [11].

Вмещающие массив породы представлены метаморфическими породами федоровской серии ($AR_2?$), перекрытыми известняками и доломитами с линзовидными прослоями песчаников в основании юдомской серии ($V-E_1$).

Контакт щелочных габброидов с архейскими образованиями субвертикальный через зону мелкозернистых метаморфических пород, сцементированных магматическим материалом, по составу отвечающим шонкинитам. Карбонатные породы на контакте с шонкинитами подвергались мраморизации, а участками скарнированию [24]. Интрузия обрамления сиенит-порфиров имеет пологий контакт с архейскими метаморфическими породами, с зоной тектонитов мощностью до 20 см, а с венд-нижнекембрийскими породами отмечаются фенизация песчаников и скарнирование доломитов.

Жильная фация мезозойских «сиенитоидов» представлена пуласкитами и щелочными пегматитами, секущими как дуниты и верлиты, так и щелочные габброиды. Пуласкиты и пегматиты выполняют кольцевые и радиальные трещины преимущественно по периферии дунитового ядра [24]. Выделяются пегматиты диопсид-ортоклазовые, ортоклаз-рогообманковые и микроклин-альбит-амфиболовые с эгирином и нонтронитом [11].

Метасоматиты – полевшпат-хромдиопсид-слюдяные породы, развитые по дунитам на кон-

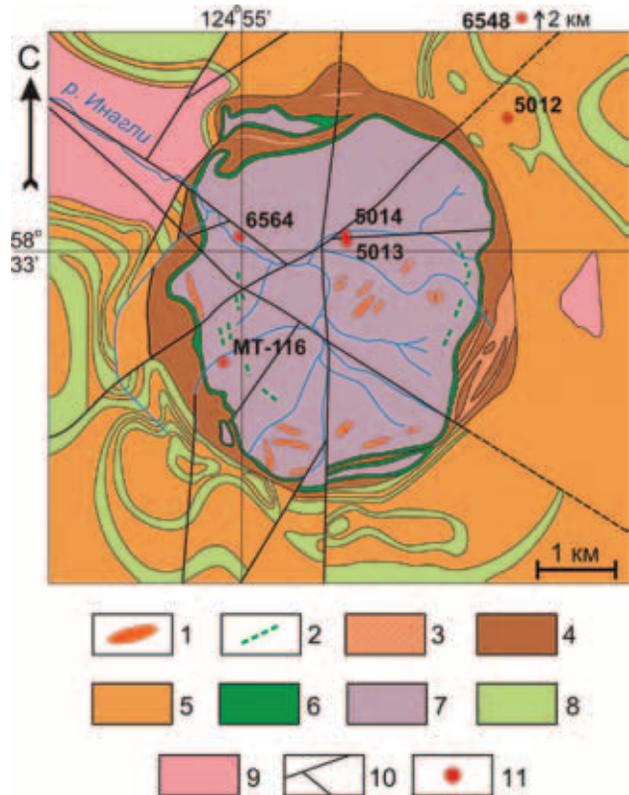


Рис. 1. Схематическая геологическая карта массива Инагли ([11] с изменениями)

1 – щелочные пегматиты (K_1); 2 – метасоматиты полевшпат-хромдиопсид-слюдяного состава (K_1); 3 – пуласкиты (K_1); 4 – шонкиниты (J_3-K_1); 5 – сиениты, монцититы и их порфировые разновидности (J_3-K_1); 6 – клинопироксениты и верлиты (J_3-K_1); 7 – дуниты ($KR_2-J_3?$); 8 – карбонатные породы юдомской серии ($V-E_1$); 9 – кристаллические сланцы и гнейсы федоровской серии ($AR_2?$); 10 – разломы; 11 – номера проб и места их отбора

такте с пегматитами, – образуют крупные самостоятельные жильные тела, достигающие 15–17 м в раздувах при протяженности до 50, редко 200 м. Метасоматические процессы наиболее полно проявлены в кольцевой зоне разломов, сложенной трещиноватыми и брекчированными дунитами и расположенной в дунитовом штоке на расстоянии 500–800 м от контакта с шонкинитами. К зоне приурочено уникальное месторождение вермикулита и хромдиопсида [11].

Проблема датирования дунитов массива Инагли. Возраст дунитов до сих пор остается спорным. По геологическим наблюдениям время внедрения ультрамафитов устанавливается в широком диапазоне – послепалеозойское, но допозднемиоценовое. Дунитовое ядро окружено кольцом щелочных и субщелочных пород, не позволяющих наблюдать его отношения с вмещающими толщами. Дуниты прорываются щелочными габброидами и сиенит-порфирами позднеюрского – раннемелового возраста [6, 11, 26]. Отмечаются ксенолиты дунитов среди щелочных габброидов внешней кольцевой зоны [26], что говорит о более древнем возрасте дунитов относительно щелочных габброидов и сиенит-порфиров.

Радиологические определения возраста дунитов неоднозначны. Состав пород, слагающих ядра

подобных концентрически-зональных массивов Алданского щита, не позволяет достаточно надежно устанавливать их возраст классическими изотопными методами. Все K-Ag и Rb-Sr датировки получены только по щелочным и щелочноземельным породам обрамления, щелочным пегматитам и метасоматитам, определяя время их формирования 105–158 млн лет [6, 11, 26]. Возраст платиновой минерализации, приуроченной к дунитам, по данным Re-Os метода, 355 [16] и 340 ± 14 млн лет [12], а по определению ^{190}Pt - ^4He методом 141 ± 7 млн лет [28]. По палеомагнитным характеристикам возраст дунитов по образцам из трех точек близок к возрасту шонкинитов – 105–140 млн лет [24].

Мезозойский возраст комплекса в легенде Алданской серии листов (СЛ-200/2) обоснован результатами палеомагнитных исследований [24], а также фактом формирования вокруг ядра массива Инагли купольной структуры, в которой деформирован венд-палеозойский платформенный чехол.

По поводу палеомагнитных данных А. Н. Угрюмова и Ю. В. Киселева [24] А. С. Каретников отмечает, что «в этой работе не проводился термомангнитный и компонентный анализ естественных остаточных намагниченностей, для которых вычислялись координаты палеомагнитных полюсов» [8]. По мнению А. М. Корчагина, сильная дислоцированность дунитов и наличие ксенолитов дунитов среди практически недислоцированных шонкинитов позднеюрского возраста заставляет считать возраст дунитов более ранним, предположительно среднеюрским.

«Задиране» вмещающих венд-нижнекембрийских карбонатных пород юдомской серии, образующих вокруг массива купольную структуру диаметром около 10 км с амплитудой около 300 м, отмечается во многих работах [1, 11, 26]. Образование подобной структуры можно объяснить и продвижением дунитового тела вверх по кольцевым разломам за счет тектонической и магматической деятельности во время мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита [11]. Тогда дуниты могут оказаться древнее вмещающих карбонатных пород.

Палеозойский возраст дунитов указывается на основании геологических данных [20] и Re-Os определений возраста платиновой минерализации [16].

Обоснования позднепротерозойского возраста [7, 21] тоже носят спорный характер [11]. Предположения основываются на аналогии строения массива Инагли с подобными массивами Кондер и Чад Алданского щита, залегающими в ядрах диапировых структур позднепротерозойского возраста, перекрытых горизонтально расположенными венд-нижнекембрийскими доломитами. Возраст массива Кондер 1000–950 млн лет [9] определен по палеомагнитным характеристикам.

Раннепротерозойский возраст дунитов массива Инагли предполагается по аналогии с дунитами массива Кондер. При составлении ГК-1000/3 (лист О-53 [5]) он принят на основании геологических данных, фиксирующих в том числе, что клинопироксениты массива Кондер прорываются телами субщелочных лейкогранитов с Rb-Sr возрастом 1580 млн лет. Следует учитывать, что данное определение возраста вызывает ряд существенных возражений [19] как в правомочности отождествления датироваемых проб с гранитами, где наблюдается

их активный контакт, так и в корректности выбора точек при построении изохроны [8].

Существует мнение и о позднеархейском – раннепротерозойском возрасте дунитов массива Инагли [26], определенном по следующим признакам: структурное положение дунитов (оно гипсометрически ниже верхнепротерозойских отложений), «сорванные» тектонические контакты с вмещающими породами, явные следы метасоматической переработки дунитов, фиксирующейся в изменении железистости оливинов, разная полярность дунитов в пределах одного тела и разная степень их намагниченности, сохранившиеся блоки докембрийских (архейских) пород в контакте с дунитами и др.

Как видим, ни одна точка зрения однозначно не подтверждается. Опираясь на данные, полученные по массиву Кондер, можно лишь косвенно.

Материалы и методы. Авторами исследованы породы дунитового ядра массива и его обрамления при составлении ГК-1000/3 листа О-51 (Алдан). Для изучения петрографо-геохимических характеристик пород отобрано около 70 проб и образцов, для геохронологических исследований – четыре пробы весом 4–6 кг из дунитового ядра массива и две пробы весом 2–3 кг из пород обрамления (рис. 1). Петрографо-минералогическое изучение пород проводилось в прозрачно-полированных шлифах в проходящем и отраженном свете. Химический состав минералов определялся с помощью сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500 (ВСЕГЕИ, оператор А. В. Антонов).

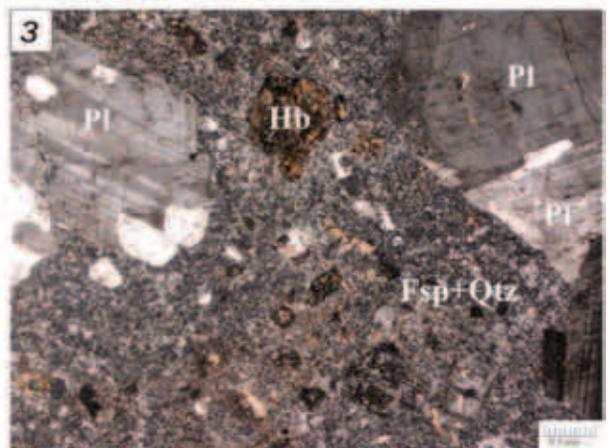
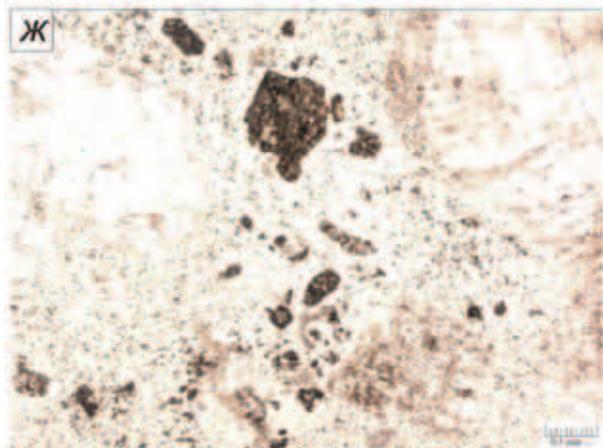
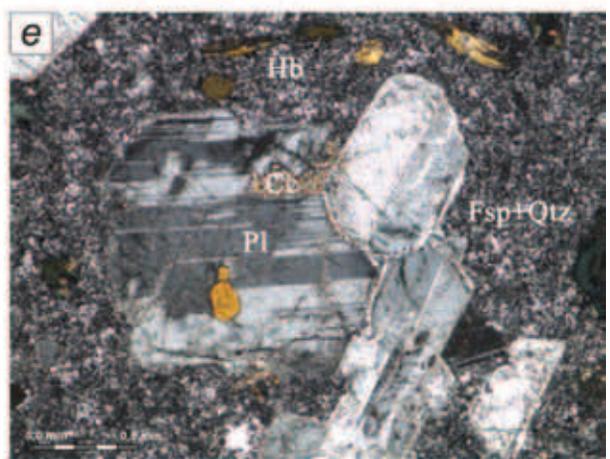
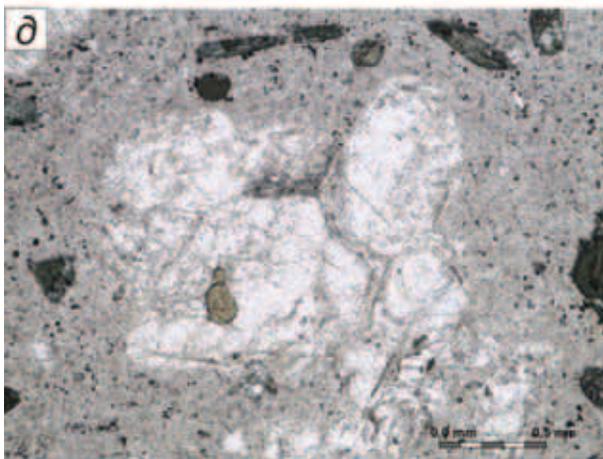
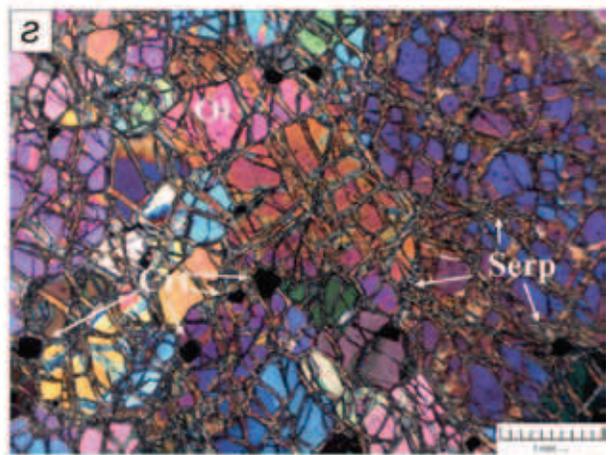
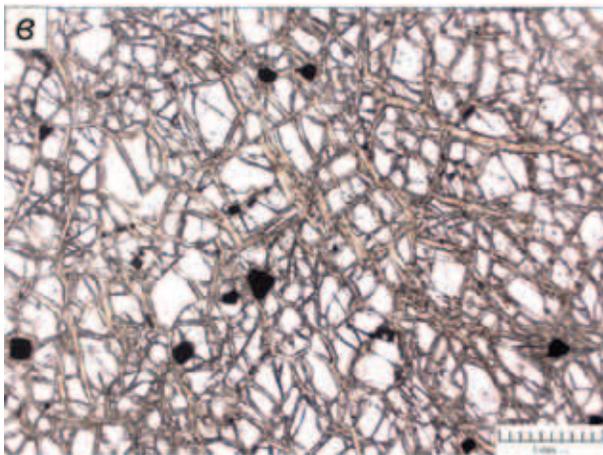
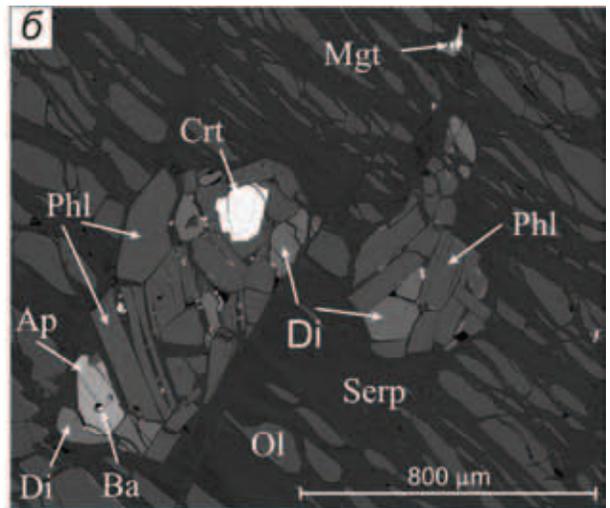
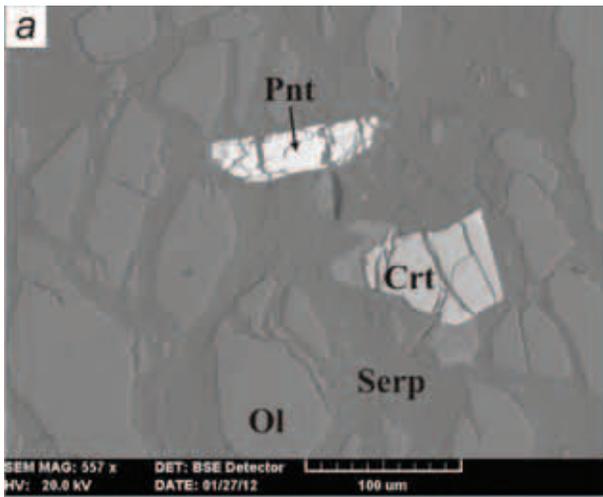
Аналитические работы и выделение цирконов для изотопных исследований с применением изодинамического магнитного сепаратора и тяжелых жидкостей производились в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ.

Возраст определялся на вторично-ионном масс-спектрометре (SIMS) SHRIMP II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ по классической методике [32] (операторы И. П. Падерин, Е. Н. Лепехина, А. Н. Ларионов). Погрешность измерений единичных анализов в пределах 1σ , для расчетных конкордантных возрастов и их пересечений с конкордией – 2σ . Графики построены с применением программы ISOPLOT/EX.

Петрографо-геохимическая характеристика пород. Дуниты массива сложены оливином (50–70%) и серпентином (30–50%). Рудные минералы представлены хромшпинелидами (до 2%), образующими идиоморфные и субидиоморфные зерна размером до 1 мм в серпентинизированной массе, реже отмечаются единичные (до 0,5 мм) зерна пентландита и магнетита, в том числе хромового магнетита (рис. 2, а, в, з). Серпентин выполняет мелкие петле-

Рис. 2. Дуниты массива Инагли (а–з) и породы его обрамления (д–з)

а – пентландит (Pnt) и хромшпинелид (Crt) в дуните (О1 – оливин, Serp – серпентин), пр. МТ-116; б – проявления метасоматических процессов в дуните: флогопит (Phl), диопсид (Di), апатит (Ap), барит (Ba), пр. МТ-116; в, з – дунит, пр. 5013; д, е – кварцевый монзонит-порфир, пр. 5012 (Pl – плагиоклаз, Ng – роговая обманка, Cc – карбонат, Fsp + Qtz – полевошпат-кварцевый агрегат); ж, з – сиенит-порфир, пр. 6548/1. Фото а, б – в обратно рассеянных электронах (BSE), з–з – в проходящем свете при параллельных (в, д, ж) и скрещенных (з, е, з) николях



видные трещины по оливину, развивается по краям зерен и в межзерновых пространствах, а также по трещинкам в зернах хромшпинелидов. Структура породы панидиоморфнозернистая, в наиболее измененных местах переходит в петельчатую, текстура массивная. Для геохронологических исследований отобраны четыре пробы дунитов (5013, 5014, МТ-116, 6564), при этом в пр. 6564 цирконы не обнаружены. В изученных пробах дуниты имеют сходные строение и состав. В пробах, отобранных в северной части массива (5013, 5014 и 6564), отмечается равномернозернистое строение дунитов (размеры зерен оливина до 0,6 см) и слабопроявленные метасоматические изменения – новообразования кальцита и диопсида в межзерновых пространствах оливина и по тончайшим прожилкам, секущим как зерна оливинов, так и серпентина (2–3%). Отобранная из юго-западной части массива пр. МТ-116 отличается неравномерно-зернистым строением породы (размеры зерен оливина 0,2–2 см) и более проявленными метасоматическими новообразованиями (5%) – появлением флогопита в ассоциации с диопсидом, апатитом и баритом; барит отмечен в виде мельчайших включений в апатите и диопсиде (рис. 2, б). Во всех четырех пробах оливин имеет близкие значения магнезиальности ($Mg\# = 94$), что согласуется с литературными данными и соответствует неизменным дунитам ($Mg\# = 89–98$ [11], 93–96 [26]).

Изученные дуниты имеют сходные содержания петрогенных окислов, характеризуются низкой щелочностью ($Na_2O + K_2O$ от 0,1 до 0,3%) при преобладании калия над натрием (K_2O/Na_2O от 1,1 до 5,2%), низкой глиноземистостью с содержанием SiO_2 36–39%. Петрохимические параметры сходны с результатами, полученными ранее [16], и типичны для платиноносных дунитов других зональных ультрамафитовых комплексов Алданского щита и Платиноносного пояса Урала (табл. 1). Отмечаются значительно более низкие концентрации в дунитах из зональных ультрамафитовых комплексов кремнезема, глинозема, известковистости и щелочей по сравнению с мантийными [14, 31] и ультраосновными породами [4], что может свидетельствовать об исключительно глубокой природе образования и становления данных магматитов [16].

В изученных дунитах суммарные содержания РЗЭ в породе 0,13–3,3 г/т (табл. 2, рис. 3). Редкоземельные спектры, нормированные к хондриту С1, слабо дифференцированы ($(La/Yb)_n = 0,5–9,6$), европиевая аномалия слабо выражена ($Eu/Eu^* = 0,6–1,8$, для пород пр. 6564 – 6), наблюдается обеднение средними элементами по сравнению с легкими и тяжелыми. Из четырех проб, отобранных для геохронологических исследований, по характеру распределения РЗЭ выделяется пр. МТ-116 с большей степенью дифференциации REE ($(La/Yb)_n = 9,6$) по сравнению с остальными пробами ($(La/Yb)_n = 0,5–5,2$) и более высоким суммарным содержанием REE (1,8 по сравнению с 0,13–1,15 г/т). Наблюдаемое обогащение легких РЗЭ по отношению к тяжелым связано с метасоматическими процессами, сильнее проявленными в дунитах пр. МТ-116, что выявилось и при ее петрографическом изучении.

Характер распределения РЗЭ во всех изученных неизмененных дунитах весьма схож, отмечаются более низкие содержания РЗЭ, особенно средних и тяжелых, в дунитах массива Инагли по сравнению с дунитами других концентрически-зональных массивов.

Породы обрамления по минеральному составу варьируют от граносиенитов до монцонитов и имеют преимущественно порфиридовидную структуру. Наиболее распространены сиенит-порфиры, в том числе кварцевые, роговообманковые, авгитовые и биотитовые, монцодиорит- и монцонит-порфиры (табл. 1 и 2). Возраст пород обрамления определен по цирконам из кварцевого монцодиорит-порфира (пр. 5012) и кварцевого сиенит-порфира (пр. 6548/1).

Проба 5012 (кварцевый монцодиорит-порфир) отобрана в восточной части обрамления массива на расстоянии около 0,7 км от контакта с шонкититами. В шлифе отмечаются гипидиоморфнозернистая, монцонитовая, порфиридовидная структура и массивная текстура (рис. 2, д, е). Вкрапленники, занимающие до 40–50% объема породы размером от 0,5 до 10 мм, представлены плагиоклазом (№ 35–37 андезин) – 35, роговой обманкой – 15%. Основная масса мелкозернистая (размеры зерен от 0,02 до 0,03 мм) – кварц 10–15, калиевый полевой

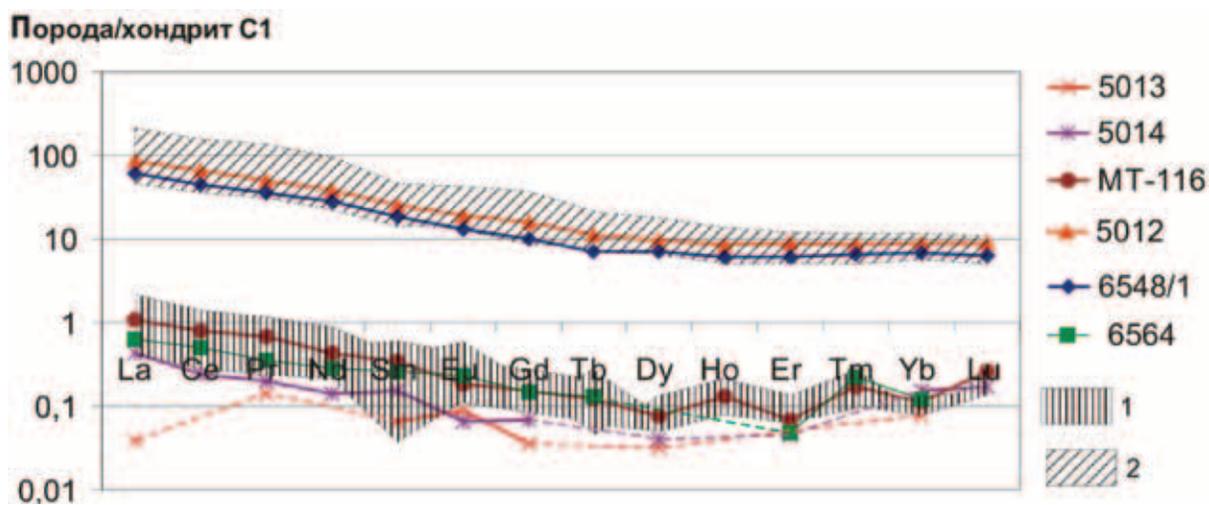


Рис. 3. Распределение РЗЭ в породах массива Инагли

1 – дуниты, пробы 5013, 5014, МТ-116, 6564; 2 – сиениты и монцониты обрамления, пробы 5012, 6548/1. Значения REE нормированы к хондриту С1 [30]

Таблица 1

Химический состав пород, %

Номер п.п.	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	V	Ст	Ва	n
1	5013	37	0,013	0,15	6,56	0,13	49,7	0,43	<0,1	0,14	<0,05	5,58	99,7	<0,005	0,33	0,012	1
2	5014	36,3	0,037	0,24	5,95	0,12	49,6	0,53	<0,1	0,091	<0,05	7,14	100	<0,005	0,21	0,014	1
3	MT-116	37,3	0,052	0,31	6,29	0,13	46,4	0,72	0,05	0,26	0,074	8,46	100	<0,005	0,2	0,057	1
4	6564	36,9	<0,05	<0,01	7,815	0,163	48,35	0,21	<0,1	0,055	<0,05	6,52	100	0,0004	0,1830	0,022	1
5	9133	39,02	0,1772	0,0263	6,275	0,1324	49,56	0,4214	<0,1	0,1375	<0,05	3,58	99,35	0,0005	0,4460	0,0271	1
6	6553	38,6	<0,05	0,016	5,53	0,13	49,2	0,38	<0,1	0,095	<0,05	5,61	99,6	<0,005	—	0,03	1
7	6557	38,3	<0,05	<0,01	7,56	0,15	46,5	0,42	<0,1	0,094	<0,05	6,95	99,9	<0,005	—	0,021	1
8	6558	38,5	<0,05	<0,01	7,14	0,16	45,6	0,29	<0,1	0,08	<0,05	8,19	100	<0,005	—	0,021	1
9	6565	38,3	<0,05	0,011	6,6	0,15	48,4	0,49	<0,1	0,16	<0,05	5,71	99,8	<0,005	—	0,023	1
10	б/н	38,25	0,04	0,1	11	0,18	43,68	0,04	0,09	0,08	—	5,85	99,31	0,0014	0,1915	—	2
11	б/н	38,7	0,07	0,56	10,4	0,28	45,04	0,59	<0,09	0,06	—	4,51	100,3	0,0017	0,7	<0,005	11
12	б/н	38,94	<0,03	<0,10	9,48	0,19	45,96	0,17	<0,09	<0,03	—	4,59	99,46	—	0,356	—	5
13	б/н	40,09	0,01	0,75	8,72	0,18	49,29	0,19	0,04	Следы	—	—	99,27	—	—	—	1
14	б/н	40,42	0,05	0,85	12,63	0,19	43,16	1	0,77	0,03	—	—	99,1	0,004	0,2	—	1
15	б/н	45,47	0,2	3,99	7,88	0,13	38,58	3,52	0,33	0,03	—	—	100,1	0,0083	0,3465	—	1
16	б/н	44,04	0,22	2,12	7,31	0,13	41,58	1,87	0,68	0,1	—	—	98,05	0,009	0,3	—	1
17	5012	63,6	0,43	17,4	4,23	0,17	1,03	3,95	4,65	3,35	0,17	0,71	99,7	<0,005	<0,002	0,21	1
18	6548/1	64,1	0,34	16,35	3,13	0,08	1,05	2,67	3,25	8,15	0,14	0,6	99,9	<0,005	0,001	0,215	1
19	6543	65,01	17,18	0,3412	3,168	0,1178	0,9515	2,545	4,916	4,324	0,1363	1,15	99,85	0,0038	0,0021	0,2103	1
20	6548	62,42	16,9	0,3427	3,448	0,1119	1,074	3,663	4,969	4,194	0,1416	2,45	99,72	0,0042	0,0011	0,252	1
21	6549	57,08	16,26	0,9852	7,102	0,1378	1,919	5,726	3,775	6,003	0,3734	0,118	99,49	0,0127	0,0011	0,5065	1
22	6549/2	66,12	17,48	0,2842	2,72	0,0588	0,5021	2,588	5,254	4,386	0,0976	0,334	99,83	0,0030	0,0007	0,2571	1
23	8525	64,98	17,33	0,4115	3,467	0,1135	0,8298	3,747	4,757	3,372	0,1643	0,732	99,91	0,0033	0,0009	0,2276	1
24	9124	64,13	17,81	0,4292	3,567	0,117	0,7633	2,946	4,731	3,837	0,1564	1,32	99,82	0,0044	0,0006	0,2358	1
25	9126	64,96	17,68	0,4172	3,588	0,205	0,7641	2,563	4,856	3,693	0,152	0,951	99,84	0,0046	0,0007	0,2479	1
26	6556	64,9	17,4	0,41	3,55	0,088	1,06	2,29	4,49	4,32	0,15	1,09	99,8	<0,005	—	0,22	1
27	9130	54,9	12,9	0,84	7,78	0,1	5,53	6,4	2,08	7,85	0,88	0,38	99,7	0,017	—	0,29	1

Примечание. 1–9 – дуниты массива Инагли, авторские данные; 10–16 – средние химические составы ультраосновных пород по литературным данным [16]; 10 – дуниты массива Инагли; 11 – дуниты массива Кондер; 12 – дуниты массива Чад; 13 – дуниты Платиноносного пояса Урала [15]; 14 – ультраосновные породы [4]; 15 – магнийный перидотит [31]; 16 – магнийный перидотит [14]; 17–27 – породы образования массива Инагли, авторские данные: 20 – сиенит-порфир, 18, 22 – кварцевый сиенит-порфир, 19, 23, 26 – роговообманковый кварцевый сиенит-порфир, 21 – монзонит-порфир, 17, 24, 25 – кварцевый монзонит-порфир, 27 – биотитовый монзонит-порфир. Прочерк – нет данных; п – число анализов, б/н – без номера. Курсивом выделены пробы, отобранные для геохронологических исследований.

Таблица 2

Концентрации редкоземельных элементов (г/г) в породах массива Игнаги

Номер п.л.	Номер пробы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE	Eu/Eu*	(La/Yb) _N
1	5013	0	<0,005	0,02	<0,005	0,015	0,008	0,011	<0,005	0,012	<0,005	0,014	<0,005	0,02	<0,005	0,13	1,78	0,50
2	5014	0,2	0,23	0,03	0,1	0,035	0,006	0,021	<0,005	0,015	<0,005	0,011	<0,005	0,04	0,0066	0,66	0,60	2,85
3	MT-116	0,4	0,75	0,09	0,3	0,078	0,016	0,047	0,0071	0,029	0,011	0,017	0,0062	0,03	0,01	1,79	0,75	9,65
4	6564	0,23	0,48	0,048	0,2	0,061	0,02	0,045	0,0075	<0,01	<0,005	0,012	0,0079	0,03	<0,005	1,15	1,12	5,18
5	9133	0,52	0,88	0,12	0,49	0,078	0,025	0,034	0,016	0,028	0,0065	<0,01	<0,005	0,019	0,0063	2,23	1,28	18,49
6	6553	0,77	1,37	0,16	0,65	0,092	0,053	0,057	<0,005	0,05	0,018	0,034	0,0067	0,019	0,0051	3,29	2,08	27,39
7	6557	0,55	1,04	0,14	0,38	0,14	0,036	0,082	0,011	0,028	0,016	<0,01	0,0098	0,02	0,011	2,47	0,95	18,58
8	6558	0,4	0,57	0,088	0,33	0,059	0,012	0,061	0,0051	<0,01	<0,005	0,016	<0,005	0,034	0,0053	1,59	0,61	7,95
9	6565	0,15	0,26	0,031	0,15	0,0084	0,0094	<0,01	<0,005	0,018	<0,005	<0,01	<0,005	0,027	<0,005	0,67	5,94	3,75
10	5012	32	62,8	6,93	27,6	5,78	1,64	4,92	0,66	3,71	0,73	2,18	0,31	2,24	0,34	151,7	0,92	9,62
11	6548/1	23	43,5	4,9	19,9	4,24	1,14	3,01	0,41	2,67	0,51	1,51	0,23	1,69	0,24	106,7	0,93	9,08
12	6543	22,9	44,7	5,14	20	4,01	1,37	3,43	0,5	2,69	0,4	1,42	0,29	1,23	0,29	108,37	1,10	12,58
13	6548	23	46	5,34	21,4	4,12	1,28	3,15	0,5	2,91	0,56	1,48	0,22	1,83	0,22	112,01	1,05	8,49
14	6549	47,5	97,1	12	48,3	9,12	2,78	6,76	0,88	4,83	0,75	2,47	0,3	2,49	0,26	235,54	1,04	12,89
15	6549/2	16,4	32,7	4,04	15,8	3,58	1,02	2,43	0,42	2,32	0,39	1,19	0,16	1,48	0,19	82,12	1,00	7,49
16	8525	24,7	46,2	5,91	22,3	4,67	1,32	3,45	0,59	3,03	0,43	1,22	0,17	1,37	0,18	115,54	0,96	12,18
17	9124	26,3	54,1	6,22	26,2	5,61	1,59	3,88	0,59	3,52	0,75	1,96	0,29	1,3	0,29	132,60	0,99	13,67
18	9126	30,4	61,7	7,28	28,2	5,06	1,75	4,57	0,7	3,68	0,65	2,06	0,24	2,1	0,33	148,72	1,09	9,78
19	6556	21,8	42,3	4,96	18,6	3,15	1,18	2,87	0,37	2,24	0,43	1,18	0,18	1,24	0,18	100,68	1,18	11,88
20	9130	32,4	64,3	8,32	30,9	6,01	1,96	4,95	0,61	3,05	0,58	1,34	0,19	1,35	0,19	156,15	1,07	16,22

Примечания: e. Eu/Eu* = (2*Eu_{ЧЗ})/(Sm_N + Gd_{ЧЗ}); N – значения элемента нормированы к хондриту C1 [30]. 1–9 – дуниты; 10–20 – сенииты и монцититы обрамления. Курсивом выделены пробы, отобранные для геохронологических исследований.

шпат 30, плагиоклаз 15–20%. Акцессорные минералы: апатит, сфен; рудные – магнетит (около 1%) с тонкими редкими включениями гематита. Наложенные процессы проявлены слабо, по роговой обманке развиваются хлорит и эпидот, присутствует карбонат.

Проба 6548/1 (кварцевый сиенит-порфир) отобрана в север-северо-восточной части обрамления массива на трехкилометровом удалении от контакта сиенит-порфиров с шонкинитами (рис. 2, ж, з). Структура порфировидная, текстура массивная. Порода состоит из вкрапленников (40%) и основной массы (60%). Половина вкрапленников – крупные (> 1 см) кристаллы плагиоклаза (№ 25–27, олигоклаз), реже калиевый полевой шпат. Остальные вкрапленники – кристаллы размером около 1 мм – представлены плагиоклазом, реже калиевым полевым шпатом и бурой роговой обманкой (5–6%). Роговая обманка во вкрапленниках опацифицирована по краям и более чем наполовину замещена мелкозернистыми агрегатами биотита, карбоната, магнетита, сине-зеленой и зеленой роговой обманкой. Довольно редко во вкрапленниках отмечается диопсид. Основная масса (60% породы) состоит из микрорейст калиевого полевого шпата в кварцевом агрегате. Размер зерен около 0,01 мм, структура гипидиоморфнозернистая. В породе отмечаются пропилитизация (10–15%), во вкрапленниках появляются синяя и сине-зеленая роговая обманка, биотит, магнетит и карбонат, а в основной массе эпидот и хлорит, березитизация (4–6%) выражена в развитии по основной массе кварца (2–3%), а по вкрапленникам серицита и карбоната.

По совокупности петрологических параметров сиениты и монзониты обрамления имеют близкий состав – это лейкократовая, высокоглиноземистая порода, принадлежащая к средним плутоническим породам подотряда умереннощелочных калиево-натриевого (пр. 5012) и калиевого (пр. 6548/1) типов щелочности. Редкоземельные спектры изученных пород обрамления (табл. 2, рис. 3), нормированные к хондриту C1, характеризуются повышенным содержанием легких элементов по отношению к тяжелым ((La/Yb)_n = 7,5–16,2) и отсутствием европиевой аномалии (Eu/Eu* = 0,9–1,2).

Данные U-Pb SHRIMP II датирования цирконов.

Особенности морфологии и внутреннего строения цирконов с отмеченными участками датирования приведены на рис. 4, а, б, морфологическая и геохимическая характеристика цирконов и полученный возраст – в табл. 3, результаты U-Pb датирования и характер распределения тория, урана, величины U/Th – на рис. 4, в–з и в табл. 3.

Дуниты. Для определения возраста дунитов изучены цирконы из проб 5013, 5014, МТ-116 (рис. 4; табл. 3, 4).

Проба 5013. Для всех цирконов из дунитов этой пробы получен конкордантный возраст (по 11 точкам) 134 ± 2 млн лет. Однако ряд факторов указывает на то, что изученные цирконы не сингенетичны кристаллизации породы: относительно высокие концентрации урана (175–675 г/т), низкие Th/U отношения (0,04–0,36), тонкая ритмичная магматическая зональность, обилие цирконов в породе (из пробы весом 6 кг выделено более 80 зерен цирконов). Все это не характерно для цирконов из ультрамафитовых пород. В некоторых кристаллах различаются не вскрытые реликты ядерных частей, таким

образом датировались новообразованные оболочки цирконов, нарастающие на реликтовые ядра. Для изученных цирконов характерны многочисленные флюидные включения.

Проба 5014. Для цирконов получен широкий спектр возрастов от 2068 ± 14 до 162 ± 2 млн лет, который подразделяется на четыре возрастные группы (табл. 3).

Первая группа цирконов с конкордантным возрастом 2068 ± 14 млн лет (точки 1.1, 2.1 и 6.1) – зерна с нарушенной магматической зональностью. Наблюдается нарастание новообразованных цирконов идиоморфного облика на ядерные части (1.1 и 2.1), иногда сопровождающееся флюидными включениями, которые в виде мельчайших пузырьков трассируют ядерную часть зерна (зерно с измерением 1.1). В цирконах с измерениями 1.1 и 6.1 наблюдаются не вскрытые расплавленные включения. Для цирконов этой группы характерны более низкие по сравнению с остальными группами содержания U 164–349, Th 71–101 г/т и Th/U 0,28–0,55.

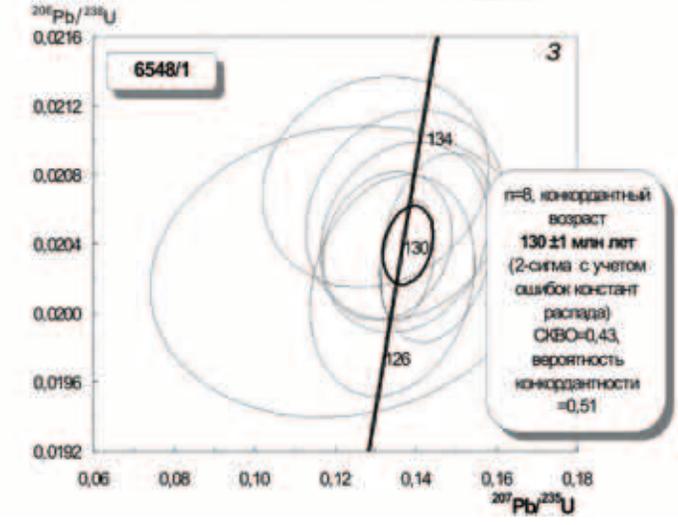
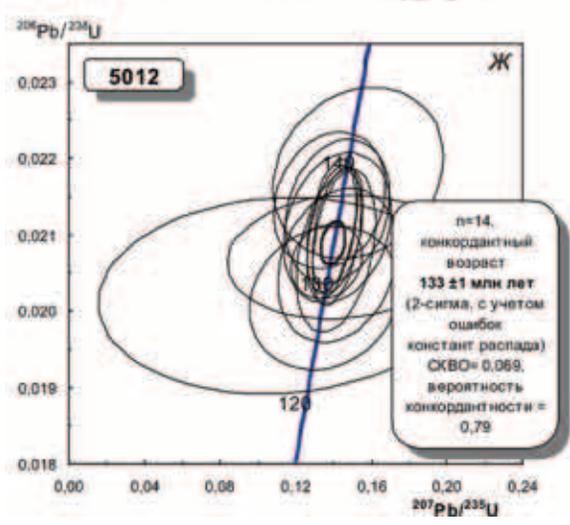
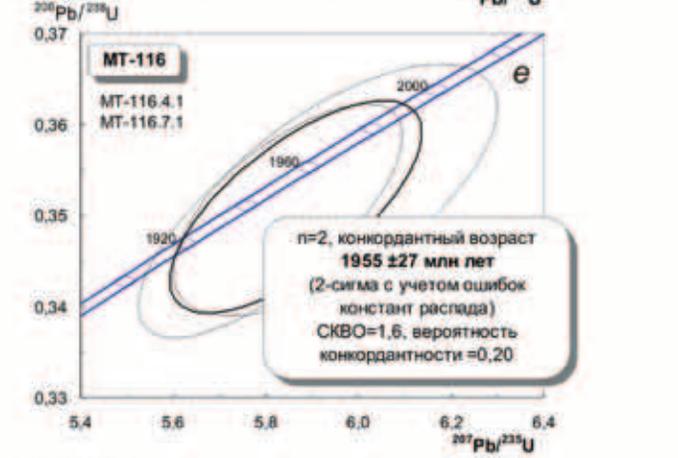
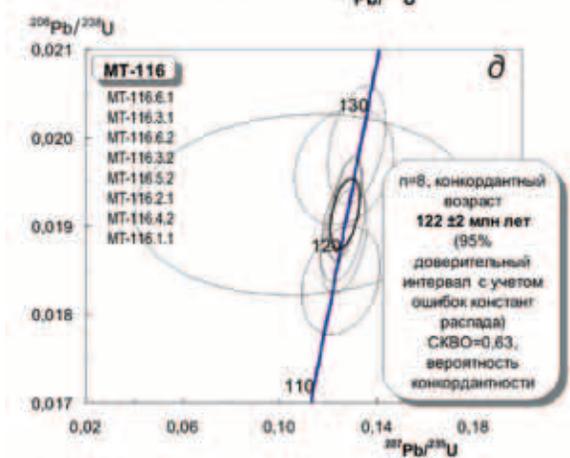
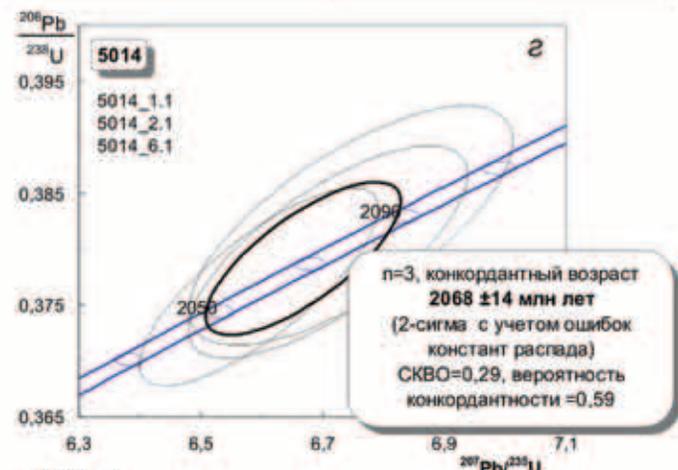
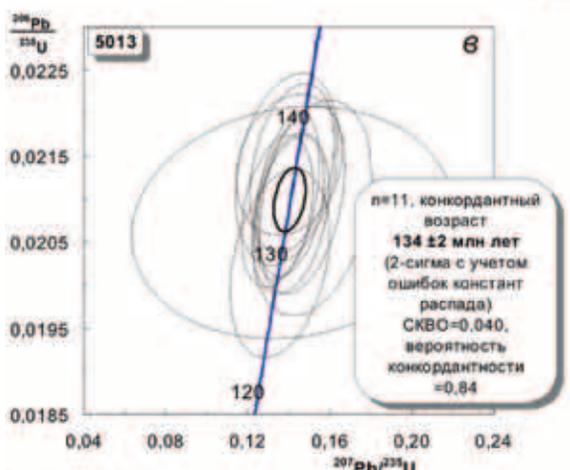
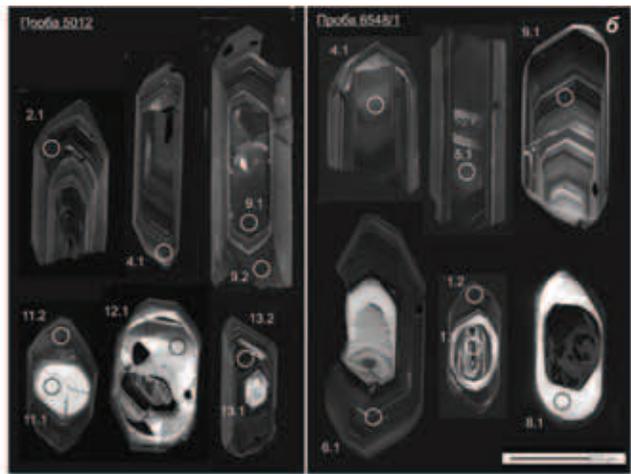
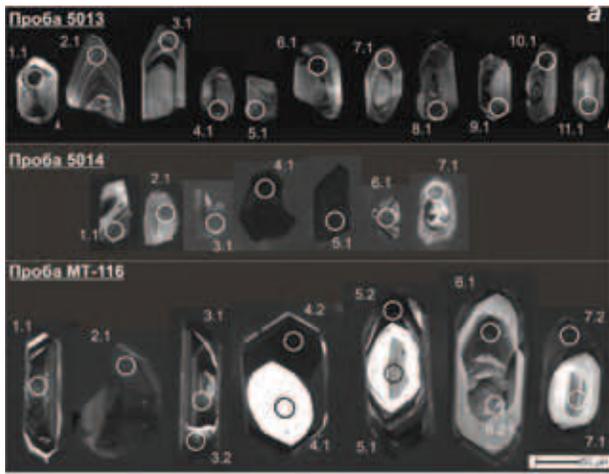
Для второй и третьей групп цирконов с возрастными 1417 \pm 12 (точки измерений 3.1 и 5.1) и 520 \pm 4 млн лет (по одной точке 4.1) характерны зерна, насыщенные флюидными включениями, трассирующие зоны роста новообразованных цирконов и трещинки в зернах. Есть вероятность того, что полученные значения возрастов соответствуют усредненному возрасту ядерных частей циркона и оболочек, поэтому полученные значения не учитываются при дальнейшей интерпретации.

Четвертая группа включает один циркон двухфазного строения: ядро с пятнистой зональностью и оболочку с тонкой магматической зональностью. Измерен возраст оболочки – 162 ± 2 млн лет (по одной точке 7.1). Возможно, в область измерения вошла ядерная часть зерна, за счет чего возраст оболочки стал более древним.

Для цирконов пр. 5014 получены конкордантный возраст 2068 (по трем точкам) и возраст оболочки циркона 162 ± 2 млн лет (по одной точке).

Проба МТ-116. Цирконы из дунитов данной пробы более крупные (100–245 мкм) и имеют больший коэффициент удлинения (до 5,5) по сравнению с вышеописанными зернами. Выделяются цирконы с конкордантным возрастом 122 ± 2 млн лет (ранний мел), а также цирконы, имеющие древние ядра с возрастными (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) от 1955 ± 27 до 2624 ± 37 млн лет и оболочки с тем же раннемеловым возрастом (122 ± 2 млн лет). Во всех раннемеловых цирконах и оболочках отмечаются высокие содержания урана (до 3708 г/т), зерна имеют идиоморфный облик, поверхность некорродирована, что говорит о том, что цирконы не претерпевали каких-либо существенных изменений. В древних ядерных частях цирконов содержания U на порядок ниже (до 356 г/т).

По результатам U-Pb датирования по цирконам из трех проб дунитов можно выделить две группы возрастов: древние датировки (AR₂–PR₁) 1,9–2,6 млрд лет и молодые (мезозойские) 122 ± 2 и 134 ± 2 млн лет. Древние цирконы представлены обломками зерен (пр. 5014) или ядерной частью зерен (пр. МТ-116), что может свидетельствовать как о захвате изученных зерен из вмещающих пород, так и о реликтовой природе цирконов, образовавшихся при длительном становлении дунитового массива [16].



Цирконы из дунитов мезозойского возраста представлены идиоморфными кристаллами или оболочками, обрастающими древние ядра. Они характеризуются низкими Th/U отношениями (0,04–0,51), тонкой магматической зональностью, многочисленными флюидными включениями, относительно большой концентрацией в породе (пр. 5013). Совокупность полученных данных позволяет предположить, что данные цирконы не сингенетичны вмещающим их дунитам, они связаны со становлением сиенитов обрамления массива Инагли и с последующими метасоматическими процессами.

Из пород обрамления массива изучены цирконы проб 5012 и 6548/1 (рис. 4, табл. 3, 4). Цирконы из *кварцевого монцодиорит-порфира* (пр. 5012) представлены относительно крупными (200–500 мкм) призматическими идиоморфными кристаллами с коэффициентом удлинения 1,8–5,0. Для них характерна тонкая магматическая зональность, в некоторых кристаллах встречаются округлые ядра с неоднородной внутренней структурой. По результатам U-Pb датирования выделяются две разновозрастные группы цирконов: зональные кристаллы цирконов и оболочки, обрастающие древние ядра цирконов, с конкордантным возрастом (по 14 точкам) 133 ± 1 млн лет и древние ядра с возрастными (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 1888 ± 31 , 2149 ± 29 и 2380 ± 33 млн лет. Молодые цирконы имеют идиоморфный облик, отмечаются расплавленные, флюидные и минеральные включения. Содержания урана в них (129–691 г/т) на порядок выше, чем в древних ядерных частях (18–69 г/т).

Цирконы из *кварцевого сиенит-порфира* (пр. 6548/1) по своим характеристикам близки к цирконам из пр. 5012 (табл. 3, 4). По результатам U-Pb датирования также выделяются две разновозрастные группы цирконов: зональные кристаллы и оболочки, обрастающие древние ядра цирконов, с конкордантным возрастом (8 точек) 130 ± 1 млн лет и древние ядра, имеющие разброс возрастов (по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 1773 ± 51 (7.1) и конкордантные возрасты 1924 и 1920 (8.1 и 10.1) 2566 ± 48 млн лет (1.1).

Мезозойские значения возраста (130 ± 1 и 133 ± 1 млн лет) для сиенитов и монцонитов обрамления массива Инагли соответствуют времени кристаллизации пород. Особенность этих цирконов – сравнительно низкие Th/U отношения (0,04–0,15), что обычно характерно для цирконов из метаморфических пород. Цирконы с $\text{AR}_2\text{-PR}_1$ возрастными соответствуют захваченным цирконам из вмещающих пород.

Минеральные включения в цирконах. Установлено, что мезозойские цирконы, выделенные из сиенитов и монцонитов обрамления массива (пробы 5012, 6548/1), содержат характерные для этих пород минеральные включения – апатит, сфен, реже ортоклаз, альбит. В ядерных частях цирконов из сиенитов присутствуют включения кварца, плагиоклаза, ортоклаза, апатита. Состав минеральных включений цирконов мезозойского возраста подтверждает их сингенетичную природу. Древние ядра цирконов

(с возрастом 1,8–2,6 млрд лет) захвачены из вмещающих метаморфических пород.

Для цирконов, выделенных из дунитов (пробы 5013, 5014, МТ-116), наблюдается следующая картина. Для мезозойских цирконов и оболочек характерен тот же набор минеральных включений, что и для молодых цирконов из сиенитов – сфен, апатит, реже альбит, ортоклаз (рис. 5). В двух зернах отмечены включения кварца, в том числе сростание кварца со сфеном и плагиоклазом. В отличие от сиенитов, в них по краям зерен редко отмечается хлорит. Древние цирконы и ядра цирконов из дунитов, к сожалению, не богаты минеральными включениями. Лишь в одном зерне (пр. 5014, ан. 1.1, конкордантный возраст 2068 ± 14 млн лет) обнаружено включение кварца. Однако рядом с ним имеется трещина – формирование кварца могло происходить и за счет привноса SiO_2 из флюидонасыщенного раствора.

В раннемеловых цирконах из дунитов массива Инагли содержится совершенно не типичный для ультрамафитов набор минеральных включений, что еще раз доказывает несингенетичную природу этих цирконов и подтверждает предположение о связи их образования с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита. Происхождение древних цирконов и ядер цирконов из дунитов (с возрастными 1955 ± 27 , 2068 ± 14 и 2624 ± 37 млн лет) остается под вопросом.

Обсуждение результатов. Конкордантные возрасты кварцевых сиенит-порфира и монцодиорит-порфира обрамления массива Инагли 130 ± 1 и 133 ± 1 млн лет.

При U-Pb датировании цирконов из дунитов получены древние докембрийские возрасты (2624 ± 37 , 2068 ± 14 и 1955 ± 27 млн лет) по обломкам зерен и ядерным частям цирконов и молодые мезозойские значения (134 ± 2 и 122 ± 2 млн лет) по идиоморфным кристаллам и оболочкам, обрастающим древние ядра цирконов. По петрогеохимическим параметрам все три изученные пробы дунитов имеют близкий состав, типичный для дунитов концентрически-зональных массивов. Некоторое отличие дунитов из пр. МТ-116 от проб 5013 и 5014 связывается с пространственной близостью точки отбора пр. МТ-116 к метасоматическим хромдиопсидовым телам.

Интерпретация полученных данных U-Pb датирования цирконов из дунитов неоднозначна. Представляет интерес сравнение полученных результатов с данными других исследователей, предпринявших попытку U-Pb датирования ультрамафитов по цирконам других концентрически-зональных массивов. В частности, в результате U-Pb SHRIMP II датирования по цирконам и бадделейтам массива Кондер получены как докембрийские (1,9–2,5 и 1 млрд лет), так и мезозойские (125–176 млн лет) возрасты [17, 22]. Для цирконов из дунитов зональных массивов урало-алаянского типа также характерны два интервала возрастов – древние, составившие, по данным разных авторов, 1,5–2,8 млрд лет, и более молодые, ограничивающиеся интервалом 370–585 млн лет [10, 17, 25, 29]. Относительно наиболее сходного с Инагли массива Кондер исследователи [17, 22] приходят к выводу о длительной эволюции дунитов. Наиболее древние датировки цирконов интерпретированы как реликтовые, отвечающие

Рис. 4. Катофлуоресцентные (КЛ) изображения цирконов и диаграммы с конкордией для цирконов из дунитов массива Инагли (а, в, г, д, е) и сиенит- и монцонит-порфира его обрамления (б, ж, з). Размеры эллипсов ошибок в интервале 2σ (в–з)

Характеристика цирконов из пород массива Инагли и его обрамления

Номер пробы	5013	5014	МТ-116	5012	6548/1
Порода	Дунит	Дунит	Дунит	Кварцевый монцодиорит-порфир	Кварцевый сиенит-порфир
Цвет; прозрачность; форма зерен	Бесцветные; прозрачные; идиоморфные	Бесцветные и желтого цвета; прозрачные и полупрозрачные; идиоморфные и субидиоморфные зерна призматического облика и их обломки	Желтоватые; прозрачные; длиннопризматические идиоморфные кристаллы и их обломки	Желтоватые; прозрачные; призматические идиоморфные	Желтые, прозрачные и полупрозрачные; призматические идиоморфные; редко розовые прозрачные многогранные (1.1, 8.1, 10.1)
Длина зерен, мкм	50–150	30–80	100–245	200–500	300–400
Ку	1,5–2,5	1–2	1,75–5,47	1,8–5,0	1,8–5,0
В КЛ	Зерна с тонкой ритмичной магматической зональностью и элементами секториальности	1) Обломки зерен с нарушенной магматической зональностью 2) Со слабым свечением и магматической зональностью (3.1 и 5.1) 3) Со слабым свечением (4.1) 4) Зерно (7.1) двухфазного строения: ядро с пятнистой зональностью и оболочка с тонкой магматической зональностью	Зерна со слабым свечением и грубой зональностью, многие с черными участками или практически черные (2.1)	Зерна с тонкой магматической зональностью с элементами секториальности и умеренным свечением	Зерна с тонкой и грубой магматической зональностью, с элементами секториальности, со слабым и умеренным свечением
Наличие ядерных частей	Реликты ядерных частей	Двухфазное строение зерен: ядерные части и слабопроявленные нарастающие на них цирконы идиоморфной формы. В зерне 7.1 оболочка проявлена более полно	Зерна с точками 4, 5, 6 и 7 имеют ядерные части с ярким свечением	В некоторых зернах округлые темные ядра с незональными оболочками с ярким свечением типа гранулитовых	В некоторых зернах округлые темные ядра с незональными оболочками с ярким свечением типа гранулитовых
Возраст, млн лет	Конкорд. возраст 134 ± 2 (n = 11)	1) Конкорд. возраст 2068 ± 14 (1.1, 2.1 и 6.1) 2) Конкорд. возраст 1417 ± 12 (3.1 и 5.1) 3) 520 ± 4.3 (4.1) 4) 162 ± 2 (7.1) – возраст оболочки	1) Конкорд. возраст 122 ± 2 (n = 8) – самостоятельные зерна и оболочки 2) Древние ядра: 1955 ± 27 (4.1 и 7.1), 2624 ± 37 (5.1)	1) Конкорд. возраст 133 ± 1 (n = 14) – самостоятельные зерна и оболочки 2) Древние ядра: 1888 ± 31 , 2149 ± 29 , 2380 ± 33	1) Конкорд. возраст 130 ± 1 (n = 8) – самостоятельные зерна и оболочки 2) Древние ядра: 1773 ± 51 (7.1); конкорд. возраст 1924 и 1920 (8.1 и 10.1); 2566 ± 48 (1.1)
U, г/т	175–675	1) 164–349; 2) 871 и 1616; 3) 2064; 4) 484	1) 102–3708; 2) 95–356	1) 129–691; 2) 18–69	1) 117–1384; 2) 12–797
Th, г/т	15–181	1) 71–101; 2) 788 и 2481; 3) 384; 4) 239	1) 34–798; 2) 20–98	1) 9–77; 2) 25–65	1) 0–99; 2) 10–342
Th/U	0,04–0,36	1) 0,28–0,55; 2) 0,93 и 1,59; 3) 0,19; 4) 0,51	1) 0,1–0,34; 2) 0,21–0,83	1) 0,04–0,15; 2) 0,63–2,27	1) 0–0,15; 2) 0,44–0,92
Вес пробы, кг	6	4	5	3	3
n	> 80	7	~ 70	> 100	> 100

Примечание. Ку – коэффициент удлинения, КЛ – катодоллюминесцентное изображение, n – количество выделенных цирконов.

Результаты U-Pb датирования цирконов дунитов массива Инагли, сиенитов и монцонитов обрамления
(аналитики И. П. Падерин, Е. Н. Лепехина, А. Н. Ларионов)

Номер зерна	$^{206}\text{Pb}_e$, %	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст		(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст		D, %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ ±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ±%	±, %	К		
						млн лет	±	млн лет	±								
<i>Проба 5013, дунит</i>																	
1.1	0	403	15	0,04	7,39	136	2,5	—	—	—	0,0481	5,6	0,1416	5,9	0,02136	1,9	0,318
2.1	0	237	44	0,19	4,34	136	2,9	—	—	—	0,0472	7	0,139	7,3	0,02135	2,1	0,292
3.1	0	217	55	0,26	3,78	129	2,8	—	—	—	0,0486	7	0,1356	7,3	0,02026	2,2	0,302
4.1	0	421	90	0,22	7,54	133	2,3	—	—	—	0,0468	5	0,1345	5,3	0,02086	1,7	0,327
5.1	2,18	198	30	0,16	3,6	132	3,5	—	—	—	0,05	22	0,142	23	0,02073	2,7	0,117
6.1	0,63	675	93	0,14	12,5	137	2,1	—	—	—	0,0475	7,4	0,14	7,5	0,0214	1,6	0,207
7.1	0	355	100	0,29	6,4	134	2,8	—	—	—	0,0506	5,4	0,1465	5,8	0,02099	2,1	0,368
8.1	0	523	91	0,18	9,4	134	2,2	—	—	—	0,0488	4,4	0,141	4,7	0,02094	1,6	0,346
9.1	0	396	96	0,25	7,09	133	2,4	—	—	—	0,0492	5,1	0,1411	5,4	0,02082	1,8	0,335
10.1	0	519	181	0,36	9,37	134	2,5	—	—	—	0,048	4,2	0,1393	4,6	0,02103	1,9	0,415
11.1	0	175	22	0,13	3,15	133	3,2	—	—	—	0,0525	7,5	0,151	7,8	0,0209	2,4	0,312
<i>Проба 5014, дунит</i>																	
1.1	0	349	101	0,3	113	2061	17	2057	13	0	0,127	0,74	6,595	1,2	0,3766	0,96	0,79
2.1	0,09	164	88	0,55	54	2086	20	2071	20	-1	0,1281	1,1	6,75	1,6	0,3821	1,1	0,711
3.1	0	871	788	0,93	185	1422	12	1427	14	0	0,0901	0,72	3,065	1,2	0,2468	0,91	0,784
4.1	0	2064	384	0,19	149	520	4,3	514	20	-1	0,0576	0,9	0,6669	1,2	0,084	0,86	0,689
5.1	0,02	1616	2481	1,59	341	1415	11	1407	11	-1	0,0892	0,58	3,016	1	0,2454	0,86	0,827
6.1	0,15	260	71	0,28	85	2075	18	2072	17	0	0,1281	0,95	6,709	1,4	0,3798	1	0,731
7.1	0	484	239	0,51	10,6	162	2,1	220	81	36	0,0505	3,5	0,177	3,7	0,0254	1,3	0,349
<i>Проба МТ-116, дунит</i>																	
1.1	0,38	791	167	0,22	12,5	117	1,6	—	—	—	0,0494	5,1	0,1252	5,2	0,01838	1,4	0,26
4.2	0,25	2073	548	0,27	33,6	120	1,5	—	—	—	0,0487	2,8	0,1265	3,1	0,01883	1,3	0,415
2.1	0,24	1264	138	0,11	20,6	121	1,5	—	—	—	0,0482	2,7	0,1259	3	0,01896	1,3	0,431
5.2	0,17	3708	798	0,22	61,2	123	1,5	—	—	—	0,0479	1,9	0,1266	2,2	0,01919	1,2	0,55
3.2	0	1245	303	0,25	20,5	123	1,6	—	—	—	0,048	1,7	0,1272	2,2	0,0192	1,3	0,59
6.2	1,94	102	34	0,34	1,72	123	2,6	—	—	—	0,041	26	0,11	26	0,01924	2,2	0,084
3.1	0,44	849	117	0,14	14,4	126	1,7	—	—	—	0,0467	6,4	0,1266	6,6	0,01968	1,4	0,209
6.1	0,25	1871	185	0,1	32,1	127	1,7	—	—	—	0,048	3,4	0,1317	3,7	0,01992	1,4	0,371
7.2	0,8	2589	505	0,2	49,3	140	1,8	—	—	—	0,0474	5,9	0,1435	6	0,02197	1,3	0,22
7.1	0,22	123	98	0,83	36,9	1932	24	1965	24	2	0,1206	1,4	5,81	2	0,3494	1,5	0,73
4.1	0,34	95	20	0,21	29	1948	26	1991	32	2	0,1224	1,8	5,95	2,4	0,3528	1,6	0,652
5.1	0,06	356	96	0,28	142	2455	27	2624	37	7	0,1769	2,2	11,31	2,6	0,4636	1,3	0,507
<i>Проба 5012, кварцевый монцодиорит-порфир</i>																	
8.1	1,13	230	21	0,09	4,03	129	2,4	—	—	—	0,0484	12	0,135	12	0,0202	1,9	0,159
11.2	3,06	185	23	0,13	3,31	129	3,3	—	—	—	0,04	35	0,111	35	0,0202	2,6	0,073
4.1	0,94	216	9	0,04	3,86	132	2,7	—	—	—	0,0501	8,7	0,142	9	0,0206	2	0,227
13.2	0,32	691	77	0,11	12,3	132	1,3	—	—	—	0,0479	5,5	0,137	5,6	0,0207	0,97	0,174
16.2	1,53	215	26	0,12	3,89	132	2,1	—	—	—	0,0506	17	0,144	17	0,0207	1,6	0,096
1.1	0	155	9	0,06	2,77	133	2,7	—	—	—	0,0494	5,6	0,142	6	0,0208	2,1	0,35
2.1	0	313	20	0,07	5,64	134	2,2	—	—	—	0,0491	3,3	0,142	3,7	0,021	1,7	0,451
10.1	0	308	13	0,04	5,57	134	2,2	—	—	—	0,048	3,4	0,139	3,8	0,021	1,7	0,442
6.1	0,25	583	74	0,13	10,6	134	2,1	—	—	—	0,049	3,4	0,142	3,8	0,0211	1,6	0,411
3.1	0,68	281	11	0,04	5,12	135	2,5	—	—	—	0,0487	7,9	0,142	8,2	0,0211	1,9	0,233
5.1	0	281	21	0,08	5,09	135	2,3	—	—	—	0,0478	3,5	0,139	3,9	0,0211	1,7	0,437

Номер зерна	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст		(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст		D, %	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	±%	(1) $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	±%	(1) $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	±, %	K
						млн лет	±	млн лет	±								
9.2	0,71	288	16	0,06	5,31	136	2,4	—	—	—	0,0482	7,8	0,142	7,9	0,0213	1,8	0,221
9.1	0,69	415	27	0,07	7,71	137	2,2	—	—	—	0,0466	8,6	0,138	8,7	0,0215	1,7	0,19
7.1	1,09	129	19	0,15	2,43	139	2,9	—	—	—	0,051	11	0,153	12	0,0218	2,1	0,184
11.1	0,47	29	65	2,27	8,52	1867	32	1808	67	-3	0,1105	3,7	5,12	4,2	0,336	1,9	0,469
16.1	0,71	53	33	0,63	15,9	1901	20	1920	64	1	0,1176	3,6	5,56	3,8	0,343	1,2	0,329
14.1	0,67	22	38	1,79	7,4	2095	35	2086	66	0	0,1291	3,8	6,84	4,3	0,3841	2	0,462
15.1	0,27	38	25	0,68	13	2143	23	2148	37	0	0,1338	2,1	7,27	2,5	0,3943	1,3	0,519
13.1	0	18	29	1,7	6,23	2193	33	2223	43	1	0,1397	2,5	7,81	3,1	0,4053	1,8	0,587
12.1	0	69	42	0,63	26,5	2389	25	2372	23	-1	0,1523	1,4	9,42	1,8	0,4485	1,2	0,675
<i>Проба 6548/1, кварцевый сиенит-порфир</i>																	
1.1	0,03	797	342	0,44	310	2410	14	2566	48	6	0,1709	2,9	10,68	3	0,4533	0,71	,239
7.1	0,16	22	17	0,79	5,84	1727	25	1773	51	3	0,1084	2,8	4,59	3,2	0,3072	1,6	,506
8.1	—	12	10	0,92	3,37	1886	42	1924	79	2	0,1178	4,4	5,52	5,1	0,3398	2,6	,503
10.1	0,02	383	285	0,77	115	1925	11	1920	12	0	0,11758	0,68	5,641	0,95	0,3479	0,66	,698
1.2	0,24	690	99	0,15	12,1	130	1,1	—	—	—	0,0473	4,8	0,133	4,9	0,02039	0,86	,175
2.1	0,00	351	38	0,11	6,15	130	1,4	—	—	—	0,0517	3,9	0,1452	4	0,02038	1,1	,263
3.1	0,33	200	17	0,09	3,47	129	1,6	—	—	—	0,0483	6,1	0,1342	6,2	0,02016	1,3	,206
4.1	0,80	249	2	0,01	4,48	133	1,6	—	—	—	0,0454	8,7	0,13	8,8	0,02076	1,2	,142
5.1	0,55	252	2	0,01	4,47	131	1,6	—	—	—	0,0484	7,2	0,1373	7,3	0,02057	1,2	,167
6.1	0,40	345	45	0,13	6,08	131	1,4	—	—	—	0,0486	6,1	0,1371	6,2	0,02044	1,1	,175
9.1	1,43	117	0	0,00	2,07	129	2,2	—	—	—	0,0438	15	0,122	16	0,02024	1,7	,112
11.1	0,00	1384	49	0,04	24,1	130	0,9	—	—	—	0,04931	1,9	0,138	2	0,0203	0,7	,347

Примечание. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) на уровне 1σ. Pb_c и Pb* – обыкновенный и радиогенный свинец. (1) – поправка на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{204}Pb . D – коэффициент дискордантности: $100 \times [(1 - (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}))]$. K – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Прочерк – данные не приводятся в связи с низким содержанием ^{207}Pb . Погрешность калибровки относительно стандарта 0,37–0,64%. Для результатов >1,5 млрд лет принимаются значения возрастов по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

минимальному возрасту пород субстрата, или как близкие ко времени генерации платиноносного дунита в субконтинентальной мантии и дальнейшей его эволюции; более молодые, мезозойские возрасты соотнесены с образованием апатит-биотит-магнетитовых клинопироксенитов внутри дунитового ядра в эпоху тектоно-магматической активизации Алданского щита.

Аналогичные ситуации отмечаются и для зональных массивов урало-алаянского типа. По результатам U-Pb датирования цирконов из дунит-клинопироксенитовых ядер Кытлымского (Средний Урал) и Гальмоэнанского (Южная Корякия) зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов и изучения изотопного состава Hf в цирконах О. В. Кнауф [10] приходит к выводу о длительной геологической истории дунитовых ядер изученных массивов с момента их образования в мантии (2,8 млрд лет) до последнего термального значения (310 млн лет) и выделяет три обособленные группы возрастов дунитовых ядер массивов: 2600–2800, 1800–1900, 310–410 млн лет. О. В. Кнауф отмечает два независимых и одновременных процесса: образование дунитовых ядер массивов и подъем и вынос их на дневную поверхность.

Полученные нами AR₂–PR₁ возрасты цирконов из дунитов массива Инагли соотносятся с аналогичными древними величинами, приведенными в литературе для цирконов из платиноносных дунитов как платформенных, так и складчатых областей. Эти величины могут интерпретироваться по аналогии с массивом Кондер как возраст реликтовых цирконов, отвечающих минимальному возрасту пород субстрата [17, 22], или как захваченные цирконы из вмещающих пород.

Изученные цирконы мезозойского возраста по низким Th/U отношениям (0,04–0,36), тонкой магматической зональности, включениям сфена, апатита, альбита, ортоклаза и кварца, относительно большой концентрации цирконов в породе не могут отражать времени формирования дунитов. Полученные датировки (134 ± 2 и 122 ± 2 млн лет) соответствуют возрасту становления пород обрамления массива и последующим метасоматическим процессам эпохи тектоно-магматической активизации Алданского щита. Предполагается, что данные процессы повлияли не только на петрологические характеристики дунитов, но и привели к образованию новых цирконов и оторочек на уже существующих зернах.

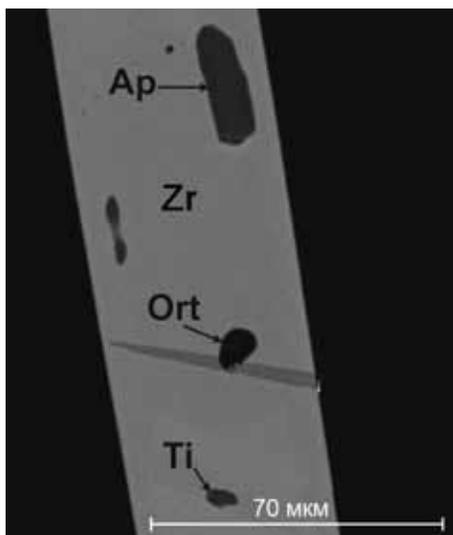


Рис. 5. Включения апатита (Ap), ортоклаза (Ort) и титанита (Ti) в цирконе (Zr) из дунита, пр. МТ-116

Результаты датирования цирконов массива Инагли не позволяют однозначно определить возраст его дунитового ядра. Возраст массива устанавливается, исходя из геологических данных и изотопных датировок пород обрамления:

- по геологическим наблюдениям дуниты являются наиболее ранними породами массива;
- дуниты не затронуты процессами регионального метаморфизма, завершившегося на Алданском щите в раннем протерозое на рубеже 2000–1950 млн лет;
- горизонтально залегающие терригенно-карбонатные отложения венда–нижнего кембрия «задраны» на контакте с массивом;
- U-Pb датирование сиенитов и монзонитов обрамления массива уточняет верхнюю границу времени становления дунитов – ранний мел.

Выводы. Образование куполовидной структуры и внедрение по глубинным разломам дунитового штока произошло не ранее позднекарельского времени.

Окончательная консолидация массива Инагли и завершение физико-химических процессов могли происходить от позднего карелия до раннего мела.

В послераннекембрийское время дунитовое тело продвигалось вверх по разломам на дневную поверхность (в виде расплава или консолидированного тела). Вероятно, это событие было приурочено к одной из эпох тектоно-магматической активизации Алданского щита – среднепалеозойской или мезозойской.

Во время мезозойской тектоно-магматической активизации по кольцевым разломам произошло внедрение сиенитов обрамления массива.

Первичные дуниты массива генетически не связаны с обрамляющими их мезозойскими щелочными и щелочноземельными породами и сопряжены с ними только пространственно. Возраст дунитового ядра требует дальнейшего изучения.

Авторы благодарят С. В. Кашина, Н. Г. Бережну, А. Н. Ларионову за полезные консультации и М. Н. Голобурдину, К. А. Кукушкина, Д. А. Шурова за помощь при сборе каменного материала.

1. Бетхер О.В. Петрология ультрамафитов Инаглинского массива (Алданский щит): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Томск, 1997. – 21 с.
2. Боярко Г.Ю., Прокопчук С.И. Геохимические поиски платины (интрузив Инагли, Алданский щит) // Прикладная геохимия. Вып. 3: Прогноз и поиск. – М.: ИМГРЭ, 2002. – С. 562–569.
3. Васильев Ю.Р. Дуниты и оливиниты зональных интрузивных комплексов стабильных зон Земли (проблемы петрогенеза) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тез. докл. XI Всерос. петрограф. совещ. Т. 1. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010. – С. 102–103.
4. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. – С. 555–571.
5. Дымович В.А., Васькин А.Ф., Опалиха Е.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист О-53. Нелькан. Объяснительная записка. – СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 364 с.+ 2 вкл.
6. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте массивов ультраосновных-щелочных пород Алданской и Южноверхооянской провинций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 10. – С. 15–23.
7. Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // ДАН СССР. Т. 141. № 3. 1961. – С. 687–689.
8. Каретников А.С. К проблеме определения возраста массива Кондер // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 4. – С. 76–83.
9. Каретников А.С. Палеомагнетизм ультрамафитов массива Кондер и оценка его возраста: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Хабаровск, 2010. – 19 с.
10. Кнауф О.В. U-Pb возраст цирконов из дунит-клинопироксенитовых ядер Кытлымского (Средний Урал) и Гальмюэанского (Южная Корякия) зональных массивов уральского типа // Вестник СПбГУ. Серия 7. 2009. Вып. 4. – С. 64–71.
11. Корчагин А.М. Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. – М.: Недра, 1996. – 156 с.
12. Костянов А.И. Модельный Re-Os возраст платиновых минералов // Геология рудных м-ний. 1998. Т. 40. № 6. – С. 545–550.
13. Леснов Ф.П. Степень частичного плавления мантийного протолита при формировании дунитов из Инаглинского и Кондерского платиноносных щелочно-ультрамафитовых массивов (Алданский щит) // Металлогения древних и современных океанов – 2009. Модели рудообразования и оценка месторождений: Материалы Пятнадцатой научной молодежной школы. – Миасс, 2009. – С. 151–153.
14. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. – М.: Наука, 1975. – 167 с.
15. Малахов И.А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. – М.: Наука, 1983. – 223 с.
16. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). – СПб.: Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 1999. – 296 с.
17. Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. О возрасте дунитов Кондерского массива (Алданская провинция, Россия): первые U-Pb изотопные данные / Докл. РАН. 2012. Т. 446. № 3. – С. 308–312.
18. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. – М.: Наука, 1994. – 381 с.
19. Пушкарев Ю.Д., Костянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С. Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ag изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Регион. геология и металлогения. 2002. № 16. – С. 80–91.

20. *Разин Л.В.* Платиновая металлоносность Инаглинского массива ультраосновных и щелочных пород (Алданский щит): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — М.: МГУ, 1966. — 22 с.
21. *Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С.* Платина Алданского щита. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. — 119 с.
22. *Ронкин Ю.Л.* и др. U-Pb-датирование системы «бадделейт-циркон» платиноносного дунита Кондерского массива (Алданский щит): новые данные / Ю.Л. Ронкин, А.А. Ефимов, Г.А. Лепихина, Н.В. Родионов, А.В. Маслов // Докл. РАН. 2013. Т. 450. № 5 — С. 579–585.
23. *Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В.* Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов юго-востока Сибирской платформы // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. — С. 579–598.
24. *Угрюмов А.Н., Киселев Ю.В.* О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1969. № 8. — С. 19–24.
25. *Ферштатер Г.Б.* и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст цирконов из дунитов уральских массивов платиноносного типа, петрогенетические следствия / Г.Б. Ферштатер, А.А. Краснобаев, Ф. Беа, П. Монтеро, В.Я. Левин, В.В. Холоднов // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. — С. 539–558.
26. *Шнай Г.К.* Гетерогенность дунитов в ультраосновных-щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР. Серия Геол. 1980. № 4. — С. 23–35.
27. *Шнай Г.К., Бродская Р.П.* Природа гипербазитов в сложных массивах центрального типа // Зап. ВМО. 1990. № 6. — С. 7–14.
28. *Якубович О.В.* Новый ^{190}Pt - ^4He метод изотопной геохронологии для датирования минералов платины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. — СПб., 2013. — 19 с.
29. *Bea F.* et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural, Russia / F. Bea, G. Fershtater, P. Montero, M. Whitehouse, V.Ya. Levin, J.Y. Scarrow, H. Austrheim, E.V. Pushkarev // Terra Nova. 2001. Vol. 13. — P. 407–412.
30. *Boynnton W.V.* Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare Earth Element Geochemistry / P. Henderson (ed.): Developments in Geochemistry 2. — Amsterdam: Elsevier, 1984. — P. 63–114.
31. *Jagoutz E.* et al. The abundance of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules / E. Jagoutz, H. Palme, H. Baddenhausen, K. Blum, G. Dreibus, B. Spettel, V. Lorenz, H. Wanke // Proc. 10th Lunar Planet. Sci. Conf. 1979. — P. 2031–2050.
32. *Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Rev. in Econ. Geology. 1998. N 7. — P. 1–35.

Ибрагимова Эльвира Казибайматовна — науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <Elvira_Ibragimova@vsegei.ru>.

Радьков Александр Владимирович — ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <Alexander_Radkov@vsegei.ru>.

Молчанов Анатолий Васильевич — доктор геол.-минер. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ. <Anatoly_Molchanov@vsegei.ru>.

Шатова Надежда Витальевна — вед. инженер, ВСЕГЕИ. <nadezhda_shatova@vsegei.ru>.

Шатов Виталий Витальевич — канд. геол.-минер. наук, зам. ген. директора по науке, ВСЕГЕИ. <Vitaly_Shatov@vsegei.ru>.

Лепихина Елена Николаевна — науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <Elena_Lepekhina@vsegei.ru>.

Антонов Антон Владимирович — науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <Anton_Antonov@vsegei.ru>.

Толмачева Елена Васильевна — канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, ИГГД РАН.

Соловьев Олег Леонидович — вед. геолог, ВСЕГЕИ. <Oleg_Soloviev@vsegei.ru>.

Терехов Артем Валерьевич — канд. геол.-минер. наук, ст. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ. <Artem_Terekhov@vsegei.ru>.

Хорохорина Елена Ивановна — вед. инженер, ВСЕГЕИ. <Elena_Horohorina@vsegei.ru>.