

**МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ВОЗРАСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД
ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ШОНКИНИТОВ
С ПЛАТИНА-ХРОМИТОВОЙ И ХРОМДИОПСИДОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЕЙ
(Алданский щит)**

А.В. Округин¹, А.С. Борисенко^{2,3}, И.Р. Прокопьев², А.И. Журавлев¹

¹Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

³Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Рассматриваются минералого-геохимические особенности пород одного из эталонных объектов концентрически-зональных комплексов — Инаглинского массива дунит–щелочно-габброидного состава с платина-хромитовой и уникальной ювелирной хромдиопсидовой минерализацией. Породы Инаглинского массива — от дунитов до пуласкитов, включая перидотиты, клинопироксениты, шонкиниты и меланократовые щелочные сиениты, образуют единую непрерывную комагматическую серию. Это подтверждается четкой зависимостью состава оливина, пироксена, флогопита и хромшпинелидов от содержания MgO в породах, а также по поведению микроэлементов в этих породах. Сходство составов пироксенов и спектров распределения микроэлементов в клинопироксенитовых породах и хромдиопсидитовых жилах указывает на генетическую близость данных пород. Возрастные и минералого-геохимические характеристики пород, геолого-морфологические особенности интрузива доказывают, что исходными расплавами, формировавшими Инаглинский массив, являются высококальциевые пикритоиды, которые по мере подъема подвергались постепенному декомпрессионному затвердеванию и на приповерхностном уровне образовали цилиндрическое диапироподобное тело в раннемеловое время. Поступление новых порций различных дифференциатов из нижних горизонтов магматической колонны обусловили сложный состав массива, имеющего концентрически-зональное строение, рассеченное многочисленными радиально-кольцевыми жильными телами пегматитов и чистых анхимоминеральных пород — хромдиопсидитов, имеющих местами ювелирное качество.

Дуниты, шонкиниты, хромиты, диопсиды, платина, дифференциация магмы, Инаглинский массив.

**MINERALOGICAL, GEOCHEMICAL, AND AGE CHARACTERISTICS OF THE ROCKS
OF THE INAGLI DUNITE–CLINOPYROXENITE–SHONKINITE MASSIF
WITH PLATINUM–CHROMITE AND Cr-DIOPSIDE MINERALIZATION (Aldan Shield)**

A.V. Okrugin, A.S. Borisenko, I.R. Prokopiev, and A.I. Zhuravlev

We consider the mineralogical and geochemical features of the rocks of the Inagli dunite–clinopyroxenite–shonkinite massif with platinum–chromite and unique jewelry Cr-diopside mineralization, which is a reference object of concentric zonal complexes. The massif rocks, from dunites to pulaskites, including peridotites, clinopyroxenites, shonkinites, and melanocratic alkali syenites, form a single continuous comagmatic series. This is confirmed by a clear dependence of the compositions of olivine, pyroxene, phlogopites, and Cr-spinels on the MgO content of the rocks and on the behavior of trace elements in them. The similar compositions of pyroxenes and trace-element patterns of clinopyroxenite rocks and Cr-diopsidite veins indicate a genetic similarity of these rocks. The age and mineralogical and geochemical compositions of the rocks and the geologic and morphological features of the intrusion prove that the Inagli massif formed from high-K picritoid melts, which underwent gradual decompression solidification during the ascent and formed a cylindrical diapir-like body at the subsurface level in the Early Cretaceous. The new portions of differentiates supplied from the lower horizons of the magma column determined the complex composition of the massif: It has a concentric zonal structure cut by numerous radial-circular vein bodies of pegmatites and pure anchimonomineral rocks (Cr-diopsidites), in places, of jewelry quality.

Dunites, shonkinites, chromites, diopsides, platinum, magma differentiation, Inagli massif

ВВЕДЕНИЕ

В северной части Алданского щита в 30 км западнее г. Алдан находится Инаглинский массив, с которым связана россыпь платины. Он, как и известный Кондерский интрузив, относится к концентрически-зональным кольцевым массивам Алданского щита, впервые выделенным И.С. Рожковым с соавто-

© А.В. Округин✉, А.С. Борисенко, И.Р. Прокопьев, А.И. Журавлев, 2018

✉e-mail: okrugin@diamond.ysn.ru

DOI: 10.15372/GiG20181008

рами [1962] в самостоятельный платформенный алданский (инаглинский) тип платиновых месторождений. Позднее Л.Дж. Кабри и А.Дж. Налдретт [1984] эти месторождения охарактеризовали как особый инаглинский подтип, наряду с аляскинским (уральским) подтипом, в составе платиноносных месторождений зональных ультрамафических массивов. К Инаглинскому массиву приурочено также уникальное по размерам и генезису месторождение ювелирного камня — хромдиопсида изумрудно-зеленого цвета [Корчагин, 1996], именуемого поэтому еще «сибирским» или «якутским» изумрудом. Сведения об этом уникальном и эталонном объекте приводятся во многих разрозненных публикациях, однако до сих пор остаются неясными многие ключевые вопросы, касающиеся возраста и физико-химических условий образования сложных комплексов пород и рудообразующих минералов Инаглинского массива. В данной статье мы приводим новые минералого-геохимические данные по мафит-ультрамафитовым породам, изотопные определения их возраста, а также по хромдиопсидитовым, хромититовым проявлениям и минералам платиновой группы (МПГ) из россыпи, связанной с данным массивом.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА

Инаглинский массив, имеющий в плане округлую форму размером около 4.5×5.0 км и концентрически-зональное строение, прорывает породы архейского кристаллического фундамента в виде диапира в зоне пересечения СЗ (Юхтинского) и СВ (Инаглинского) региональных разломов (рис. 1). Центральная часть интрузива сложена дунитовым ядром, которое окаймляется оторочкой калиевых щелочных габброидов (в основном шонкинитов) мощностью до 0.5 км. Между дунитовым ядром и шонкинитовой оторочкой наблюдается узкая прерывистая кайма (до 50 м), сложенная перидотитами и пироксенитами — пироксен-оливиновыми породами с флогопитом. Между этими породами и дунитами, так же как и шонкинитами, нет секущих контактов с зонами закалки или резких минеральных преобразований. Они переходят друг в друга через узкую полосу быстрого изменения количественного состава минералов. В связи с этим большинством исследователей принимается метасоматическая аподунитовая природа образования узкой каймы перидотитов и пироксенитов в результате воздействия щелочного габброидного расплава на более ранние дуниты.

В пределах дунитового ядра и реже шонкинитовой оторочки широко развиты пегматитовые жилы диопсид-ортоклазового, роговообманково-ортоклазового и амфибол-микроклин-альбитового составов, заполняющие системы радиальных и кольцевых трещин. В кольцевой зоне трещиноватых дунитов в западной и юго-западной частях массива пегматиты сопровождаются сетью жильных и гнездовато-прожилковых тел (штокверков) метасоматитов весьма сложной формы. Мощности тел колеблются от первых сантиметров до 10—20 м, достигая в раздувах 40 м, а протяженность составляет несколько сотен метров. Сложены они крупнозернистыми полевошпат-хромдиопсид-слюдяными породами с сопутствующим апатитом [Корчагин, 1996].

По геофизическим данным, Инаглинский массив отождествляется с объектом правильной цилиндрической формы диаметром 5 км, уходящим до глубины 5 км и имеющим избыточную плотность (0.3 г/см³) по отношению к вмещающим породам, что свидетельствует о его преимущественно дунитовом составе [Худяков и др., 1988]. Под этим телом интерпретируется продолжение уплощенно-расширенной локальной аномалии, которая может быть отождествлена с расширением массива, т. е. с наличием магматического палеоочага.

Первые исследователи [Рожков и др., 1962; Ельянов, Моралев, 1973; Шнай, 1980; и др.] в основном придерживались полиформационной природы Инаглинского массива, в котором дунитовое ядро формировалось в докембрийское время, а щелочные габброиды и сиениты — в мезозойское. К-Аг датировки показывают юрско-меловой возраст габброидов, пироксенитов, щелочных пород Инаглинского массива [Кравченко, Власова, 1962; Ельянов, Моралев, 1973; Еремеев, 1984; Кононова и др., 1995; Mues-Schumacher et al., 1996]. На основе палеомагнитных данных А.Н. Угрюмовым и Ю.В. Киселевым [1969] было высказано мнение о формировании дунитов в позднеюрское время. Нами для цирконов из дунитов и шонкинитов Инаглинского массива были впервые получены датировки 134.0 ± 1.8 и 120 ± 2 млн лет соответственно [Borisenko et al., 2011]. Позднее по результатам U-Pb датирования цирконов [Пономарчук и др., 2016] были получены как докембрийские, так палеозойские и мезозойские возрасты для дунитов, пироксенитов и сиенитов, аналогичные датировкам других авторов [Ибрагимова и др., 2015; Тимашков и др., 2017]. Это пока не позволяет однозначно трактовать время формирования дунитового ядра массива, но к возрастным характеристикам пород и минералов мы еще вернемся при обсуждении генезиса массива.

Формирование вулканоплутонических комплексов Центрального Алдана, где также находится и Инаглинский массив, В.П. Костюком с соавторами [1990] связывается с юрско-меловым периодом активизации Байкало-Становой рифтогенной системы. Л.М. Парфеновым с соавторами [1999] ареал субщелочного и щелочного магматизма, располагающийся вдоль северной окраины Алданского щита, рас-

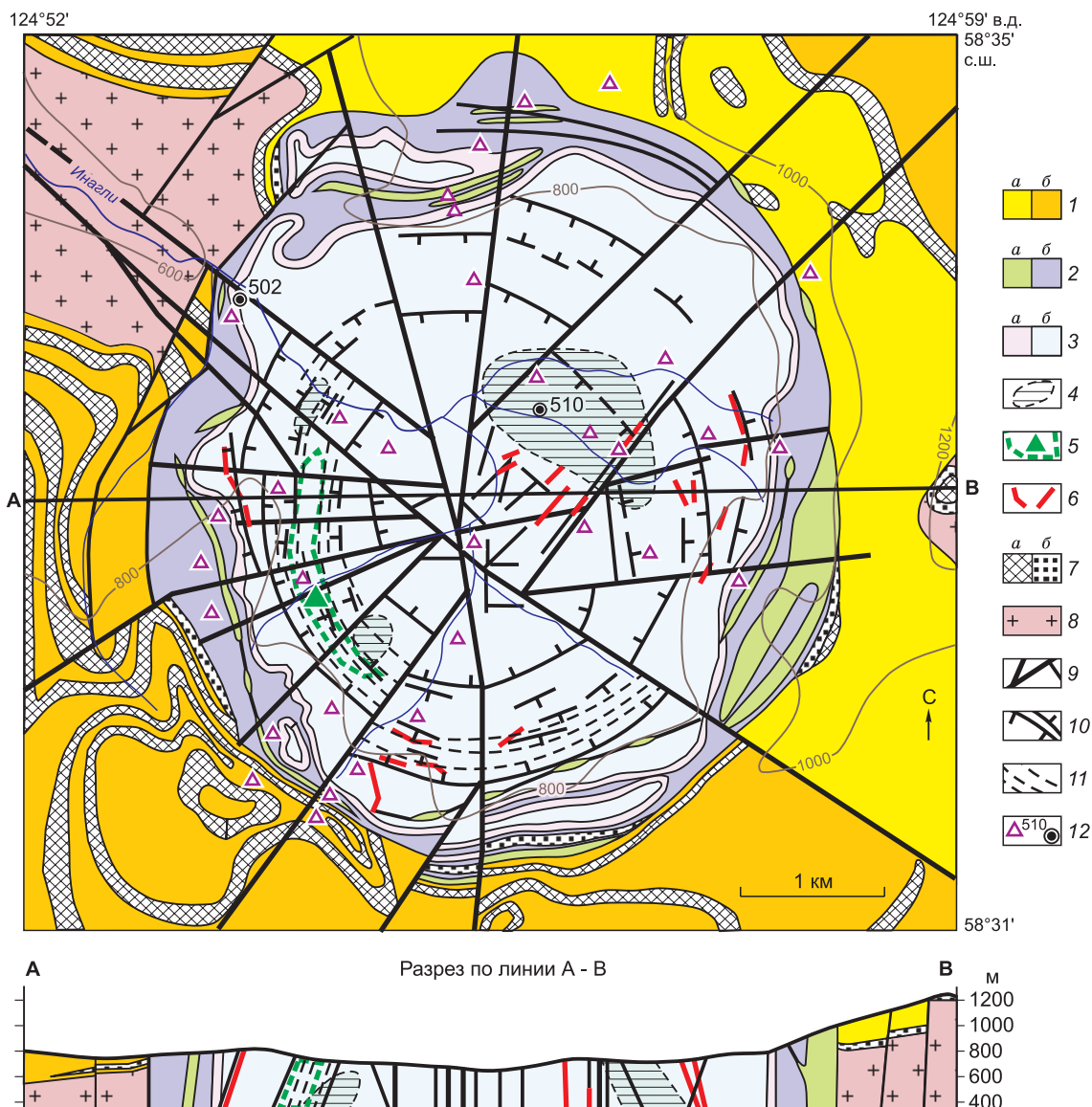


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Инаглинского массива.

1 — сиенит-порфиры (а) и сиенит-диорит-порфириты (б); 2 — пуласкиты, меланократовые щелочные сиениты (а) и шонкиниты (б); 3 — перидотиты, пироксениты (а) и дуниты (б); 4 — участки развития дунитов с сегрегационными и прожилково-вкрапленными выделениями хромитов; 5 — зона распространения хромдиопсидитовых проявлений и карьер разработки жильной зоны № 1; 6 — крупные секущие тела пегматитов; 7 — кембрийские известняки и доломиты (а), венские песчаники и гравелиты (б); 8 — архейские породы кристаллического фундамента; 9 — радиальные и оперяющие разломы; 10 — кольцевые разломы; 11 — кольцевые трещины, выполненные пегматитами и метасоматитами; 12 — основные места отбора проб с коренных обнажений и керн скважин № 502 и 510. Карта составлена по [Корчагин, 1996] с изменениями и дополнениями авторов. Горизонталы показаны через 200 м.

смагивается в составе Южно-Алданской системы впадин. Последняя представляет собой тыловой прогиб мезозойской активной континентальной окраины, связанный с субдукцией в обрамлении Монголо-Охотского пояса.

В 1951 г. на Инаглинском массиве Н.Н. Гераковым была обнаружена россыпь платины, которая с 1992 г. разрабатывалась старательской артелью «Инагли». Минералогия платины из данной россыпи приводится в трудах многих ее исследователей [Рожков и др., 1962; Рудашевский и др., 1983; Мочалов и др., 1988; Округин и др., 1992; Толстых, Кривенко, 1997; Okrugin, 1998; Malitch, Thalhammer, 2002; и др.]. МПП с оливином и хромитом были обнаружены в штучных пробах дунитов [Рожков, Кицул, 1960; Разин, 1968].

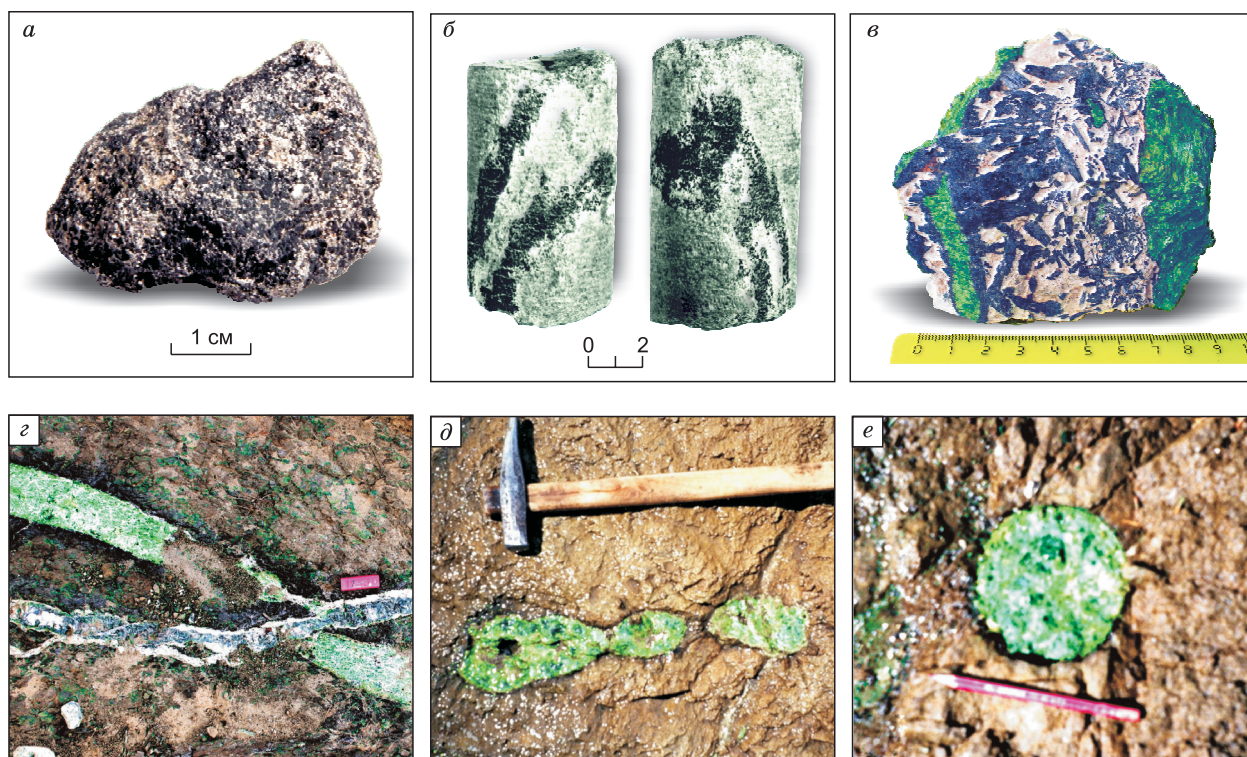


Рис. 2. Самородок платины, хромитит и хромдиопсидит Инаглинского массива.

a — самородок изоферроплатины с обильными включениями хромита; *б* — включенно-прожилковые выделения хромитов (черное) в дунитах из керна скв. 510, гл. 142 и 285 м; *в* — экрманит-ортоклазовая пегматитовая жила, пересекающая анхимономинеральные хромдиопсидиты (зеленое) из жильной зоны № 1; *г* — пересечение хромдиопсид-полевошпатовой жилы амфибол-полевошпатовым прожилком в дунитах; *д, е* — изолированные цепочечно-вытянутые (*д*) и сфероидальные (*е*) анхимономинеральные хромдиопсидитовые сегрегации в дунитах на свежем вскрытом плотике россыпи по руч. Сосновый, белые пятнышки — блики от мокрой поверхности обнажения.

Главным минералом Инаглинской россыпи является иридная изоферроплатина Pt_3Fe , которая встречается в основном в виде слабоокатанных и окатанных зерен размером от 0.5 до 3.0 мм, реже попадаются мелкие самородки размером до 5 мм и более, а самый крупный из них весит около 100 г (рис. 2, *a*). На основе изучения парагенезисов минералов самородков [Округин, 2001] было показано, что крупные выделения платины Инаглинского массива связаны с редкими хромитовыми телами, формирующими маломощные прожилковые (см. рис. 2, *б*) или небольшие (от нескольких сантиметров до 0.5—1.0 м) сегрегационные выделения с густовкрапленным и сплошным хромититовым оруденением в дунитах. В Инаглинской россыпи наряду с платиной в небольшом количестве встречается самородное золото от субрудных выделений до хорошо окатанных комковидных и пластинчатых зерен размером до



1—2 мм. Пробность золота варьирует от 380 до 980 ‰ с основным пиком 900, среди примесей отмечены Cu до 2 ‰ и Hg до 3.4 ‰, установлены единичные знаки палладистого (Pd до 1—3 ‰) золота [Округин и др., 2013], а также обнаружены твердые растворы золота со свинцом, близкие по составу к AuPb [Svetlitskaya, Nevolko, 2017; Svetlitskaya et al., 2017].

Рис. 3. Жильные тела хромдиопсидитов (зеленое) и пегматитов (светло-серое) в дунитах Инаглинского массива.

Карьерная отработка жильной зоны № 1, 2015 г.

Разведка и добыча ювелирного хромдиопсида на Инаглинском массиве началась в семидесятых годах прошлого столетия по заявке А.М. Корчагина. Месторождение хромдиопсида включает несколько жильных зон, мощности которых достигают 10—20 м, а в раздувах — 40 м, а протяженность — до нескольких сотен метров. Сложены они крупнозернистыми полевошпат-хромдиопсид-слюдяными породами [Корчагин, 1996]. Хромдиопсид в таких телах может занимать господствующее положение вплоть до образования анхимономинеральных хромдиопсидитовых пород, часто рассеченных экерманит-ортотлазовыми жилами (см. рис. 2, в). Из одной такой жильной зоны (№ 1) сейчас добывается зеленый хромдиопсид ювелирного качества (рис. 3). Геология и минералогия Инаглинского месторождения хромдиопсидов наиболее полно изучены А.М. Корчагиным [1996] и Г.П. Пацкевичем [1980], которые считают генезис хромдиопсидовых проявлений метасоматическим и пегматитовым соответственно. Позднее А.В. Округиным [2016а] предложена магматогенная природа формирования хромдиопсидитовых жил и желваков.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД И РУД ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА

Породы Инаглинского массива — от дунитов до пуласкитов, включая перидотиты, пироксениты, шонкиниты и щелочные сиениты (табл. 1), образуют единую непрерывную серию (рис. 4), совпадающую с трендом изменения пород в дифференцированных силлах щелочных пикритов Якокутского гра-

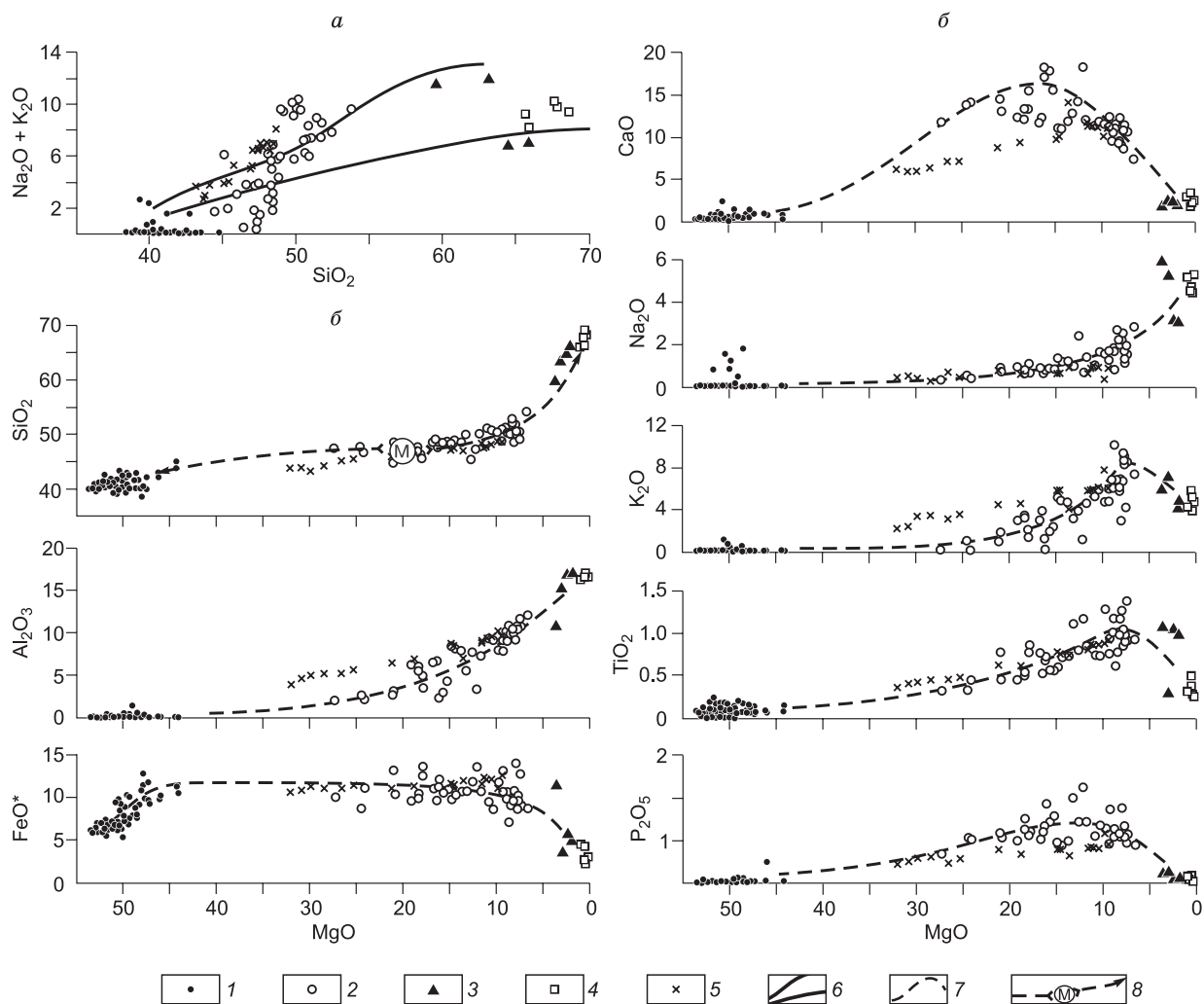


Рис. 4. Составы пород (мас. %) на диаграммах SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (а) и MgO — основные оксиды (б).

1 — дуниты; 2 — перидотиты, пироксениты, щелочные габброиды; 3 — пуласкиты; 4 — сиенит-диориты и сиениты силлов вокруг Инаглинского массива; 5 — калиевые пикритоиды Центрального Алдана, по [Кривенко, 1980]; 6 — границы разделения щелочных и субщелочных пород, по [Богатиков и др., 1981]; 7 — тренды изменения состава пород; 8 — направления фракционирования исходного расплава (М) для Инаглинского массива. Химические составы пород пересчитаны на сухой остаток. $\text{FeO}^* = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Таблица 1.

Представительные анализы пород Инаглинского массива

Компонент	Пироксениты и перидотиты										Шонкиниты				Пулласкиты				Сиениты		Диопсидиты ³		Хромититы ⁴	
	И-4-4	И-2-5	И-0-5	И-4-13	И-4-9	И-6-10	И-6-11	И-4-19	И-6-5	И5-2	И-6-2	И-6-2	И-6-2	И-6-2	И-6-2	И-6-2	И-6-2	И-6-2	И-2-11	И-2-11	И-0-9	И-0-7д	И-5-7	И-5-5
SiO ₂ , мас. %	37.62	37.33	38.60	51.88	51.61	45.00	47.96	48.11	50.21	50.19	61.84	64.00	64.82	67.16	54.85	54.46	—	—	64.82	64.82	54.85	54.46	—	—
TiO ₂	0.18	0.05	0.07	0.17	0.16	0.87	0.58	0.74	0.74	1.01	0.30	0.96	0.50	0.27	0.03	0.15	—	—	0.50	0.50	0.03	0.15	0.68	0.75
Al ₂ O ₃	0.05	0.06	0.03	0.94	4.84	3.48	2.91	7.96	9.20	10.18	14.99	16.82	16.86	16.50	0.24	0.21	—	—	16.86	16.86	0.24	0.21	6.38	4.69
Fe ₂ O ₃	3.13	4.63	4.58	2.29	2.58	6.05	4.31	4.77	4.88	6.15	2.83	1.10	3.17	2.20	0.66*	0.35*	—	—	3.17	2.20	0.66*	0.35*	55.02*	58.53*
FeO	3.46	4.97	5.97	1.26	0.98	7.49	6.26	5.95	3.73	3.66	0.68	3.72	0.98	0.69	1.09	1.30	—	—	0.98	0.69	1.09	1.30	26.22	24.26
MnO	0.03	0.16	0.18	0.07	0.10	0.23	0.25	0.18	0.18	0.14	0.06	0.07	0.10	0.05	0.02	0.04	—	—	0.10	0.05	0.02	0.04	0.38	0.19
MgO	48.42	46.75	46.47	21.08	19.69	17.68	15.60	13.62	10.24	8.78	2.88	1.82	0.42	0.40	17.84	17.28	—	—	0.42	0.40	17.84	17.28	10.90	11.35
CaO	0.61	0.72	0.72	19.59	12.95	15.44	17.84	11.84	11.73	9.42	2.42	1.88	3.32	2.38	24.99	24.90	—	—	3.32	2.38	24.99	24.90	—	—
Na ₂ O	0.03	0.03	0.03	1.03	1.59	0.71	0.90	1.22	1.67	1.82	5.20	3.00	4.47	5.27	0.42	0.44	—	—	4.47	5.27	0.42	0.44	—	—
K ₂ O	0.07	0.02	0.01	0.12	1.93	1.21	1.76	4.37	5.49	6.37	6.50	3.77	3.59	4.42	—	—	—	—	3.59	4.42	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0.05	0.08	0.01	0.02	0.02	1.16	1.42	0.98	1.35	1.09	0.25	0.11	0.17	0.10	—	—	—	—	0.17	0.10	—	—	—	—
П.л.п.	6.31	4.72	3.51	1.73	3.66	0.62	0.50	0.33	1.05	0.38	1.13	2.17	1.27	0.43	—	—	—	—	1.27	0.43	—	—	—	—
Сумма	99.96	99.52	100.18	100.18	100.11	99.94	100.29	100.07	100.47	99.19	99.08	99.42	99.67	99.87	99.93	99.13	—	—	99.67	99.87	99.93	99.13	99.58	99.77
V, г/т	8.1	7.5	5.4	91	160	370	160	290	340	510	210	112	89	74	10	18	—	—	89	74	10	18	110	101
Cr	3800	2800	2600	1600	830	630	560	470	260	280	660	319	260	120	4874	2886	—	—	260	120	4874	2886	124024	143276
Co	130	180	240	22	21	81	62	63	74	50	12	19	5.9	8.4	21	21	—	—	5.9	8.4	21	21	208	180
Ni	1800	1400	1600	570	300	390	320	300	170	190	73	40	26	19	282	237	—	—	26	19	282	237	183	236
Cs	0.15	0.28	<0.09	0.17	0.67	0.34	2.76	4.1	4.3	3.3	1.35	3.5	2.7	1.84	0.25	0.08	—	—	2.7	1.84	0.25	0.08	<0.1	<0.1
Rb	2.75	1.00	0.50	1.51	15.6	19.6	75.7	178	201	141	53.0	98.2	54.9	65.9	1.96	1.00	—	—	54.9	65.9	1.96	1.00	6.2	9.0
Sr	11.1	4.4	6.4	1640	2152	905	864	821	967	1323	3903	525	1282	1248	2073	1894	—	—	1282	1248	2073	1894	16	41
Y	0.26	0.11	0.21	8.7	9.3	27	24	20	25	25	7.6	18.3	18.5	20	6.4	6.6	—	—	18.5	20	6.4	6.6	0.53	0.37
Zr	0.96	1.07	0.64	21	51	54	40	69	63	62	29	331	159	147	14.4	18.9	—	—	159	147	14.4	18.9	44	12.3
Nb	0.09	<0.09	<0.09	0.57	0.57	1.24	1.14	2.3	3.0	3.1	1.25	16.0	6.9	6.2	3.8	1.89	—	—	6.9	6.2	3.8	1.89	2.8	2.6
Ba	39	5.9	9.7	23	2064	2306	806	1840	1058	3832	5191	1181	2327	2315	73	37	—	—	2327	2315	73	37	9.2	42
La	0.34	0.08	0.36	14.6	14.2	28	38	26	47	44	42	39	27	29	10.1	11.7	—	—	27	29	10.1	11.7	1.96	0.75
Ce	0.61	0.16	0.49	44	39	62	80	56	94	92	74	77	52	56	25	30	—	—	52	56	25	30	3.7	1.55
Pr	0.08	<0.03	0.06	6.3	6.0	8.9	11.2	8.0	12.6	12.7	8.8	9.1	6.7	7.1	3.61	4.91	—	—	6.7	7.1	3.61	4.91	0.39	0.17
Nd	0.36	0.08	0.29	27	26	39	50	34	51	47	31	34	26	28	16.4	22	—	—	26	28	16.4	22	1.38	0.67
Sm	0.08	0.03	0.06	5.4	5.3	8.0	10.1	7.0	9.6	8.4	4.9	5.6	4.3	5.2	3.3	4.8	—	—	4.3	5.2	3.3	4.8	0.24	0.12
Eu	0.02	0.02	0.02	1.63	1.27	1.95	2.6	1.65	2.7	1.76	0.83	1.52	1.11	1.38	0.90	1.24	—	—	1.11	1.38	0.90	1.24	0.04	0.03
Gd	0.11	0.03	0.05	4.0	4.1	7.1	8.3	6.1	8.2	7.2	3.4	4.6	3.6	4.4	2.5	3.2	—	—	3.6	4.4	2.5	3.2	0.17	0.05
Tb	0.01	0.01	0.01	0.47	0.43	0.95	1.01	0.80	1.02	0.95	0.38	0.57	0.51	0.62	0.28	0.31	—	—	0.51	0.62	0.28	0.31	0.02	0.01
Dy	0.07	0.03	0.04	2.1	2.2	5.1	5.1	4.3	5.3	4.9	1.55	2.9	3.0	3.5	1.26	1.44	—	—	3.0	3.5	1.26	1.44	0.09	0.06

No	0.01	0.01	0.01	0.34	0.33	0.90	0.90	0.90	0.90	0.26	0.49	0.58	0.68	0.18	0.21	0.02	0.02
Er	0.05	0.04	0.02	0.89	0.83	2.5	2.4	1.97	2.5	0.64	1.47	1.61	2.0	0.49	0.46	0.05	0.04
Tm	0.01	0.01	0.00	0.13	0.13	0.35	0.34	0.31	0.36	0.09	0.23	0.24	0.32	0.07	0.08	0.01	<0.008
Yb	0.07	0.06	0.03	0.70	0.83	2.1	1.98	1.72	2.2	0.58	1.41	1.70	2.1	0.40	0.54	0.05	<0.008
Lu	0.01	0.01	0.00	0.10	0.13	0.26	0.28	0.25	0.29	0.10	0.23	0.24	0.32	0.06	0.08	0.01	<0.008
Hf	<0.06	<0.06	<0.06	0.79	1.57	1.71	1.40	2.2	2.1	0.98	7.9	3.8	4.1	0.57	0.88	1.17	0.49
Ta	<0.1	0.14	<0.1	0.21	0.28	0.21	0.28	0.42	0.35	0.28	0.90	0.56	0.63	<0.1	<0.1	2.0	2.3
Pb	3.2	3.5	2.6	3.3	3.2	3.7	4.7	16	20	31	22	44	42	5.6	7.3	3.2	8.0
Th	0.05	<0.03	<0.03	0.68	2.38	1.17	1.51	1.77	2.39	1.59	9.1	4.2	5.1	0.60	0.33	0.74	0.16
U	<0.03	<0.03	<0.03	0.26	0.45	0.32	0.32	0.51	0.57	0.58	1.33	1.54	1.73	0.24	0.08	0.11	0.16

Примечание. Химические анализы пород выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГАБМ СО РАН. Элементы-примеси определены ИСР-MS методом в лаборатории ИГМСО РАН. ^{1,2}Сиенит-диорит-порфиры (1) и сиенит-порфиры (2), обрамляющие массив. ^{3,4}Здесь приведены средние составы диопсидов (3) и хромитов (4) из проб анхимономинеральных пород, определенные микрозондовым анализом Camebax-Misto. Прочерк — элемент не определен.

* В диопсидитах и хромититах вместо Fe₂O₃ приводится содержание Cr₂O₃, а Fe₂O₃ входит в FeO как общее железо, определенное микрозондовым анализом.

бена [Кривенко, 1980]. В связи с этим предполагалось, что исходным расплавом, формировавшим породы Инаглинского массива, являются калиевые пикритоиды [Округин, 2004]. Составы более поздних секущих тел пуласкидов приближаются к составам сиенитовых пород, широко развитых вокруг массива в форме многочисленных межпластовых силлов среди венд-кембрийских толщ. Такая тесная пространственная и временная сопряженность, единый тренд изменения состава этих пород, вероятно, свидетельствуют, в свою очередь, о комагматичности сиенитов и щелочных пикритоидов, широко развитых в Центрально-Алданском районе. Это подтверждается тем, что в Инаглинском массиве составы оливина, пироксена, флогопита (табл. 2) и хромшпинелидов закономерно изменяются в зависимости от содержания MgO вмещающих пород (рис. 5).

Оливин в дунитах по составу варьирует от Fo₉₅ до Fo₈₆, что хорошо коррелируется с магнезиальностью породы. Далее в перидотитах, пироксенитах и шонкинитах оливин изменяется от Fo₈₂ до Fo₇₀, и в целом тренд изменения составов оливина от дунитов к шонкинитам ложится практически на одну прямую (см. рис. 5). Установлено, что оливины в дунитах содержат больше CaO (до 0.6 %, в среднем 0.3 %), в то время как в перидотитах, пироксенитах и шонкинитах содержание CaO не превышает 0.15 %. Наблюдается также равномерное понижение содержания NiO (от 0.3 до 0.1 %) и, наоборот, повышение количества MnO (от 0.1 до 0.6 %) в оливинах от дунитов до шонкинитов (рис. 6).

Оливины из сплошных хромититовых руд или включений в крупных кристаллах хромита из дунитов близки по составу оливинам из дунитов, но занимают узкую область в более магнезиальной части Fo₉₂₋₉₅. Форстериты, находящиеся в тесном сростании с изоферроплатиной или в виде включений в ней, характеризуются еще более высокой магнезиальностью Fo₉₄₋₉₆. Форстеритам из хромититов и платиновых металлов, так же как и таковым из дунитов, свойственно повышенное содержание NiO — более 0.2 мас. %, в то время как в оливинах перидотит-шонкинитового ряда его содержание не превышает обычно 0.15 мас. %. Все это еще раз подтверждает тесную генетическую связь платина-хромитовой минерализации Инаглинского массива с кристаллизационной историей становления дунитов [Округин, 2004], а не с постмагматическими метасоматически-ремобилизационными процессами преобразования мафит-ультрамафитовых комплексов.

Пироксены в породах и рудах Инаглинского массива можно разделить на три группы. Первую группу составляет диопсид в совокупности с авгитом, вторую — эгирин-авгит, а третью — диопсид с существенной примесью космохлора. Наблюдается постепенное незначительное снижение магнезиальности клинопироксена (см. табл. 2) от дунитов к шонкинитам, а в пироксенах пуласкидов и сиенитов содержание En падает до 30 % (см. рис. 5). Пироксены из дунитов содержат менее 3 мол. % ферросилита (Fs) и на классификационной диаграмме En—Wo—Fs [Моримото, 1989] приурочены к диопсидовому углу. В минералах из перидотитов и пироксенитов содержание Fs возрастает до 11 мол. %, а в шонкинитах колеблется в пределах 3.5—12.4 мол. %, и они частично проникают в область авгита (рис. 7, а). В сиенитах обрамле-

Таблица 2. Представительные анализы оливина, клинопироксенов, флогопита из пород и руд
Инаглинского массива, мас. %

№ пробы	Порода, руда	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Оливин													
4-4	Дунит	41.69	—	—	0.01	5.97	0.17	52.06	0.30	—	—	0.25	100.44
2-5	»	40.49	—	—	0.01	9.35	0.22	49.45	0.11	—	—	0.19	99.81
2-8	»	41.09	—	—	0.00	8.06	0.20	48.25	0.44	—	—	0.21	98.24
6-8	Перидотит	38.29	—	—	0.01	16.55	0.36	43.05	0.05	—	—	0.16	98.47
6-6	Пироксенит	38.63	—	—	0.00	20.76	0.45	40.74	0.08	—	—	0.13	100.79
61	»	36.73	—	—	0.00	23.92	0.59	39.15	0.08	—	—	0.11	100.58
4-18	Шонкинит	38.32	—	—	0.00	23.31	0.60	37.01	0.09	—	—	0.12	99.44
4-19	»	37.54	—	—	0.00	26.47	0.61	34.50	0.11	—	—	0.09	99.31
5-7хр	Хромитит	43.22	—	—	0.00	6.06	0.15	50.03	0.29	—	—	0.30	100.05
5-7хр	»	42.36	—	—	0.01	7.71	0.24	49.52	0.36	—	—	0.26	100.46
001	Платина	43.46	—	—	0.00	3.72	0.11	51.73	0.26	—	—	0.35	99.62
6	»	42.05	—	—	0.00	4.88	0.16	51.84	0.26	—	—	0.27	99.45
Диоксид, авгит													
2-14	Дунит	54.08	0.19	0.92	0.52	2.27	0.02	17.03	24.83	0.62	—	—	100.47
4-7	»	52.97	0.27	1.41	0.57	1.62	0.00	17.17	25.31	0.34	—	—	99.66
4-14	»	54.85	0.05	0.55	2.62	1.87	0.03	15.53	22.10	2.07	—	—	99.67
4-13	Перидотит	55.10	0.11	0.35	0.32	2.45	0.04	16.99	23.60	0.88	—	—	99.83
4-9	»	54.77	0.05	0.23	0.42	4.33	0.04	15.48	22.85	1.88	—	—	100.04
3-11	Пироксенит	50.76	0.59	2.43	0.14	6.87	0.14	15.21	21.91	1.15	—	—	99.20
2-2	Шонкинит	51.46	0.69	3.02	0.03	8.24	0.20	13.95	22.31	0.56	—	—	100.46
4-19	»	51.18	0.70	2.79	0.14	7.37	0.16	14.94	21.75	1.02	—	—	100.05
5-2	»	53.03	0.27	1.67	0.00	7.21	0.34	15.80	21.11	1.37	—	—	100.81
Ин-24	Сиенит	53.08	0.11	0.34	0.02	12.74	1.01	10.98	22.25	0.38	—	—	100.91
510	Хромдиоксидит	54.61	0.37	0.41	0.52	3.20	0.00	17.62	23.68	0.52	—	—	100.93
0-7	»	54.66	0.09	0.21	0.26	1.13	0.04	17.38	24.90	0.44	—	—	99.10
0-6	»	54.93	0.07	0.27	0.30	1.88	0.05	17.63	23.81	0.69	—	—	99.63
133	»	54.88	0.21	0.19	0.36	2.57	0.00	17.29	23.72	0.45	—	—	99.67
171	Хромитит	55.85	0.13	0.26	0.87	1.56	0.00	17.86	23.86	0.27	—	—	100.66
155	»	55.22	0.21	0.29	0.75	1.74	0.00	17.48	24.19	0.16	—	—	100.04
001	Платина	55.33	0.03	0.04	0.06	1.26	0.03	18.55	24.44	0.05	—	—	99.79
2589	»	55.02	0.17	0.14	0.48	2.53	0.05	16.71	23.51	0.56	—	—	99.17
2589	»	54.23	0.11	0.64	0.62	1.02	0.00	18.44	24.83	0.28	—	—	100.17
2589	»	52.68	0.28	1.56	0.90	4.90	0.01	15.74	22.36	0.67	—	—	99.10
2589	»	55.65	0.00	0.00	1.56	3.57	0.04	15.90	22.40	1.41	—	—	100.53
2589	»	54.82	0.01	0.37	6.14	2.81	0.00	13.60	18.61	3.50	—	—	99.86
Эгириин-авгит													
0-7	Хромдиоксидит	53.66	0.30	0.41	0.01	13.75	0.09	10.37	15.67	5.67	—	—	99.93
0-7	»	54.81	0.18	0.44	0.02	8.83	0.08	12.42	18.94	3.81	—	—	99.53
0-8	»	53.07	0.86	0.63	1.30	10.37	0.11	11.46	16.33	5.73	—	—	99.87
0-10	»	54.10	0.19	0.24	0.21	9.61	0.11	12.54	18.59	3.51	—	—	99.10
0-7	Пегматит	54.62	0.31	0.27	0.03	15.09	0.05	9.68	14.33	5.44	—	—	99.82
0-7	»	55.44	0.25	0.22	0.03	12.48	0.12	11.23	16.59	4.26	—	—	100.61
6-2	Пуласкит	53.85	0.42	0.70	0.00	12.13	0.22	9.90	16.02	5.95	—	—	99.19
Флогопит													
510	Дунит	42.64	0.18	7.85	0.06	6.44	0.05	26.75	0.00	0.34	10.34	—	94.64
6-8	Перидотит	40.96	3.74	13.26	0.15	4.59	0.01	22.40	0.00	0.63	10.02	—	95.76
6-10	»	39.94	5.78	12.52	0.10	6.96	0.07	19.11	0.03	0.52	9.98	—	95.01

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
70	Пироксенит	38.55	4.80	13.81	0.11	7.82	0.03	19.53	0.01	0.67	9.62	—	94.94
5-2	Шонкинит	39.14	5.89	13.02	0.00	9.21	0.07	17.98	0.00	0.47	10.01	—	95.79
502	»	38.70	4.68	12.67	0.02	13.10	0.21	15.40	0.01	0.20	9.85	—	94.84
39	Сиенит	37.49	2.38	14.01	0.03	26.38	0.10	13.83	0.02	0.16	9.74	—	94.24
Хр2	Хромитит	41.77	0.03	8.77	0.06	6.21	0.00	28.17	0.01	0.14	10.44	—	95.60
Хр13	»	39.43	0.64	12.56	1.60	2.37	0.00	26.33	0.00	0.03	10.25	—	93.21
Хр43	»	39.42	0.93	12.84	1.53	2.99	0.00	26.07	0.05	0.01	9.21	—	93.05
1/111	Платина	41.09	0.50	13.37	2.30	1.16	0.00	25.96	0.01	0.24	10.23	0.10	94.73
9/111	»	41.07	0.50	13.14	2.26	1.24	0.02	25.47	0.01	0.26	9.63	0.11	93.71

Примечание. Анализы выполнены микрозондовым анализом Camebax-Micro в лаборатории ИГАБМ СО РАН, аналитики: Н.В. Лескова, С.К. Попова, Л.М. Попова, Н.В. Христофорова. Прочерк — элемент не определялся.

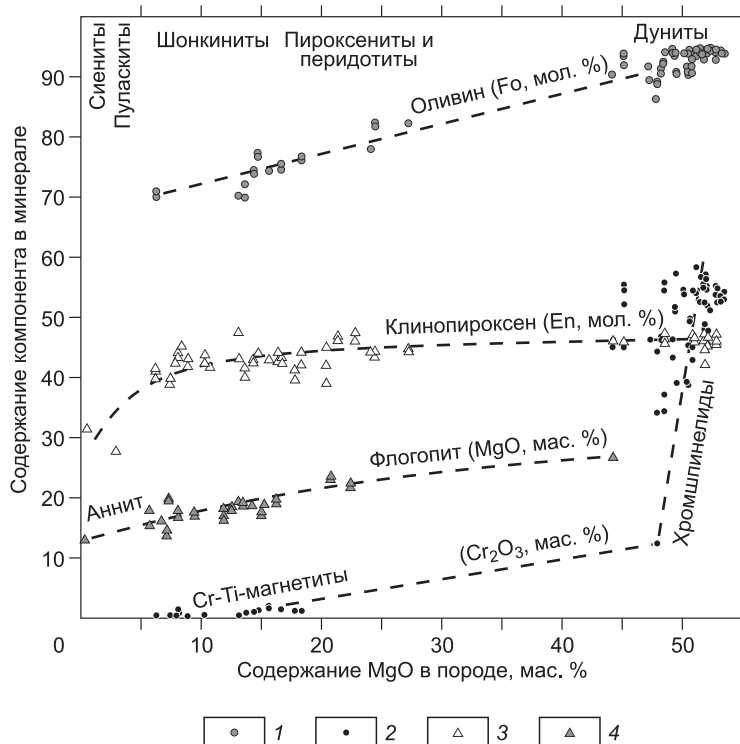
ния Инаглинского массива диопсид имеет повышенные железистость и марганцовистость. Диопсиды дунитов отличаются повышенной хромистостью (Cr_2O_3 0.3—2.6, в среднем 0.8 мас. %), в то время как пироксены в породах перидотит-клинопироксенит-шонкинитового ряда содержат Cr_2O_3 0.01—0.65 мас. %. Минерал из хромдиопсидитовых жил по магниальности и кальциевости идентичен пироксену из дунитов, но характеризуется более умеренной хромистостью ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.22—0.66$ мас. %), соответствующей таковой пироксенов из перидотит-клинопироксенит-шонкинитовой серии пород.

В хромдиопсидитовых жилах кроме зеленого диопсида реже отмечаются выделения темного пироксена, в которых содержание эгиринового минала составляет 18—40 мол. %, и они на номенклатурной диаграмме Ca—Mg—Fe и Na-пироксенов попадают в поле эгирин-авгита (см. рис. 7, б). По составу они близки таковым из экерманит-эгирин-ортотлазовых пегматитов и пуласкитов. Эгирин-авгит повсеместно развивается вокруг обломков хромдиопсидитов и на стенках секущих пегматитовых жил (см. рис. 2, в).

Диопсиды, находящиеся в сростании с изоферроплатиной Инаглинской россыпи, идентичны диопсидам из дунитов, особенно по повышенному содержанию в них хрома. В сростании с платиной были обнаружены два мелких округлых зерна ярко-зеленого пироксена, в которых содержание Cr_2O_3 достигает 6.14, а Na_2O — 3.5 мас. % (см. табл. 2). Расчет формульных коэффициентов данного пироксена показывает, что тетраэдрические позиции полностью заняты кремнием, а количество Na немного превышает суммы Cr и Al, т.е. в пересчете на минеральный состав Na связывается в 18 % молекулы космохлора $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$, 0.2 % жадеита и около 5 % эгирина. Космохлор — минерал, обнаруженный вначале в метеоритах [Laspeyres, 1897; Frondel, Klein, 1965; Couper et al., 1981], обычно не входит в состав крайних членов Na-пироксенов — жадеита и эгирина, поэтому комиссия по пироксенам ММА [Моримото, 1989] не включает космохлор в классификационную диаграмму (Ca—Mg—Fe-Pyr)—Jd—Ae, рекомендуя рассматривать его отдельно.

Рис. 5. Зависимость состава минералов от содержания MgO в породе.

Содержания: 1 — Fo (мол. %) в оливине; 2 — Cr_2O_3 (мас. %) в магнетитах-шпинелидах; 3 — En (мол. %) в клинопироксене; 4 — MgO (мас. %) в анните-флогопите. Содержание MgO в породе приведено после пересчета анализов на 100 % сухого остатка.



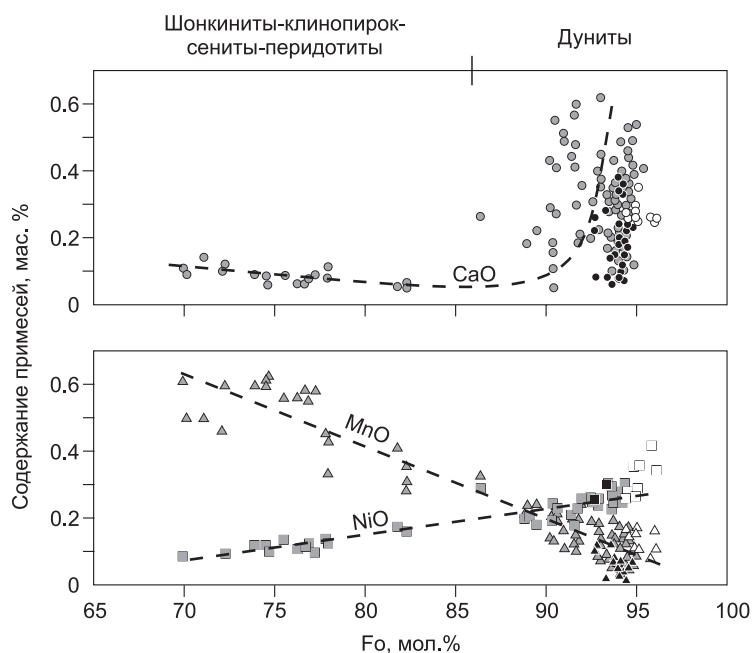


Рис. 6. Изменение содержания примесей (CaO, MnO и NiO) в оливине в зависимости от его магнезиальности (Fo) из пород и руд Инаглинского массива.

Тренды изменения показаны штриховыми линиями с указанием примесного компонента (кружки — CaO; треугольники — MnO; квадраты — NiO). Серые значки — оливины из пород дунит-перидотит-клинопироксенит-шонкинитовой серии; черные — оливины из хромититов; незалитые значки — оливины в сростании с изоферроплатиной из россыпи.

Однако космохлор и космохлор-жадеитомфацитовые твердые растворы достоверно были установлены в жадеитовых породах офиолитов Западного Саяна [Добрецов, Татарин, 1983], Бирмы [Yang, 1984; Harlow, Olds, 1987] и Французских Альп [Mével, Kienast, 1980]. Омфациты с высоким содержанием космохлорового (юриитового) компонента от 10 до 30—46 % ранее были известны в сростании с алмазом в кимберлитах Якутии [Соболев и др., 1971; Соболев, 1974; Sobolev et al., 1975].

Также было установлено существование непрерывного ряда диопсид-космохлор, содержащего обычно менее 2—3, реже 5—7 мол. % жадеитового компонента и образующегося при умеренных *P-T* условиях формирования метаосадочных пород слюдянского комплекса Южного Прибайкалья [Резницкий и др., 2011]. Это свидетельствует о возможности образования наряду с высокобарическими космохлор-омфацитовыми фазами также и космохлор-диопсидовых твердых растворов, формирующихся при низких давлениях. В связи с этим пироксены с космохлоровым компонентом можно рассматривать в рамках классификационной диаграммы Ca-Na-пироксенов (Ca—Mg—Fe—Pyrg)—Jd—Ae, где космохлоровый минал присоединяется к жадеитовому компоненту, так как в них эгириновая составляющая обычно не превышает 10 мол. % (см. рис. 7, б). Но здесь видно, что эгириновый и жадеитовый тренды несовместимы, и высокохромовые клинопироксены лучше рассматривать на диаграмме диопсид—жадеит—космохлор, как было предложено Н.В. Соболевым [1974]. На такой диаграмме (см. рис. 7, в), построенной подобно классификационной диаграмме Ca—Mg—Fe- и Na-пироксенов, наблюдается непрерывная серия диопсид—космохлор, а также протяженные ряды от диопсида к жадеиту и от жадеита к космохлору, встречающиеся в различных породах.

Таким образом, в породах и рудах Инаглинского массива наряду с хромсодержащими (Cr₂O₃ менее 1—3 мас. %) диопсидами редко встречаются высокохромовые (Cr₂O₃ более 5 мас. %) диопсиды, отвечающие по своему составу космохлор-диопсидовому твердому раствору. В отличие от высокобарических кимберлитовых хромовых омфацитов, космохлор-диопсид в сростании с платиной Инагли характеризуется низким содержанием Al₂O₃ = 0.37 мас. % (не более 2 мол. % жадеитового минала) в октаэдрической Al^{VI} барической позиции, что указывает на небольшую глубину формирования платинометалльной минерализации Инаглинского массива.

Флогопит в дунитах отличается наибольшей магнезиальностью (26.75 мас. % MgO) и низкой глиноземистостью (7.85 % Al₂O₃), в то время как флогопиты в перидотит-шонкинитовом ряду характеризуются постепенным повышением железистости минерала, приближающего его к анниту в шонкинитах (см. рис. 5). В слюдах перидотит-шонкинитовой серии также отмечаются повышенные содержания Al₂O₃ (12.5—14.0 мас. %) и TiO₂ (3.7—5.9 мас. %). Следует отметить, что флогопит из включений в Инаглинском хромдиопсиде [Наумов и др., 2008] по содержанию MgO (17.12—23.90 мас. %) соответствует составу флогопита из пород перидотит-шонкинитового ряда, приведенных нами (см. табл. 2), но отличается низким содержанием TiO₂ (0.02—1.30 мас. %) и повышенным — Cr₂O₃ (до 0.53 мас. %). Флогопит из расплавных включений в клинопироксенитах оливиновых шонкинитов [Рокосова и др., 2016] имеет такой же состав.

В сиенитах силлов, обрамляющих Инаглинский массив, фиксируется аннит с небольшой примесью TiO₂ — 2.4 мас. % (см. табл. 2). Флогопит из хромитита обр. Хр2 аналогичен таковому из дунита, но в других образцах хромититов, так же как во включениях в изоферроплатине, флогопит при соот-

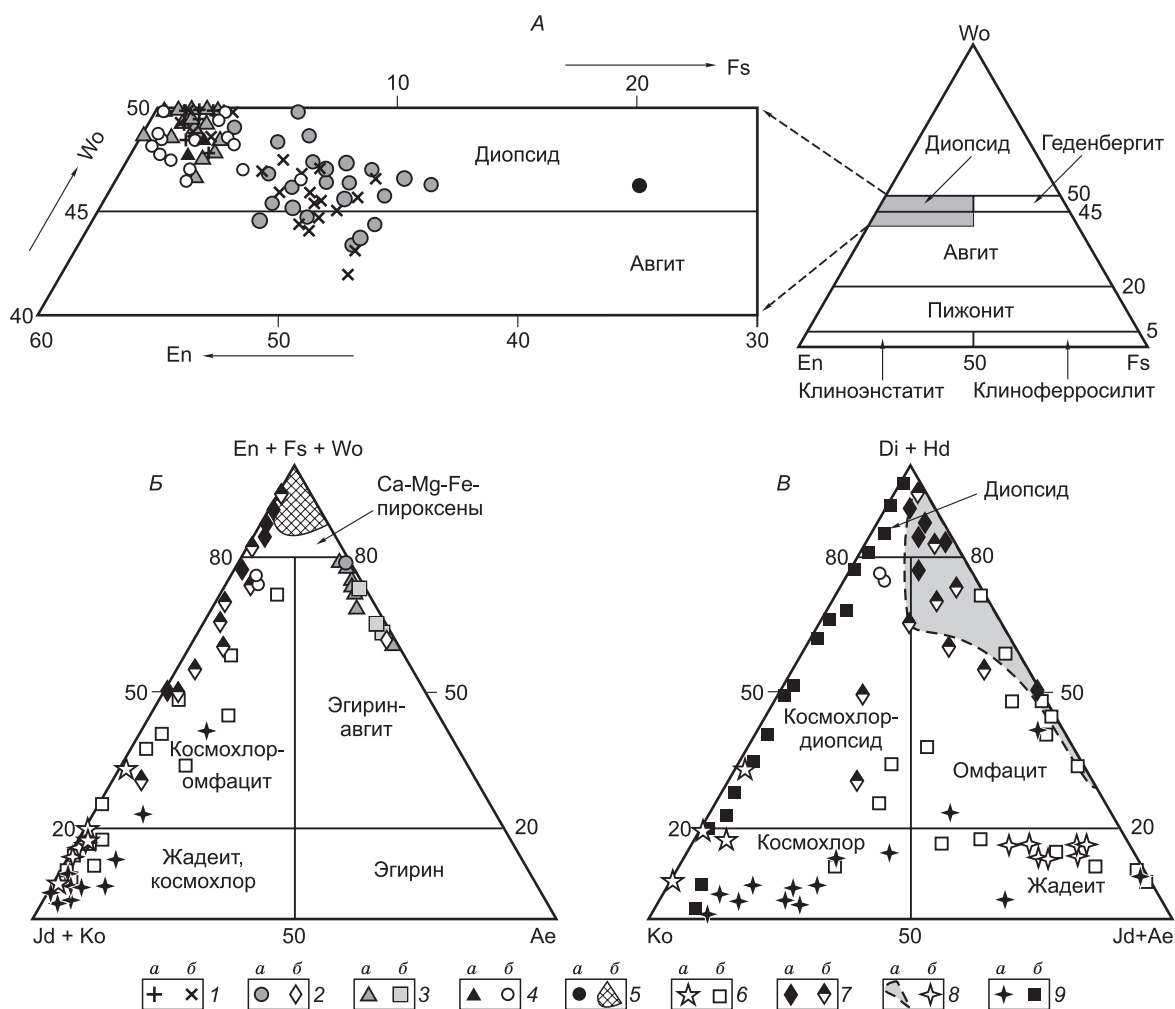


Рис. 7. Составы клинопироксенов на диаграммах En—Wo—Fs (A), (Ca—Mg—Fe—Pyr)—(Jd + Ko)—Ae (B) и (Di + Nd)—Ko—(Jd + Ae) (B).

1—5 — клинопироксены из пород и руд Инаглинского массива (данные авторов): 1 — дуниты (a), перидотиты и пироксениты (б); 2 — шонкиниты (a) и пуласкиты (б); 3 — хромдиопсидиты (a) и экерманит-ортоклазовые пегматиты (б); 4 — хромититы (a) и сростания с изоферроплатиной (б); 5 — сиениты (a) и объединенное поле составов Ca—Mg—Fe-пироксенов из пород Инаглинского массива (б) на диаграмме B; 6 — метеориты (a) [Fronde, Klein, 1965; Couper et al., 1981] и жадеитовые породы (б) офиолитов Бурского пояса [Добрецов, Татарин, 1983]; 7 — включения в алмазах (a) и сростки с алмазами (б) из кимберлитовых трубок Мир и Удачная; 8 — поле составов пироксенов из глубинных включений (a) кимберлитов [Соболев, 1974] и хромовые жадеиты из метаморфизованных габбро (б) Французских Альп [Mével, Kienast, 1980]; 9 — жадеититы (a) Бирмы [Yang, 1984; Harlow, Olds, 1987] и метаосадочные породы (б) слюдянского комплекса [Резницкий и др., 2011].

ветствующей дуниту высокой магнезиальности характеризуется повышенными содержаниями (мас. %) TiO_2 (0.5—0.9), Cr_2O_3 (1.5—2.3) и Al_2O_3 (12.6—13.4).

Полевой шпат в перидотитах и пироксенитах отмечается с появлением мелких ксеноморфных выделений калиевого полевого шпата, количество которого постепенно увеличивается в шонкинитах. В калишпатах этих пород содержание ортоклазового минала колеблется от 49 до 99 ат. %, а анортитового компонента обычно не превышает 5 ат. %. В шонкинитах ортоклаз образует пертитовые сростания с альбитом, а также появляется плагиоклаз состава $Or_{1-4}Ab_{51-75}An_{22-48}$. В прозрачной ортоклазовой интертстиционной массе шонкинитов Инаглинского массива часто наблюдаются округлые псевдоморфозы ортоклаза и нефелина по первичному лейцититу. Присутствие в этих породах раннего КПШ и лейцита обусловлено их калиевой специализацией. Высококалиевый уклон пород является одной из основных отличительных черт Инаглинского массива от других представителей кондерской подгруппы концентрически-зональных комплексов с дунитовым ядром на Алданском щите [Бирюков, 1997].

Шпинелиды в породах и рудах Инаглинского массива на мультидиаграмме составов шпинелидов (рис. 8) образуют три обособленные группы: хром-, ферри- и ульвошпинели. Хромшпинели встречаются

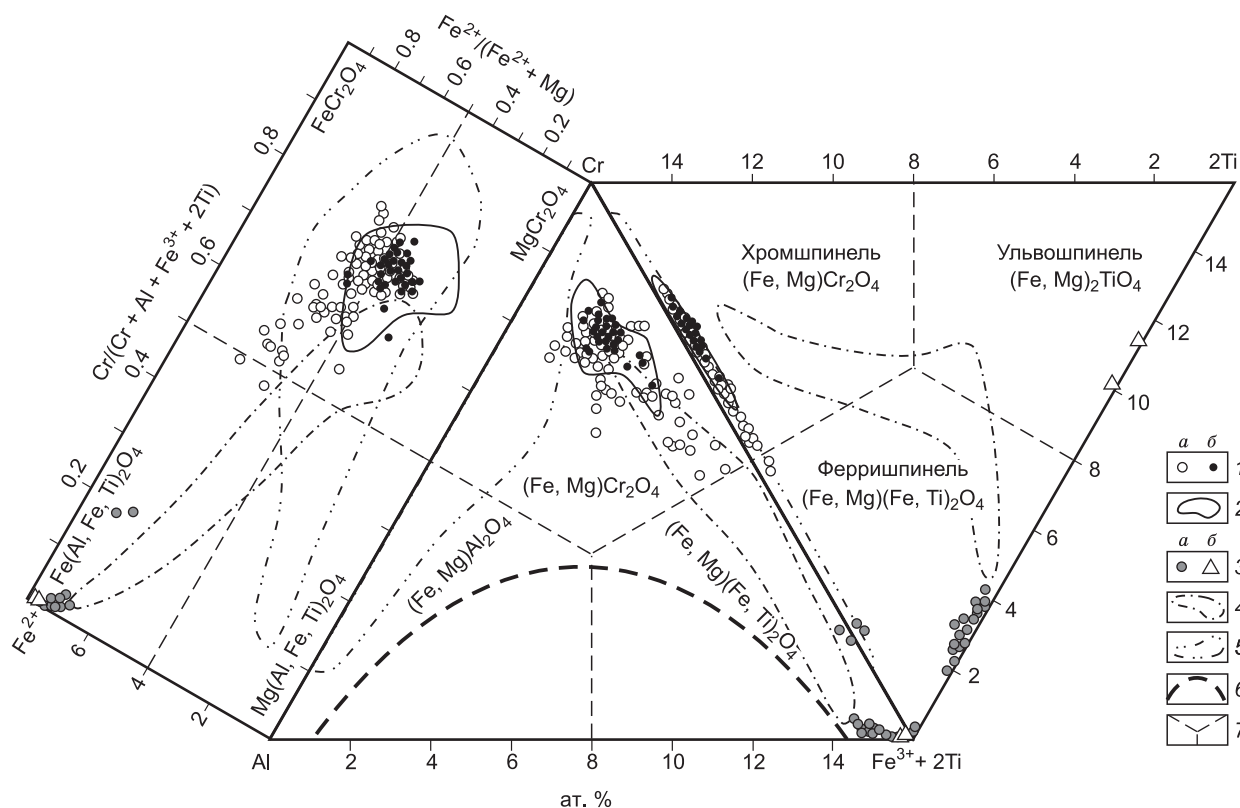


Рис. 8. Составы шпинелидов Инаглинского массива на диаграмме Al–Cr–(Fe³⁺ + 2Ti) с развернутыми проекциями Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg) и ульвошпинели.

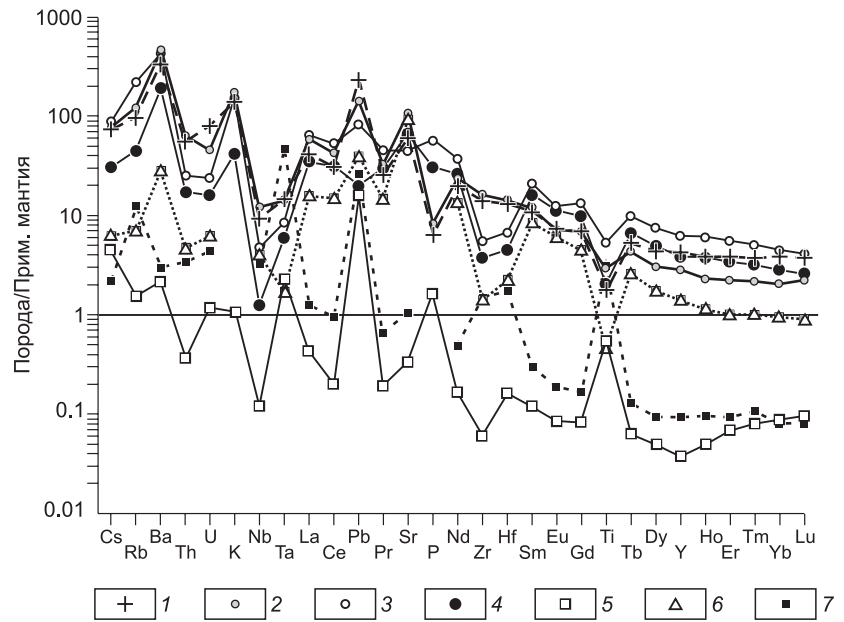
1 — акцессорные хром- и ферришпинели дунитов ($n = 101$) (а) и хромшпинели из рудных хромитов ($n = 41$) (б); 2 — хромшпинели, находящиеся в сростании с изоферроплатиной ($n = 68$) из россыпи Инагли; 3 — ферри- (а) и ульвошпинели (б) из перидотитов, пироксенитов и шонкинитов; 4 — дуниты, перидотиты, меймечиты и пикриты ($n = 36$) Гулинского массива [Васильев и др., 1976]; 5 — ультрамафиты офиолитовых комплексов [Павлов и др., 1979; Roeder, 1994]; 6 — область разрыва между составами алюмо- и ферришпинелидов; 7 — границы между группами и видами шпинелевых минералов.

ся в дунитах в виде октаэдрических кристаллов или округлых зерен размером 0.1—0.5 мм, количество которых не превышает 1 об. %. Нередко в локальных участках наблюдается повышение концентрации минерала, где появляются густовкрапленные скопления хромшпинели. Редко в дунитах встречаются шпировые неправильно-изометричные выделения массивных хромитов размером до 4—5 см и прожилки мощностью до 2—3 см (см. рис. 2, б). Некоторые такие обособления имеют причудливо-изогнутые формы, подтверждающие возможное формирование хромитов из несмешивающейся с силикатным расплавом высокохромовой оксидной жидкости, подверженной пластичной деформации [Округин, 2004; Okrugin, 2011].

Состав акцессорных хромшпинелидов в дунитах изменяется от хромитов до феррихромитов, в которых содержание Cr₂O₃ уменьшается от 58 до 35 мас. %, что заметно коррелируется с уменьшением магнезиальности дунитов (см. рис. 4). На тройной Al—Cr—(Fe³⁺ + 2Ti) диаграмме и ее Fe²⁺/(Mg + Fe²⁺) проекции (см. рис. 8) видно, что с понижением хромистости в шпинелидах уменьшаются содержания Al₂O₃ и MgO, которые компенсируются ростом железистости минерала, и наблюдается типичный для магматических пород кристаллизационный хромит-магнетитовый тренд. Единичные находки зерен хромовых (12—13 мас. % Cr₂O₃) магнетитов, далеко отстоящих от основного тренда изменения хромшпинели, по-видимому, являются измененными реликтами первичных хромитов. В перидотитах, пироксенитах и шонкинитах отсутствуют ранние субликвидусные хромшпинели, а появляются позднемагматические интерстиционные ксеноморфные выделения хромистого (до 2.5 мас. % Cr₂O₃) магнетита и титаномагнетита (до 8.5 мас. % TiO₂). Это можно объяснить тем, что при кристаллизации перидотитов, пироксенитов и шонкинитов хром свободно размещается в решетке диопсида, а его незначительные остатки затем реализуются в интерстиционных хромистых магнетитах. В ферришпинели шонкинитов содержание TiO₂ иногда достигает 22—25 мас. %, и она обособляется в поле ульвошпинели.

Рис. 9. Распределение микроэлементов в породах Инаглинского массива.

1 — сиенит-диориты и сиениты силлов обрамления; 2 — пуласкиты; 3 — шонкиниты; 4 — перидотиты и пироксениты; 5 — дуниты; 6 — хромдиопсидиты; 7 — хромититы.



В тройной Al—Cr—(Fe³⁺ + 2Ti) части диаграммы (см. рис. 8) поле составов минералов из хромититовых сегрегаций перекрывается полем акцессорных хромшпинелей из дунитов. Но на боковой развернутой двойной системе четко видно, что первые располагаются ниже разделительной линии $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+}) = 0.5$, т. е. занимают магнезиальную область хромшпинелей, являясь пикрохромитами, а акцессорные хромшпинелиды попадают в основном в верхнее поле железистых хромитов. Составы зерен, находящихся в виде включений или в тесном сростании с МПГ, еще дальше продвигаются в сторону обогащения MgO и Cr₂O₃. Особенности различия акцессорных, рудных и ассоциирующих с МПГ хромшпинелей более детально были рассмотрены в работе [Округин, 2001].

Таким образом, можно заключить, что хромшпинели из рудных хромититовых сегрегаций соответствуют более хромистым и магнезиальным разностям акцессорных хромитов, т. е. они формировались на начальной стадии кристаллизации дунитов. Большое сходство хромшпинелей из сегрегационных хромититовых руд с хромитами включений и сростков с МПГ свидетельствует о том, что хромититовые сегрегационные руды в дунитах являются основными коренными источниками платиновых металлов россыпи Инагли. Модель отделения Cr-обогащенной жидкости от пикритовой магмы в результате фракционной кристаллизации оливина, не вмещающего в себя заметного количества хрома, была рассмотрена в работе [Округин, 2011]. В процессе такого отделения от силикатной жидкости высокохромистой, рудно-оксидной жидкости, ЭПГ будут преимущественно концентрироваться в последней, образуя платина-хромитовые сегрегационные руды.

Рассмотренные данные по химическому составу основных минералов из пород и руд Инаглинского массива показывают общую заметную корреляцию составов минералов и вмещающих их пород, что свидетельствует об эволюционном кристаллизационном пути формирования всех пород этого массива. Хорошая сопоставимость минералов включает в хромититовых рудах и зернах изоферроплатины с минералами дунитов еще раз подтверждает возможную сингенетическую связь платина-хромитовой минерализации с формированием дунитового ядра массива.

Шонкиниты и перидотит-клинопироксениты характеризуются параллельным спектром распределения элементов-примесей (см. табл. 1) с ярко выраженными минимумами Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti (рис. 9), что свидетельствует о заметной контаминации материнской магмы Инаглинского массива коровым материалом. Весьма интересно, что микроэлементы в хромдиопсидитах распределены подобно перидотитам и пироксенитам, но только на более низком уровне концентраций. В поведении элементов в дунитах и хромититах также наблюдается определенная синхронность, причем можно заметить повышение в них содержания Ti, симметричное его понижению во всех остальных породах. Спектры элементов пуласкитов Инаглинского массива практически идентичны таковым сиенитов из силлов обрамления массива. Они близки породам перидотит-шонкинитового ряда, но отличаются от последних отсутствием Zr-Hf минимума и появлением нового минимума P. В связи с появлением явных пиков Pb (кроме пироксенитов и перидотитов) на спайдер-диаграмме, следует отметить присутствие галенита среди акцессорных минералов шонкинитов и пуласкитов [Корчагин, 1996], а также в виде минеральной фазы во включении хромдиопсида [Борисенко и др., 2011].

Вышеприведенные минералого-геохимические сведения по дунит-перидотит-клинопироксенит-шонкинитовой серии пород Инаглинского массива хорошо сопоставимы с данными различных авторов, проводившими подобные работы [Mues-Schumacher et al., 1996; Бирюков, 1997; Симонов и др., 2011].

Рокосова и др., 2016; и др.]. Это подтверждает корректность полученных результатов и правомерность использования их корреляционной взаимосвязи для объяснения генезиса данного массива.

ФОРМИРОВАНИЕ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА

Механизм и последовательность становления концентрически-зональных пород Инаглинского интрузива вызывает у исследователей разное толкование. Многими дискретная зональность массива, выраженная в резкой смене пород дунит-перидотит-пироксенит-шонкинитового ряда, объясняется различными вариантами метасоматического воздействия щелочно-базальтоидного расплава на более ранние консолидированные дуниты [Бирюков, 1996; Корчагин, 1996; и др.]. Формирование гнездовато-прожилковых тел крупнозернистых полевошпат-пироксен-амфибол-слюдяных пород и хромдиопсидитов многими исследователями также объясняется метасоматическим путем. Например, на основании установления в расплавных включениях хромдиопсидитов Инаглинского массива КПШ, пектолита, флогопита, апатита, различных сульфатных, сульфидных и хлоридных фаз показывается возможность достижения высоких концентраций солевых компонентов в сульфатно-хлоридных магматогенных флюидах, формировавших высокотемпературные метасоматиты [Наумов и др., 2008; Борисенко и др., 2011]. В то же время для возможного объяснения формирования зональных массивов дискретного мафит-ультрамафитового состава одним из авторов была предложена альтернативная термодиффузионно-конвективно-кумуляционная гипотеза расслоения магмы [Okrugin, 2014; Округин, 2016б].

Существование разных трактовок механизма формирования Инаглинского массива во многом определяется неопределенностью времени становления дунитового ядра массива. Если возраст внедрения щелочных габброидов и сиенитов, по данным многих авторов, определяется достоверно как юрско-меловой, то по дунитам пока еще остается много неясного. В дополнение к первым датировкам дунитов и шонкинитов [Borisenko et al., 2011] нами получены U-Pb анализы цирконов из пород Инагли [Пономарчук и др., 2016], выполненные с помощью вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, операторы: Е.Н. Лепехина, П.А. Львов). Полученные по 53 цирконам из четырех проб (Ин-10-1 — дуниты; Ин-10-2 — слюдяные пироксениты; Ин-32 — пироксениты; Ин-24 — сиенит-порфиры с северо-восточного обрамления массива) результаты показаны на обобщенной диаграмме (рис. 10). Из 11 зерен цирконов пробы дунитов Ин-10-1 восемь анализов образуют единую группу с возрастом 134 ± 1.8 млн лет ($Th/U = 0.62$ в среднем), а остальные три имеют разрозненные конкордантные датировки 157.0 ± 7.6 , 216.0 ± 7.4 и 443 ± 14 млн лет ($Th/U = 1.24$). Шесть цирконов из 10 изученных зерен пробы слюдяных пироксенитов Ин-10-2 формируют группу с возрастом 123 ± 2 млн лет ($Th/U = 0.07$), а три другие — 1772 ± 35 млн лет ($Th/U = 0.78$), наиболее древнее зерно из этой пробы имеет конкордантный возраст 2078 ± 67 млн лет ($Th/U = 0.72$). Два циркона с дискордантными значениями 399 ± 7 ($Th/U = 0.19$) и 559 ± 17 млн лет ($Th/U = 0.24$) расположены вдоль дискордии (см. рис. 9, пунктирная линия) с пересечениями 121.6 ± 6.3 и 1786 ± 65 млн лет. По 20 зернам из пробы слюдяных пироксенитов Ин-32 получена компактная группа с возрастом 126.9 ± 1.2 млн лет ($Th/U = 0.72$), а 10 цирконов из сиенит-порфиров Ин-24, обрамляющих Инаглинский массив, дают возраст 128.3 ± 1.5 млн лет ($Th/U = 0.19$). Последние значения хорошо согласуются с данными по цирконам из сиенитов (130 ± 1 ; $0.00-0.15$) и монзонитов (133 ± 1 ; $0.04-0.15$) обрамления Инагли [Ибрагимова и др., 2015], но ядра последних часто имеют древние докембрийские датировки — до 2566 ± 48 млн лет. Указанными авторами по цирконам из дунитов Инагли выделяются две группы возрастов: древние (AR_2-PR_1) $1.9-2.6$ млрд лет и молодые (MZ) 122 ± 2 млн лет и предполагается, что цирконы не сингенетичны вмещающим их дунитам, а связаны со становлением сиенитов обрамления массива и с последующими метасоматическими процессами. На основе отсутствия цирконов с мезозойскими датировками в неизмененных дунитах, не затронутых более молодыми наложенными процессами, А.Н. Тимашковым с соавторами [2017] делается вывод о докембрийском возрасте дунитов Инаглинского массива. Они предполагают, что древние цирконы с возрастом до 2697 млн лет захвачены из вмещающих коровых пород.

Докембрийские и мезозойские значения U-Pb возрастов были получены также по цирконам из дунитов Кондерского массива [Малич и др., 2012], что интерпретируется как реликтовые, отвечающие возрасту пород субстрата, или как близкие ко времени генерации платиноносного дунита, а мезозойские возрасты соотнесены с образованием клинопироксенитов внутри дунитового ядра. В результате экспериментальных исследований было показано, что циркон кристаллизуется и сохраняется в тугоплавком гипербазитовом рестите, образующемся в процессе выплавления базальта [Анфилов и др., 2015]. В таком случае эволюция возраста циркона отражает лишь очень длительную историю развития протолита и наложенных процессов, а вопрос времени внедрения и становления дунитового субстрата с платина-хромитовой минерализацией остается открытым. Например, возраст МПГ Инаглинского массива, по данным Re-Os метода, составляет 355 млн лет [Малич, 1999], а прямое датирование новым $^{190}Pt-^4He$ методом для изоферроплатины дает 127 ± 6 млн лет [Yakovovich et al., 2015]. Кроме этого Ar/Ar

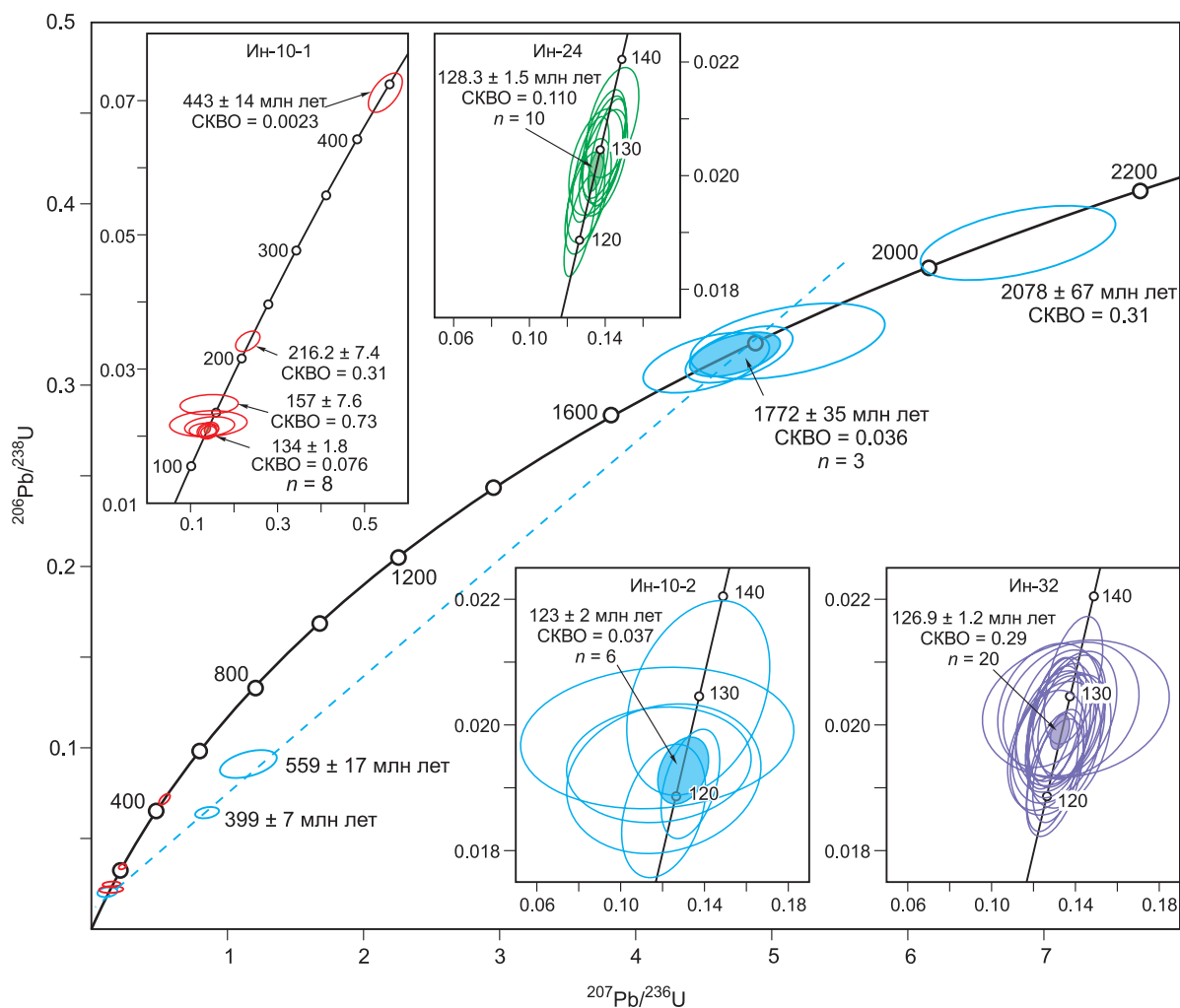


Рис. 10. Диаграмма с конкордией для цирконов из пород Инаглинского массива со вставками увеличенных фрагментов по отдельным пробам.

методом для амфибола из амфибол-ортоклазовой жилы с хромдиопсидом установлено надежное плато с возрастом 133 ± 1 млн лет [Пономарчук и др., 2016], что наряду с другими методами также подтверждает раннемеловое становление этих пород и массива в целом.

Наблюдаемые прямые геологические особенности Инаглинского массива: его приуроченность к пересечению двух региональных разломов; концентрически-зональное строение массива, имеющего, по геофизическим данным [Худяков и др., 1988], цилиндрическую форму до глубины 5 км, свидетельствуют о диапироидном механизме внедрения интрузива, вокруг которого субгоризонтальные терригенно-карбонатные отложения венда—нижнего кембрия резко приподняты. На меловой возраст механического воздействия на вмещающие породы со стороны массива указывают «задранность» вверх залегающих согласно среди осадочных толщ раннемеловых силлов сиенит-порфиров; возраст дунитов и шонкитов, составляющих, по палеомагнитным данным, 105—140 млн лет [Угрюмов, Киселев, 1969].

В случае более древнего (докембрийского) возраста внедрения дунитов остается непонятным механизм протрузии протяженного цилиндрического тела автономных дунитов, а также внедрение более поздних (мезозойских) щелочных расплавов строго только по периферии дунитового массива. В варианте одновременного внедрения дунитовых реститов в смеси с щелочным расплавом непонятны процессы формирования практически однородного дунитового ядра или его сохранности после транспортировки с подкорových глубин и также причины отсутствия каких-либо заметных интрузий щелочных габброидов за пределами массива. Учитывая эти и другие сложности, был предложен кристаллизационно-ликвационный механизм формирования концентрически-зональных массивов с кольцевыми, коническими и радиальными секущими телами [Округин, 2004]. В дальнейшем такая схема дифференциации

была модифицирована в термодиффузионно-конвективно-кумуляционную модель расслоения магмы и формирования пород дискретного состава [Okrugin, 2014; Округин, 20166].

В результате структурно-геологического и петроструктурного анализов Нижнетагильского платиноносного массива В.Р. Шмелев и С.С. Филиппова [2010] считают, что становление зональных дунит-клинопироксенитовых комплексов урало-аляскинского типа определяется динамической дифференциацией и расслоением поднимающегося магнезиального расплава (суспензии) и последующего высокотемпературного пластического течения вещества при диапироидном внедрении пород комплекса на коровый уровень. Согласно развиваемой В.С. Шкодзинским [1985, 1997, 2018] модели фракционирования глобального магматического океана Земли, щелочно-ультраосновные, кимберлитовые, карбонатитовые и лампроитовые магмы являются остаточными расплавами, возникающими при затвердевании нижних пикритового и перидотитового слоев магматического океана. Указанным автором на фазовых *P-T* диаграммах как с избытком, так и с ограниченным количеством флюидной фазы были рассчитаны количественные модели эволюции различных типов магм и показано, что на глубинных и среднеглубинных стадиях всплывания и тектонического выжимания подплавленных пород происходит увеличение количества расплава, отражающее большую расплавогенерирующую роль таких процессов [Шкодзинский, 1985]. На заключительных малоглубинных этапах подъема содержание расплава в магмах резко уменьшается в результате декомпрессионного затвердевания в связи с падением парциального давления и содержания летучих компонентов в расплаве вследствие их перехода в самостоятельную флюидную фазу. Такие затвердевавшие расплавы из-за повышения вязкости уже не могли перемещаться по дайкообразным магмоводам, и они далее прорывались в виде цилиндрических диапироподобных тел [Шкодзинский, 2018]. Таким образом, если в гипабиссальных условиях пикритовые магмы образуют дифференцированные силлы, то в приповерхностных условиях даже относительно «сухие» магмы могут подвергаться резкому декомпрессионному затвердеванию и выдавливаться в виде диапироидного тела подобно Инаглинскому массиву.

Для выявления состава исходного расплава, из которого формировались породы Инаглинского массива, были использованы данные по минералого-геохимическим особенностям мезозойских калиевых пикритоидов, залегающих в виде силлов среди юрских песчаников Якокутского грабена Центрально-Алданского района [Кривенко, 1980]. Исходя из того, что якокутские пикритоиды содержат около 26 мас. % нормативного оливина (по CIPW), то расчетным путем полного отделения 25 мас. % оливина от состава пикритоидов получаем остаточный расплав, очень близкий шонкиниту Инагли (табл. 3). Следующий расчет смешения 75 мас. % шонкинита и 25 мас. % дунита Инагли дает результат, практически неотличимый от среднего состава калиевых пикритоидов Якокутского грабена. Это подтверждает предположение о высококалийном пикритоидном составе начальной магмы Инаглинского массива, дифференциация которой в приповерхностной протяженной цилиндрической камере сформировала концентрически-зональную структуру дунит-шонкинитовых пород дискретного состава [Округин, 2004]. В.А. Симоновым с соавторами [2011] было показано, что расплавные включения в хромшпинелидах из дунитов Инаглинского массива содержат до 41.6 мас. % SiO₂ с высокими содержаниями MgO (до 31.2 мас. %) и K₂O (до 7.8 мас. %), а также по другим петрохимическим компонентам близки к щелочным пикритам. Е.Ю. Рокосова и др. [2016] на основе изучения расплавных включений в клинопироксенах делают подобные выводы о кристаллизации оливиновых шонкинитов из щелочно-базитового расплава.

Таблица 3. Расчетный состав (мас. %) исходного расплава, сформировавшего породы Инаглинского массива

Название	<i>n</i>	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Пикритоиды ¹ Якокутского грабена	18	46.45	0.68	7.32	5.56	5.86	0.16	18.36	9.45	0.66	4.78	0.72
Порфиновый оливин ² пикритоидов	1	40.62	0.00	0.00	0.00	12.43	0.00	46.26	0.68	0.00	0.00	0.00
Остаточный расплав = = (1×пикритоиды ¹ – 0.25× оливин ²)/0.75	—	48.39	0.90	9.76	7.42	3.67	0.21	9.05	12.37	0.88	6.37	0.96
Шонкиниты ³ Инагли	27	49.95	0.93	9.71	5.18	5.06	0.17	9.28	10.87	1.74	5.95	1.17
Дуниты ⁴ Инагли	79	40.81	0.09	0.09	3.83	3.83	0.12	50.44	0.54	0.12	0.08	0.04
Начальный расплав = =(0.75×шонкиниты ³ + + 0.25×дуниты ⁴)	—	47.67	0.72	7.30	4.84	4.75	0.16	19.57	8.29	1.33	4.48	0.89

Примечание. *n* – количество анализов; ¹ средний состав дифференцированных пикритоидов Якокутского грабена; ² состав порфинового оливина из пикритоидов, по [Кривенко, 1980]; ^{3,4} породы Инаглинского массива (данные авторов). Анализы пересчитаны на 100 % сухого остатка.

Таким образом, в раннемеловое время в Центрально-Алданском районе фиксируется подъем высококальциевых пикритоидов, которые внедрялись в виде силлов среди юрских песчаников Якокутского грабена [Кривенко, 1980], а в верховьях р. Инагли при внедрении таких расплавов до приповерхностного уровня началось их декомпрессионное затвердевание и выдавливание высоковязкого магматического диапира цилиндрической формы. Апикальная и периферийная его части, по-видимому, были сложены, в основном шонкинитами, а дуниты являются кумулятивными породами, формировавшимися в протяженной цилиндрической колонне. Долгое существование расплава в нижней части колонны обеспечивало поступление по фидерным каналам пегматитовых и хромдиопсидитовых расплавов, а также обогащенных летучими и легкоплавкими компонентами метасоматизирующих растворов.

Вышерассмотренные минералого-геохимические особенности пород Инаглинского массива, наряду с простыми жилообразными секущими формами анхимономинеральных хромдиопсидитовых тел, позволяют считать, что инаглинский хромдиопсид является продуктом кристаллизации из магматического остаточного расплава существенно диопсидового состава [Округин, 2016а]. Локальные остатки таких расплавов часто встречаются в поле развития дунитов Инаглинского массива в виде небольших существенно хромдиопсидовых жил, часто сопровождаемых и пересекаемых слюдисто-амфибол-пироксен-полевошпатовыми прожилками (см. рис. 2, з), что принимается многими исследователями за метасоматические образования. Но иногда среди свежих дунитов попадаются изолированные, без подводящих прожилков, желваки анхимономинеральных хромдиопсидитов (см. рис. 2, д, е), которые, вероятно, являются законсервированными локально остаточными расплавами в дунитах. В редких благоприятных условиях в нижних горизонтах дунитов могут сохраняться большие объемы такой вторичной магмы, контракционное выдавливание которой приведет к формированию крупных хромдиопсидитовых жил (см. рис. 3). Высокая температура, стабильность состава и условий кристаллизации благоприятствовали росту минерала ювелирного качества. Обогащенность расплава летучими компонентами вызывает интенсивные авто- и околожилные метасоматические изменения, сопровождаемое последующим пегматоидным прожилкованием. Как было показано Е.В. Шарковым [1981], в расслоенных интрузивах из остаточных расплавов могут формироваться перемещенные мелкозернистые жильные или крупногигантозернистые пегматитовые образования, становление которых происходит вслед за прохождением фронта конца кристаллизации и не связано с консолидацией массива в целом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований установлено, что породы Инаглинского массива — от дунитов до пуласситов, включая перидотиты, пироксениты, шонкиниты и щелочные сиениты, образуют единую непрерывную серию, совпадающую с трендом изменения пород в дифференцированных силах щелочных пикритов Якокутского грабена [Кривенко, 1980].

Рассмотрены типоморфные особенности основных минералов (оливин, клинопироксен, флогопит-аннит, полевошпат, хромшпинелиды, магнетиты) из пород, пегматитовых и хромдиопсидитовых жил, а также платина-хромитовых руд Инаглинского массива. Показана общая заметная корреляция составов минералов и вмещающих их пород, что свидетельствует об эволюционном кристаллизационном пути формирования всех пород Инаглинского массива. Хорошая сопоставимость минералов включений в хромитовых рудах и зернах изоферроплатины с минералами дунитов подтверждает сингенетическую связь платиноидно-хромитовой минерализации с формированием дунитового ядра массива.

На основе комплексного рассмотрения возрастных и минералого-геохимических характеристик пород, геолого-морфологических особенностей интрузива доказывается диапиридный механизм внедрения Инаглинского массива в раннемеловое время. Исходным расплавом, формировавшим данный массив, являются высококальциевые пикритоиды, которые по достижении приповерхностных уровней подвергаются постепенному декомпрессионному затвердеванию и дальнейшему продвижению вверх в виде цилиндрического диапироподобного тела. Поступление новых порций различных дифференциатов из нижних горизонтов магматической колонны обусловили сложное концентрически-зональное строение массива с кольцевыми и радиальными телами пегматитов и анхимономинеральных хромдиопсидитовых пород.

Авторы благодарят сотрудников ИГАБМ СО РАН, ИГМ СО РАН и ВСЕГЕИ, выполнявших аналитические работы, а также коллег, принимавших участие в проведении полевых и лабораторных работ. Выражаем признательность рецензентам за ценные советы и конструктивные замечания.

Работа выполнена в рамках проекта № 0381-2016-0004 НИР ИГАБМ СО РАН и гранта РФФИ № 17-05-00390.

ЛИТЕРАТУРА

Анфилогов В.Н., Краснобаев А.А., Рыжков В.М., Кабанова Л.Я., Вализер П.М., Блинов И.А. Устойчивость циркона в дуните при температурах 1400—1550 °С // ДАН, 2015, т. 464, № 3, с. 323—327.

- Бирюков В.М.** Магматические комплексы линейного и концентрического типов. Владивосток, Дальнаука, 1997, 268 с.
- Богатиков О.А., Михайлов Н.П., Гоньшакова В.И.** Классификация и номенклатура магматических горных пород. М., Недра, 1981, 159 с.
- Борисенко А.С., Боровиков А.А., Васюкова Е.А., Павлова Г.Г., Рагозин А.Л., Прокопьев И.Р., Владыкин Н.В.** Окисленные магматогенные флюиды, их металлоносность и роль в рудообразовании // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 182—206.
- Васильев Ю.Р., Коненко В.Ф., Королюк В.Н.** Акцессорные хромшпинелиды из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского района (север Сибирской платформы) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск, Наука, 1976, с. 7—16.
- Добрецов Н.Л., Татаринев А.В.** Жадеит и нефрит в офиолитах (на примере Западного Саяна). Новосибирск, Наука, 1983, 122 с.
- Ельянов А.А., Моралев В.М.** О возрасте массивов ультраосновных—щелочных пород Алданской и Южно-Верхоянской провинции // Геология и геофизика, 1973 (10), с. 15—23.
- Еремеев Н.В.** Вулканоплутонические комплексы калиевых щелочных пород. М., Наука, 1984, 135 с.
- Ибрагимова Э.К., Радьков А.В., Молчанов А.В., Шатова Н.В., Шатов В.В., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Толмачева Е.В., Соловьев О.Л., Терехов А.В., Хорохорина Е.Н.** Результаты U-Pb (SHRIMP II) датирования цирконов из дунитов массива Инагли (Алданский щит) и проблема генезиса концентрически-зональных комплексов // Региональная геология и металлогения, 2015, № 62, с. 64—78.
- Кабри Л.Дж., Налдретт А.Дж.** Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах // Докл. 27 Междун. геолог. конгресса, Москва, 1984, т. 10, с. 17—46.
- Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А., Мюс-Шумахер У., Келлер Й.** Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника, 1995, № 3, с. 35—45.
- Корчагин А.М.** Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. М., Недра, 1996, 157 с.
- Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я., Орлова М.П., Базарова Т.Ю.** Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск, Наука, 1990, 239 с.
- Кравченко С.М., Власова Е.В.** Щелочные породы Центрального Алдана. М., Изд-во АН СССР, 1962, 190 с.
- Кривенко А.П.** Мезозойские калиевые пикритоиды Центрального Алдана // Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 465—467.
- Малич К.Н.** Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб., Картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 1999, 296 с.
- Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю.** О возрасте дунитов Кондерского массива (Алданская провинция, Россия): первые U-Pb изотопные данные // ДАН, 2012, т. 446, № 3, с. 308—312.
- Моримото Н.** Номенклатура пироксенов. Комиссия по пироксенам при КНМ ММА // Минералогический журнал, 1989, № 5, с. 67—84.
- Мочалов А.Г., Жерновский И.В., Дмитриенко Г.Г.** Состав и распространенность самородных минералов платины и железа в ультрамафитах // Геология рудных месторождений, 1988, № 5, с. 47—58.
- Наумов В.Б., Каменецкий В.С., Томас Р., Кононова Н.Н., Рыженко Б.Н.** Включения силикатных и сульфатных расплавов в хромдиопсиде Инаглинского месторождения (Якутия, Россия) // Геохимия, 2008, № 6, с. 603—614.
- Округин А.В.** Минеральные парагенезисы и генезис самородков изоферроплатины из россыпи Инагли (Сибирская платформа) // Геология рудных месторождений, 2001, т. 43, № 3, с. 268—279.
- Округин А.В.** Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромититовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология, 2004, т. 23, № 2, с. 63—75.
- Округин А.В.** Минералого-геохимические особенности хромдиопсидитов Инаглинского массива и их магматогенный генезис // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск, Изд. дом СВФУ, 2016а, с. 151—155.
- Округин А.В.** Физико-химические аспекты термодиффузионно-конвективно-кумуляционной модели расслоения магматического расплава // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Якутск, Изд. дом СВФУ, 2016б, с. 56—60.
- Округин А.В., Ким А.А., Некрасов И.Я.** Генетические типы минеральных ассоциаций платиновых металлов в россыпях Сибирской платформы // ДАН, 1992, т. 325, № 1, с. 145—149.
- Округин А.В., Журавлев А.И., Мохначевский Г.В.** Минералого-геохимические и морфологические особенности россыпного золота юго-восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология, 2013, № 5, с. 19—27.

Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. М., Наука, 1979, с. 5—78.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, № 5, с. 24—43.

Пацкевич Г.П. Инаглинское месторождение ювелирного хромдиопсида // Драгоценные и цветные камни. М., Наука, 1980, с. 146—157.

Пономарчук А.В., Прокопьев И.Р., Борисенко А.С. Ag/Ag и U-Pb геохронология массива Инагли // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания. Вып. 14. Иркутск, ИЗК, СО РАН, 2016, с. 228—229.

Разин Л.В. К вопросу о генезисе платинового оруденения форстеритовых дунитов // Геология рудных месторождений, 1968, № 6, с. 10—25.

Резницкий Л.З., Скляр Е.В., Галускин Е.В. Непрерывный изоморфный ряд диопсид космохлор $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ в метаморфических породах слюдянского комплекса (Южное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 51—65.

Рожков И.С., Кицул В.И. Месторождение платины на Алданском щите // Геология рудных месторождений, 1960, № 4, с. 74—84.

Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С. Платина Алданского щита. М., Изд-во АН СССР, 1962, 119 с.

Рокосова Е.Ю., Панина Л.И., Васильев Ю.Р., Леснов Ф.П. Условия кристаллизации оливинных шонкинитов Инаглинского массива (Центральный Алдан) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (9), с. 1653—1670.

Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Жданов В.В. Минеральные парагенезисы платиноидов ультрамафитов // Зап. ВМО, 1983, № 1, с. 3—13.

Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. Условия формирования платиноносных массивов юго-востока Сибирской платформы // Петрология, 2011, т. 19, № 6, с. 579—598.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 264 с.

Соболев Н.В., Боткунов А.И., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н. Особенности состава минералов, ассоциирующих с алмазами трубки «Мир», Якутия // Зап. ВМО, 1971, № 5, с. 558—564.

Тимашков А.Н., Бережная Н.Г., Лепехина Е.Н., Богомолов Е.С., Скублов С.Г., Балашов Ю.С. О времени образования Инаглинского массива (Центрально-Алданский район) // Региональная геология и металлогения, 2017, № 72, с. 42—49.

Толстых Н.Д., Кривенко А.П. Минералы платиновых металлов в россыпи р. Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (4), с. 765—774.

Угрюмов А.Н., Киселев Ю.В. О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика, 1969 (8), с. 19—24.

Худяков Г.И., Кулаков А.П., Ежов Б.В. Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1988, 216 с.

Шарков Е.В. Происхождение пегматитовых и жильных образований расслоенных интрузивов // Зап. ВМО, 1981, № 2, с. 135—144.

Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М., Наука, 1985, 232 с.

Шкодзинский В.С. Природа строения и ранней эволюции Земли в свете модели фракционирования магматического океана при ее образовании // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (6), с. 1151—1161.

Шкодзинский В.С. Глобальная петрология по современным данным о горячей гетерогенной аккреции Земли. Якутск, Изд. дом СВФУ, 2018, 244 с.

Шмелев В.Р., Филиппова С.С. Структура и механизм формирования Нижнетагильского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал) // Геотектоника, 2010, № 4, с. 65—86.

Шнай Г.К. Гетерогенность дунитов в ультраосновных—щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР. Серия геологическая, 1980, № 4, с. 23—35.

Borisenko A.S., Gas'kov I.N., Dashkevich E.G., Okrugin A.V., Ponomarchuk A.V., Travin A.V. Geochronology of magmatic processes and ore formation in the Central Aldan gold-ore region // Large Igneous Provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny (Abstract volume). Irkutsk, Petrographica, 2011, p. 38—39.

Couper A.G., Hey M.H., Hutchison R. Cosmochlore: a new examination // Miner. Mag., 1981, v. 44, p. 265—267.

FrondeL C., Klein C.Jr. Ureyite, $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$: a new meteoritic pyroxene // Science, 1965, v. 149, № 3685, p. 742—744.

- Harlow G.E., Olds E.P.** Observations on terrestrial ureyite and ureyitic pyroxene // *Amer. Miner.*, 1987, v. 72, № 11—12, p. 126—136.
- Laspeyres H.** Die steinigen Gemengteile im Meteoreisen von Toluca in Mexico // *Z. Krist.*, 1897, v. 27, p. 586—600.
- Malitch K.N., Thalhammer O.A.R.** Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study // *Can. Miner.*, 2002, v. 40, № 2, p. 395—418.
- Mevel C., Kienast J.R.** Chromian jadeite, phengite, pumpellyite, and lawsonite in a high-pressure metamorphosed gabbro from the French Alps // *Miner. Mag.*, 1980, v. 43, p. 979—984.
- Mues-Schumacher U., Keller J., Kononova V.A., Suddaby P.J.** Mineral chemistry and geochronology of the potassic alkaline ultramafic Inagli complex, Aldan shield, eastern Siberia // *Miner. Mag.*, 1996, v. 60, p. 711—730.
- Okrugin A.V.** Mineralogy, types, and origin of platinum-bearing placer deposits of the Siberian platform // *Int. Geol. Rev.*, 1998, v. 40, № 8, p. 677—687.
- Okrugin A.V.** Origin of platinum-group minerals in mafic-ultramafic rocks: from dispersed elements to nuggets // *Can. Miner.*, 2011, v. 49, № 6, p. 1397—1412.
- Okrugin A.V.** A cyclic diffusion-accumulation model for rhythmic layering in basic magmas // 12th International Platinum Symposium. Abstracts. Yekaterinburg: Institute of Geology and Geochemistry UB RAS, 2014, p. 45—46.
- Roeder P.L.** Chromite: from the Fiery Rain of chondrules to the Kilauea Iki lava lake // *Can. Miner.*, 1994, v. 32, p. 729—746.
- Sobolev V.S., Sobolev N.V., Lavrent'ev Yu.G.** Chrome-rich clinopyroxenes from the kimberlites of Yakutia // *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, 1975, v. 123, № 2, p. 213—218.
- Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A.** Au-Pb compounds in nature: A general overview and new evidence from the Inagli Pt–Au placer deposit, the Aldan Shield, Russia // *Ore Geol. Rev.*, 2017, v. 89, p. 719—730.
- Svetlitskaya T.V., Nevolko P.A., Kolpakov V.V., Tolstykh N.D.** Native gold from the Inagli Pt–Au placer deposit (the Aldan Shield, Russia): geochemical characteristics and implications for possible bedrock sources // *Miner. Deposita*, 2017. <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-017-0744-6>.
- Yakubovich O., Mochalov A., Kotov A., Sluzhenikin S., Okrugin A., Danišik M., McDonald B., Evans N., McInnes B.** ¹⁹⁰Pt-⁴He dating of platinum mineralization // Mineral resources in a sustainable world. Proceedings of the 13th SGA Biennial Meeting, 24—27 August 2015, Nancy, France, 2015, p. 663—664.
- Yang C.M.O.** A terrestrial source of ureyite // *Amer. Miner.*, 1984, v. 69, № 11—12, p. 1180—1183.

*Поступила в редакцию 2 апреля 2018 г.,
после доработки — 18 мая 2018 г.*