

Научные статьи

УДК 550.4.552

ЛУКИНДИНСКИЙ ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВЫЙ МАССИВ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ: НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

© 2015 В.В. Кошеленко^{1,2}, В.Е. Стриха^{2,3}

¹Открытое акционерное общество «Амургеология», Амурская обл.,
Благовещенск, 675029; e-mail: koshelenko@amurgeo.ru

²Амурский государственный университет, Амурская обл., Благовещенск, 675027

³Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, 683002; e-mail: strikhav@mail.ru

Геохронологические исследования цирконов из пород Лукиндинского массива методом SHRIMP-II позволили выявить его полихронность и выделить в его составе раннеюрский (184.7 ± 0.9 млн. лет) дунитовый, и раннемеловой ($117-108 \pm 3$ млн. лет) габброидный комплексы. Геохимические особенности пород дунитового комплекса позволяют предполагать их кумулятивную природу и принадлежность к основанию расчлененных пород гетканского комплекса, сформированного в условиях активной континентальной окраины. Предполагается, что становление габброидного комплекса происходило во внутриплитной обстановке при кристаллизационной дифференциации водосодержащего расплава нормальной щелочности, обогащенного крупноионными литофилами и редкоземельными элементами относительно высокочargedных, образованного за счет плавления плагиоклазового реститового материала нижней коры с островодужными характеристиками под воздействием мантийного плюма. Дискордантное сульфидное медно-никелевое с платиноидами оруденение в породах габброидного комплекса вблизи контакта с ксеноблоками дунитового комплекса соответствует «такситовому» типу оруденения, что позволяет пересмотреть перспективы Лукиндинского плутона на поиски промышленных объектов благороднометалльного, в первую очередь платиноидного, оруденения.

Ключевые слова: ультрабазит-базиты, ранний мел, «такситовый» тип оруденения.

ВВЕДЕНИЕ

На юго-востоке Северо-Азиатского кратона и в его обрамлении широко развиты массивы ультрабазит-базитового состава, возраст которых традиционно рассматривался как докембрийский (Геологическая ..., 1999).

Наиболее освещенным в литературе является петротип никеленосного лукиндинского комплекса раннепротерозойского возраста (Мартынюк, 1990¹) — Лукиндинский (Амунахтинский) массив,

(массив г. Лукинда), интерес к которому не прекращается на протяжении многих лет (Балыкин и др., 1981; Бучко и др., 2012; Щека, 1969).

Массив расположен в восточной части Западно-Станового (Селенгино-Станового) террейна, вблизи Желтулакского глубинного разлома (рис. 1). Западно-Становой террейн характеризуется многоярусным строением. Основание этой структуры сложено раннекембрийским сиалическим фундаментом, который, начиная со среднего палеозоя, вовлекается в процесс тектоно-магматической активизации с формированием наложенных седиментогенных, плутоногенных и вулканогенных орогенно-активизационных структур (Геологическая ..., 1999).

¹ Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьев В.А. Объяснительная записка к схеме расчленения и корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области (Отчет по теме № 330 за 1987-1990 гг.). Хабаровск: ГКП ПГО «Дальгеология», 1990. 215 с.

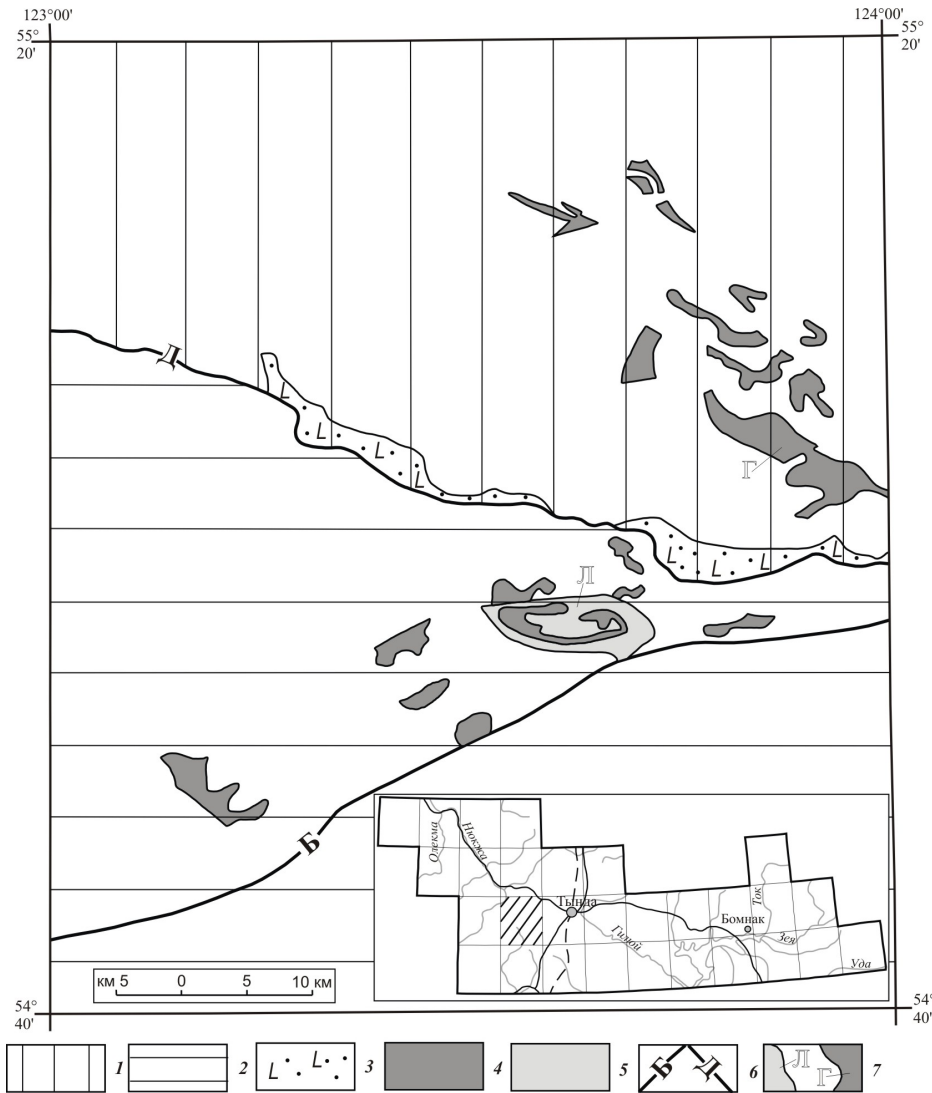


Рис. 1. Схема расположения мезозойских ультрабазит-базитовых массивов и вулканотерригенной чек-чиканской толщи на площади листа N-51-X (материалы ГДП-200): 1 — Становая складчато-блоковая система; 2 — Западно-Становая складчато-блоковая система; 3 — вулканогенно-терригенные образования позднего триаса — ранней юры, чек-чиканская толща; 4 — ультрабазит-базитовые породы позднего триаса — ранней юры; 5 — раннемеловые габброиды; 6 — разломы Джелтулакский (Д) и Большеамнуактинский (Б); 7 — массивы Лукиндинский (Л) и Гетканский (Г). На врезке справа внизу показано размещение листа N-51-X на схеме листов Становой серии.

В пределах Западно-Станового террейна широко развиты позднепалеозойско-раннетриасовые известково-щелочные (на востоке) и щелочные (на западе) вулканоплутонические образования Селенгино-Витимского краевого вулканического пояса, детально охарактеризованного И.В. Гордиенко (1987) а также позднемезозойские коллизионные гранитоиды (Стриха, 2012).

В процессе геологического доизучения площадей масштаба 1:200000 листа N-51-X (ответственный исполнитель В.В. Кошеленко) и работ по совершенствованию серийных легенд были проведены геохронологические и геохимические исследования пород Лукиндинского массива, установлена его полихронность, обусловленная наличием в строении массива раннеюрского дунитового и раннемелового габброидного комплексов, что наряду с критическим анализом имеющегося фактического материала, позволило пересмотреть его геологическое строение, геодинамические условия и петрологические особенности его формиро-

вания, а также закономерности размещения медно-никелевого и благороднометалльного оруденения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЛУКИНДИНСКОГО МАССИВА

Лукиндинский дунит-троктолит-габбровый массив имеет форму эллипсоида субширотной ориентировки протяженностью до 16 км, при ширине до 6 км (рис. 2). С вмещающими докембрийскими образованиями pluton имеет тектонические ограничения, в связи с чем, предполагается его аллохтонное залегание. Породы массива прорываются раннемеловыми редкоземельными пегматитами. По результатам интерпретации геофизических материалов нижняя кромка ультрабазит-базитовых пород находится на глубине 4–5 км.

В соответствии с литературными источниками (Балькин и др., 1981; Бучко и др., 2012) в строении Лукиндинского массива участвуют

ЛУКИНДИНСКИЙ ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВЫЙ

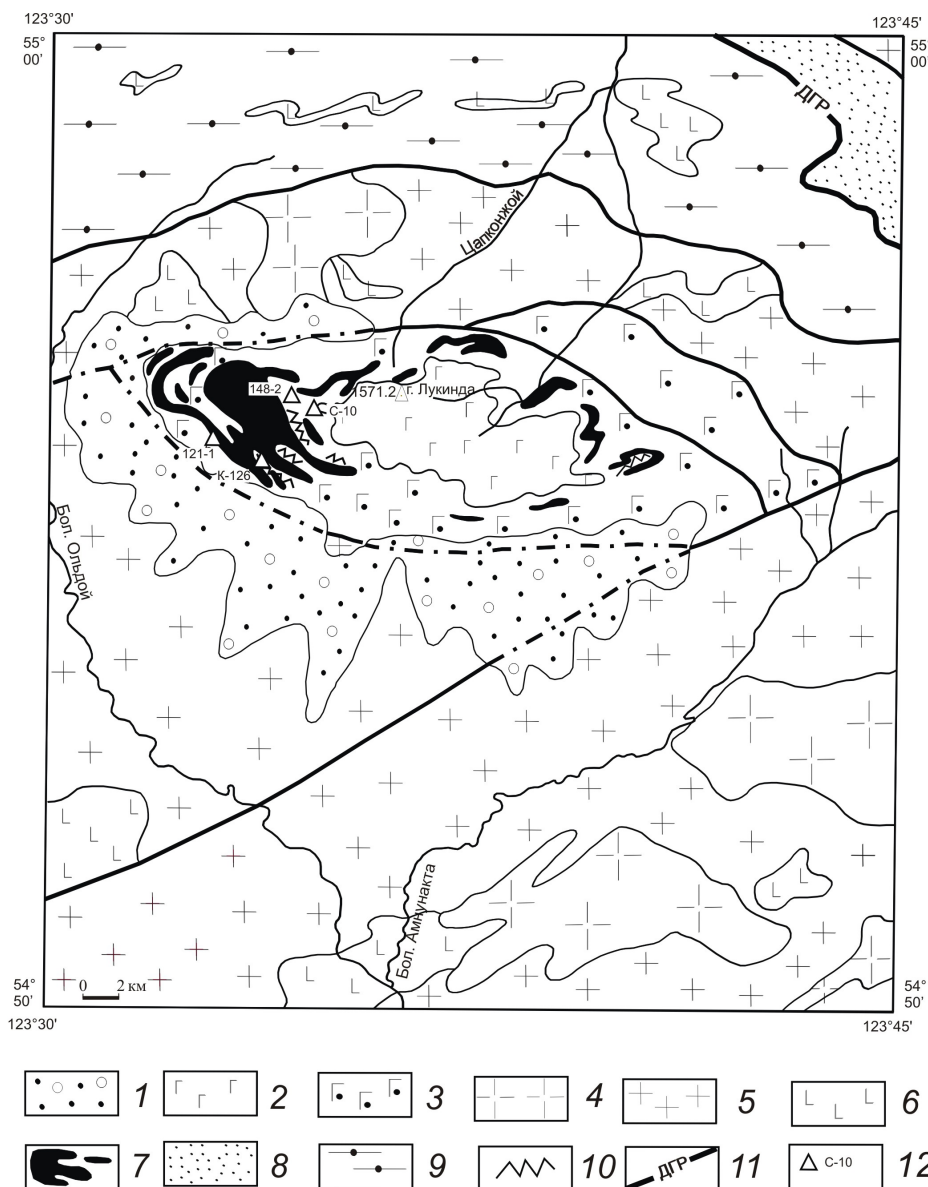


Рис. 2. Схема геологического строения верховьев р. Большой Ольдой (Верхнее Приамурье) (материалы ГДП-200, лист N-51-X): 1 — неоплейстоцен-голоценовые отложения. Делювиально-пролювиальные суглинки, щебень, галька, валуны; 2-4 — раннемеловые интрузивные образования габброидного комплекса: рогово-обманковые габбро, нориты верхней серии (2), троктолиты, оливковые габбро, нориты нижней расслоенной серии (3); олонгринский комплекс: монцолейкограниты (4); 5 — средне-позднеюрские умереннощелочные гранитоиды верхнеурканского комплекса; 6-8 — поздне триасовые-раннеюрские образования: метагаббро, метапироксениты, долериты гетканского комплекса (6), дуниты, перидотиты, пироксениты, меланонориты дунитового комплекса (7); вулканогенно-осадочные породы чек-чиканской толщи (8); 9 — амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы усть-гилюйской метаморфической серии позднего архея; 10 — зоны вкрапленного сульфидного медно-никелевого оруденения; 11 — Джелтулакский глубинный разлом; 12 — места отбора проб для определения изотопного возраста.

дунит-перидотит-троктолит-анортозитовая ассоциация пород нижней расслоенной серии и пироксенит-габбро-габброноритовая ассоциация верхней расслоенной серии, при этом отмечается, что в составе массива преобладают троктолиты и оливковые габбро, а дуниты слагают «отдельный дунитовый блок, имеющий тектонические контакты с породами расслоенной серии» (Бучко и др., 2012, стр. 835).

Анализ геологического положения дунитов, ассоциирующих с ними перидотитов, пироксенитов и меланоноритов, с учетом результатов изотопного возраста меланоноритов позволил выделить эти породы в самостоятельный дунитовый комплекс в составе Лукиндинского массива и вычленил их из состава нижней расслоенной серии.

Строение массива наиболее детально изучалось В.И. Арефьевой и И.С. Чанышевым

(Арефьева и др., 1962², Чанышев, Арефьева, 1965³) и А.С. Вольским и А.Г. Старк (1973⁴). В ходе геологосъемочных, поисковых и поисково-оценочных работ под их руководством массив был детально изучен с поверхности маршрутами, горными выработками и пересечен субмеридиональной поисковой линией скважин колонкового бурения в количестве 15 и глубиной

² Арефьева В.И., Бородин В.С., Иванчиков В.Л. Отчет о результатах поисковых работ проведенных Ольдойской партией в 1961 году на Амунахтинском габбро-дунитовом массиве и его окрестностях. Свободный: АКГРЭ, 1962. 65 с.

³ Чанышев И.С., Арефьева В.И. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на никель, проведенных на Амунахтинском габбро-дунитовом массиве. Свободный: АмурРайГРУ, 1965. 145 с.

⁴ Вольский А.С., Старк А.Г. 1973. Геологическое строение и металлогения Уруша-Ольдойского золотоносного района. Зей: АКГРЭ, 1973. 142 с.

от 225 до 614 м, с расстоянием между скважинами 150–400 м.

Анализ материалов бурения с учетом результатов ГДП-200, проведенного в 2011–2014 гг., показывает, что дунитовый комплекс, образованный дунитами, с незначительным, до 10%, участием перидотитов, пироксенитов, оливиновых норитов, слагает крупный пластообразный ксеноблок, а также слагает ряд более мелких ксеноблоков и ксенолитов ультрамафитов среди габброидов различного состава, слагающих основной объем Лукиндинского массива.

Наиболее крупный ксеноблок дунитового комплекса имеет размеры 10×2.5 км и почти симметрично вписан в контур массива. Наибольшая его мощность в западной части массива измерена по линии скважин (разрезу) и достигает 500 м, к востоку мощность пластообразного ксеноблока на поверхности уменьшается, затем он выклинивается. Контур выхода на поверхность и вся внутриконтурная площадь выражены положительной аномалией гравитационного поля в редукции Буге (плотность промежуточного слоя 2.67 г/см³, уровень условный) интенсивностью от 12 до 18 мГал, что свидетельствует об отсутствии разрыва сплошности интрузивного тела дунитового комплекса на глубине. Наибольшие значения гравитационного поля, несмотря на незначительную площадь выхода дунитов на поверхность при резком площадном преобладании габброидов, отмечаются в его восточной части, что свидетельствует об увеличении мощности ксеноблока дунитов на глубине более чем 500 м. Дуниты находятся не в основании разреза, (придонной части массива) или в крутопадающем подводющем штоке, как это интерпретировалось ранее, а приурочены к срединной части Лукиндинского массива. Наибольшее развитие ксеноблоков (с поверхности) характерно для западной части массива. Ксеноблоки ультрамафитов дунитового комплекса рассекаются многочисленными маломощными пластовыми телами более поздних оливиновых габброидов, что создает эффект их расслоенного строения.

Надуниты приходится более 90% объема ксеноблоков. До 5% объема занимают перидотиты (лерцолиты) и пироксениты, которые приурочены к приконтактной части тела дунитов, либо находятся в отторженцах среди приконтактных троктолитов. Мощность этих линзовидных ксенолитов сантиметры — первые метры. Еще 5% выпадает на долю меланократовых оливиновых норитов, оливиновых габброноритов, маломощными слоями иногда окаймляющих дунитовое «ядро», либо обособляющихся внутри тела дунитов (Чанышев, Арефьева, 1965³).

Основная часть Лукиндинского массива сложена породами габброидного комплекса: габбро,

норитами, габброноритами, оливиновыми габбро, оливиновыми норитами, оливиновыми габброноритами, лейкократовыми троктолитами, роговообманковыми габбро, габбродиоритами, пироксенитами и очень редко анортозитами.

По характеру расслоенности и преобладающим породам в габброидном комплексе можно выделить две серии.

Нижняя расслоенная серия, сложена преимущественно оливиновыми и оливинсодержащими габброидами, троктолитами, в т.ч. форелленштейнами и характеризуется ритмичной расслоенностью с чередованием отдельных ритмов от нескольких сантиметров до сотен метров и мощностью отдельных прослоев от сантиметров до первых десятков метров. Так, в коренном выходе высотой 2.5 м описано 20 ритмов переключения троктолитов, оливин-пироксеновых габброноритов и норитов (Вольский, Старк, 1973⁴). В троктолитах нижней серии установлены сантиметровые, иногда до 0.5 м, линзы лабрадоритов.

Верхняя серия сложена нерасслоенными и безоливиновыми пироксеновыми, роговообманково-пироксеновыми и роговообманковыми габбро с постепенными переходами между отдельными разностями.

Интрузивное тело габброидного комплекса в целом имеет овальную блюдцеобразную форму и тектонические ограничения с вмещающими метаморфическими образованиями. Южный тектонический контакт, представленный окварцованными милонитами, вскрыт с поверхности канавой, прослежен на глубине двумя скважинами, под углом 65° падает на север. Северный контакт также круто, под углом 70°, падает на юг. Южный контакт и западная часть северного контакта скрыт под пролювиально-делювиальным шлейфом мощностью до 5 м.

Контакты пород габброидного комплекса с породами пластового ксеноблока дунитового комплекса сложные. Наряду с тектоническими контактами, либо постепенными переходами, нередко наблюдались резкие интрузивные контакты с заливами и дайкообразными телами троктолитов и лейкогаббро в дунитах (Чанышев, Арефьева, 1965³).

Для пород габброидного комплекса Лукиндинского массива характерна исключительная свежесть пороодообразующих минералов. Текстура пород, как правило, массивная, реже такситовая, структура — среднезернистая гипидиоморфнозернистая, в габбро-пегматитах — графическая за счет взаимного прорастания гиперстена и битовнита. Несмотря на широкие вариации химического и минерального состава пород, состав пороодообразующих минералов изменяется незначительно (Балыкин и др., 1981).

ЛУКИНДИНСКИЙ ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВЫЙ

Таблица 1. Химический состав (мас.%) и содержания (г/т) элементов-примесей в представительных образцах пород позднемезозойских ультрабазит-базитовых комплексов в зоне сочленения Западно-Станового и Станового террейнов

Компоненты	121	121-1	84-3	Б-84	С-10	К-126	148-2
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38.11	39.89	44.8	46.8	49.2	43.90	48.2
TiO ₂	0.09	0.04	0.04	0.07	0.39	0.088	0.45
Al ₂ O ₃	0.84	13.5	31.38	21.62	19.73	20.96	17.57
Fe ₂ O ₃	11.21	5.5	0.54	0.66	1.55	3.31	1.23
FeO	н/о	н/о	1.36	4.37	3.12	1.98	2.92
MnO	0.15	0.08	0.03	0.09	0.09	0.05	0.09
MgO	43.27	23.95	3.18	12.2	8.83	9.35	9.25
CaO	0.72	6.66	14.98	9.08	15.47	15.20	14.93
Na ₂ O	0.14	0.95	1.7	2.9	1.51	3.27	2.13
K ₂ O	0.05	0.06	0.15	0.2	0.16	0.14	0.18
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03
n.n.n.	5.42	9.38	0.18	0.53	0.53	1.66	1.25
Сумма	100.02	100.02	98.35	98.53	100.6	99.93	98.23
Li	-	-	0.19	0.58	2.04	-	10.7
Be	0.05	0.01	0.15	0.15	0.11	-	0.17
Sc	6.98	3.03	2.3	24.16	36.73	-	42.12
V	11.15	4.34	21.47	65.35	125.64	11	125.96
Cr	505.37	129.85	794.83	317.93	1560.71	643	1522.36
Co	145.71	94.35	14.88	43.37	30.46	54	29.02
Ni	2136.36	1092.73	178.48	118.42	124.64	3179	145.09
Cu	71.29	36.31	31.69	25.53	73.78	2818	93.13
Zn	33.93	9.87	37.21	24.65	24.53	-	25.85
Rb	1.59	1.14	0.57	0.39	0.31	6	1.28
Sr	17.68	338.3	616.7	637.94	323.36	524	424.51
Y	1.46	0.46	1.97	4.7	9.35	-	11.75
Zr	3.9	1.47	18.48	8.14	15.3	-	42.02
Nb	0.26	0.08	0.37	0.05	0.14	-	2.8
Mo	1.03	0.17	0.2	0.21	0.05	-	0.29
Sn	1.94	0.18	0.29	0.14	0.36	-	2.63
Cs	0.29	0.08	0.04	0.03	0.1	-	0.12
Ba	16.04	14.82	180.6	61.17	4.2	26	274.53
La	0.78	0.49	1.74	1.26	1.08	-	12.39
Ce	1.69	1.02	3.55	2.75	2.96	-	25.97
Pr	0.23	0.12	0.46	0.37	0.47	-	2.75
Nd	1.18	0.53	1.93	2.07	2.76	-	11.42
Sm	0.28	0.11	0.47	0.69	1.03	-	2.37
Eu	0.08	0.12	0.39	0.44	0.55	-	0.44
Gd	0.36	0.13	0.47	0.83	1.42	-	2.54
Tb	0.05	0.02	0.12	0.14	0.26	-	0.38
Dy	0.33	0.09	0.38	0.83	1.59	-	2.05
Ho	0.06	0.02	0.11	0.16	0.33	-	0.39
Er	0.19	0.06	0.23	0.45	0.9	-	1.11
Tm	0.03	0.01	0.08	0.07	0.13	-	0.17
Yb	0.19	0.06	0.2	0.39	0.83	-	1
Lu	0.03	0.01	0.08	0.06	0.12	-	0.15
Hf	0.15	0.04	0.14	0.28	0.53	-	1.13
Ta	-	-	0.05	0.01	0.03	-	0.68
Pb	0.51	0.39	5.3	2	23.46	-	62.56
Th	0.1	0.06	0.57	0.01	0.09	-	6.92
U	0.02	0.01	0.06	0.02	0.07	-	2.25

Таблица 1. Продолжение

Компо- ненты	22.2	41	1096-3	1108-17	18.1	44	44-1	1046-1
	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	48.54	50.9	43.87	51.53	50.57	48.31	45.55	48.31
TiO ₂	0.87	0.59	0.48	0.97	0.94	0.88	2.43	0.51
Al ₂ O ₃	6.00	5.93	9.00	16.42	13.86	13.31	12.71	18.29
FeO*	12.54	10.87	11.13	9.77	12.78	13.03	18.15	7.09
MnO	0.24	0.2	0.17	0.17	0.2	0.2	0.28	0.11
MgO	19.77	15.6	19.01	7.33	7.57	8.2	7.38	8.95
CaO	8.14	13.92	10.63	9.44	11.88	12.71	11.56	12.71
Na ₂ O	0.54	0.9	0.66	3.42	1.2	2.33	1.28	2.3
K ₂ O	0.3	0.28	0.1	0.31	0.23	0.3	0.14	0.28
P ₂ O ₅	0.09	0.09	0.02	0.03	0.08	0.08	0.21	0.03
n.n.n.	2.39	0.49	4.39	0.57	0.67	0.62	0.65	2.41
Сумма	99.42	99.77	99.46	99.96	99.98	99.97	100.34	100.99
Be	0.55	0.68	0.12	0.34	0.43	0.74	0.6	0.29
Sc	24.5	46.4	32.6	25.1	39.1	43.3	44.0	26.1
V	199.6	197.2	169.4	151.2	300.7	304.1	521.6	134.1
Cr	1644.6	1815.1	976.3	74.6	299.8	351.7	103.4	415.6
Co	64.5	54.6	83.2	38.6	48.1	50.5	42.2	45.3
Ni	621.4	276.4	342.0	68.1	100.1	80.7	88.1	99.3
Cu	13.28	0	17.61	26.01	7.15	8.32	62.24	53.82
Zn	61.36	80.43	63.12	81.79	31.45	67.16	89.98	40.21
Rb	8.24	1.39	0.77	1.72	2.8	2.71	1.78	1.99
Sr	80.99	148.23	190.61	729.26	107.99	122.9	128.83	886.96
Y	11.27	11.64	5.81	6.79	19.2	16.55	30.11	5.31
Zr	27.45	6.43	6.22	1.45	4.1	11.03	16.14	10.63
Nb	2.29	2.05	0.24	0.18	2.66	2.44	9.34	0.35
Cs	0.41	0.03	0.08	0.14	0.09	0.04	0.08	0.17
Ba	303.4	41.1	34.4	259.5	59.1	263.7	240.8	140.4
La	5.06	8.09	1.43	2.79	3.76	9.44	7.39	2.45
Ce	12.68	22.51	4.13	6.36	10.26	26.32	20.62	5.79
Pr	1.8	3.32	0.72	0.93	1.6	3.36	3.13	0.89
Nd	9.02	15.64	3.99	4.76	8.52	13.87	15.74	4.55
Sm	2.51	3.65	1.23	1.34	2.63	3.01	4.5	1.26
Eu	0.74	0.83	0.51	0.77	0.81	0.85	1.39	0.66
Gd	3.19	3.92	1.57	1.68	3.64	3.74	6.01	1.55
Tb	0.45	0.5	0.23	0.25	0.58	0.54	0.93	0.22
Dy	2.69	2.77	1.38	1.55	3.89	3.36	5.97	1.34
Ho	0.5	0.51	0.27	0.31	0.8	0.69	1.22	0.25
Er	1.39	1.43	0.73	0.88	2.39	2.08	3.54	0.68
Tu	0.18	0.18	0.09	0.12	0.33	0.29	0.49	0.09
Yb	1.17	1.21	0.62	0.81	2.25	2.01	3.32	0.58
Lu	0.16	0.16	0.09	0.12	0.33	0.29	0.48	0.08
Hf	1.06	0.55	0.44	0.26	0.48	0.79	1.24	0.57
Th	1.22	0.37	0.07	0.07	0.26	0.33	0.12	0.09
U	0.17	0.1	0.02	0.02	0.09	0.06	0.05	0.02

Примечание. 1-2 — раннеюрский дунитовый комплекс: дуниты (1), оливковые меланонориты (2); 3-7 — раннемеловой габброидный комплекс, нижняя расслоенная серия: лейкотроктолиты (3, 4), нориты (5), такситовый оливковый лейкотроктолит (6), верхняя серия: роговообманковые габбро (7); 8-15 — поздне триасовый-раннеюрский гетканский комплекс, первая фаза: метапироксениты (8-10), метагаббро (11-15); - — элемент не определялся. Анализы выполнены: для пород дунитового и гетканского комплексов — в ДВГИ ДВО РАН на сканирующем спектрометре S4 Pioneer (Bruker AXS, Германия) рентгенофлуоресцентным методом, аналитики И.В. Золотарева, Е.А. Ноздрачев; габброидного комплекса — в химической лаборатории АмурКНИИ ДВО РАН классическим силикатным методом, аналитики С.М. Радомский, Л.П. Носкова, О.В. Зубова. Содержания элементов-примесей (кроме обр. К-126) определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) в Хабаровском аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН, аналитики Д.В. Авдеев, Л.С. Боковенко, В.Е. Зазулина, Н.И. Ильина. Содержания элементов-примесей для обр. К-126 выполнены методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в Отделении региональной геологии и гидрогеологии ДВО РАН (г. Благовещенск), аналитик А.А. Зеневич. Относительная погрешность определения не превышает 10%.

Отмечается приуроченность рудопроявлений вкрапленной медно-никелевой сульфидной с платиноидами минерализации к зонам (горизонтам) в такситовых лейкотроктолитах, нередко катаклазированных, развитых на контакте с ксеноблоками ультрабазитового состава. В коренном залегании выявлен ряд проявлений никеля вкрапленного и гнездово-вкрапленного типа — «жилы» Центральная и Восточная, рудопроявление Сульфидное (рис. 2) с содержанием никеля до 0.3%, кобальта — 0.015%, меди — 0.15%, платины — до 3 г/т (Арефьева и др., 1962⁵). Сульфидная вкрапленность на рудопроявлении Сульфидное приурочена к такситовым лейкотроктолитам (форелленштейнам), характеризующихся неравномерным размещением темноцветных минералов и различной зернистостью.

В породах расслоенной серии вблизи их контактов с ксеноблоками дунитового комплекса выявлены пункты минерализации с содержанием суммы платиновых металлов от 0.6 до 5.0 г/т и золота от 0.4 до 8.8 г/т (Рухин, Наумов, 1945⁵). Пробы анализировались пробирным методом в лаборатории ГИНЦВЕТМЕТ, г. Иркутск, в 1945 г. В самих ксеноблоках в дунитах сумма платиновых металлов составляет от следов до 2.4 г/т и золота от следов до 1.5 г/т, а в перидотитах, приуроченных к контактам с вмещающими троктолитами, тематическими работами установлены содержание платиноидов от следов до 38.4 г/т, золота — от 0.2 до 1.0 г/т (Ахметов, Бучко, 2004⁶).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАССИВА

Породы дунитового комплекса относятся к нормальному петрохимическому ряду, обладают низкой глиноземистостью и высокой магнезиальностью, для них характерны высокие содержания Ni и платиноидов (табл. 2).

Дуниты (обр.121) и ассоциирующие с ними оливиновые меланонориты (обр.121-1) по отношению к примитивной мантии обогащены крупноионными литофилами Cs, Rb, Ba, K, обеднены Hf, Ti, тяжелыми РЗЭ (ТРЗЭ) (рис. 3б). Оливиновые меланонориты, кроме этого, обеднены Th, U, обогащены Sr. Для пород дунитового комплекса характерен слабо отрицательный наклон спектров распределения содержаний

⁵ Рухин В.А., Наумов С.А. Отчет Ольдойской геолого-разведочной экспедиции треста «Золоторазведка» за 1944 г. М.: «Золоторазведка», 1945. 82 с.

⁶ Ахметов Р. Н., Бучко И.В. Информационный отчет о результатах незавершенных научно-исследовательских работ «Оценка рудоносности докембрийских зеленокаменных поясов на территории Амурской области» за 1994–2001 гг. (Объект «Зеленокаменный»). Благовещенск: ОРГиГ АмурНЦ ДВО РАН, 2004. 300 с.

РЗЭ с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми $(La/Yb)_N = 2.7 - 5.3$.

Распределение РЗЭ в дунитах близко к хондритовым, в оливиновых меланоноритах для большинства лантаноидов ниже хондритовых, за исключением La, Ce и Eu (рис. 3г). В дунитах отмечается слабая отрицательная европиевая аномалия $(Eu/Eu^* = 0.80)$, в отличие от оливиновых меланоноритов с отчетливо выраженной положительной аномалией $(Eu/Eu^* = 3.07)$.

Породы нижней расслоенной серии габброидного комплекса в целом характеризуются низкой титанистостью, высокой и весьма высокой глиноземистостью, высокой магнезиальностью, принадлежат к натриевой серии и обладают близкими спектрами распределения элементов-примесей с положительными аномалиями Ba, K, Sr, Sm, Tb, отрицательными аномалиями Rb, Nd, P и Ti (рис. 3а). Легкие лантаноиды в лейкотроктолитах преобладают над тяжелыми $(La/Yb)_N = 2.2 - 6.0$ и лишь в норитах отмечаются обратные соотношения $(La/Yb)_N = 0.9$ (рис. 3б). Для пород характерно наличие положительной европиевой аномалии $(Eu/Eu^* = 1.4 - 2.5)$.

Роговообманковые габбро (обр. 148-2) верхней серии, в отличие от пород нижней, обладают высокими содержаниями Th, U, Ta, Nb, РЗЭ, Nd, P, большинство из которых достигают нижнекоровых содержаний, а Th, U близки к верхнекоровым (рис. 3а). Для них характерно отчетливо выраженное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми $(La/Yb)_N = 8$, а также наличие отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии $(Eu/Eu^* = 0.55)$ (рис. 3б).

ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ПОРОД ЛУКИНДИНСКОГО МАССИВА

Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодо-люминисцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в статье (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 5 нА, диаметр пятна (кратера) составлял 25 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на

Таблица 2. Содержания платиноидов (мг/т) в породах Лукиндинского массива

№ проб	Порода	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt
121	дуниты	1.16	2.00	15.63	4.88	573.77
121-1	оливиновые меланонориты	0.37	0.29	-	2.32	12.56

Примечание. Анализы выполнены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) в Хабаровском аналитическом центре ИГИГ ДВО РАН, аналитики Г.Ф. Золотухина, А.В. Штарева. Стандартная методика выполнения измерений содержания металлов в твердых объектах с осаждением теллуrom методом ИСП-МС, относительная погрешность определения платиноидов не превышает 30%.

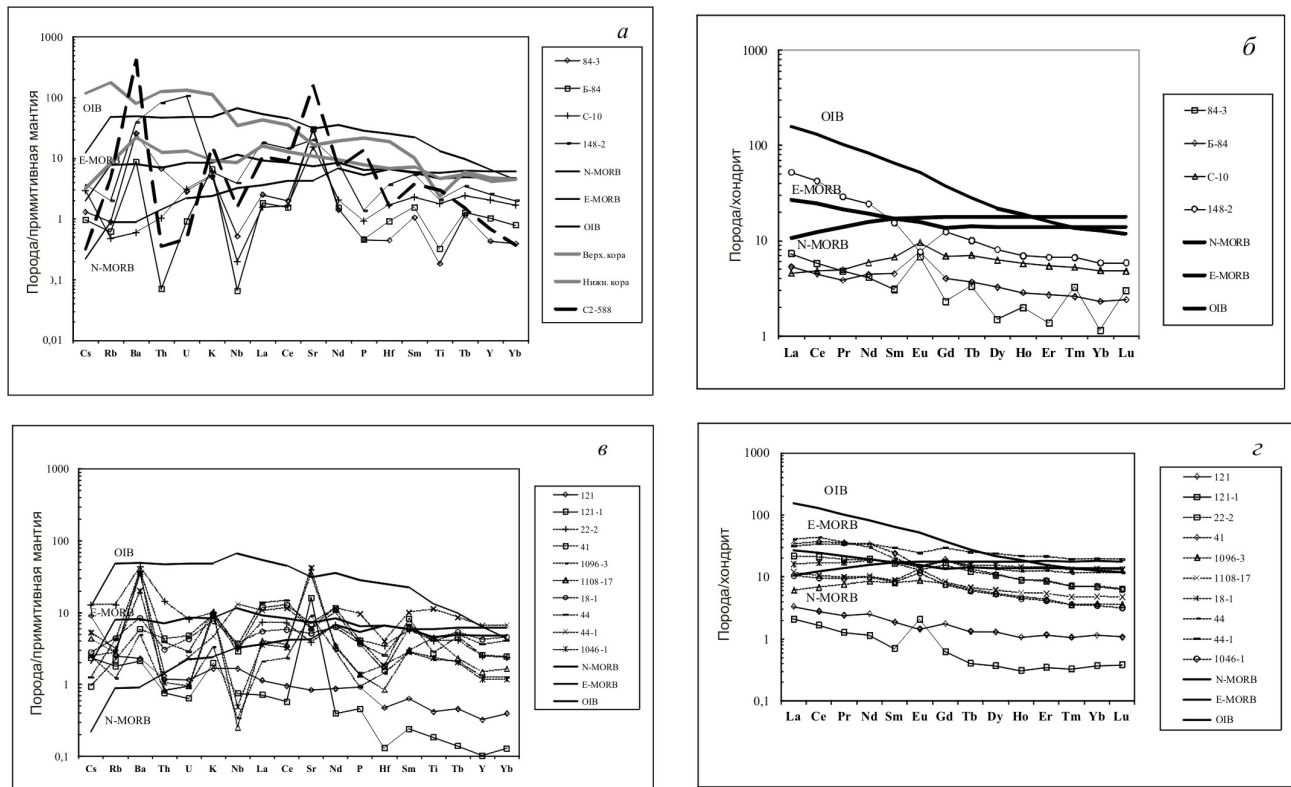


Рис. 3. Распределение редких и редкоземельных элементов в породах габброидного комплекса (а, б), дунитового и гетканского комплексов (в, г). Составы верхней и нижней коры по (Taylor, McLennan, 1985), примитивной мантии, хондрита С1, базальтов N-MORB, E-MORB, OIB по (Sun, McDonough, 1989). Номера проб соответствуют номерам в табл. 1.

значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона в 416.75 млн. лет (Black et al., 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне двух сигма. Построение графиков с конкордией (Wetherill, 1956) проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999).

Цирконы оливиновых меланоноритов из ксеноблока дунитового комплекса, оливиновых норитов, лейкотроктолитов нижней серии, роговообманковых габбро верхней серии габброидного комплекса представлены прозрачными желтоватыми и бесцветными зернами,

субидиморфными и длиннопризматическими кристаллами и их обломками. В катодолуминесцентном изображении зерна характеризуются тонкой зональностью или наличием следов секториальной зональности, реже отмечаются зерна с грубой зональностью, что в целом указывает на магматическое происхождение цирконов (рис. 4а–д).

В результате датирования U-Pb методом по циркону на микрозонде SHRIMP-II оливиновых меланоноритов дунитового комплекса, получен конкордантный возраст в 184.68 ± 0.92 млн. лет, при значениях среднеквадратичного отклонения (СКВО) 0.18 (табл. 3, рис. 5а, обр. 121–1). Кроме раннеюрских датировок, встречено реликтовое зерно циркона каменноугольного возраста — 317 ± 2 млн. лет.

ЛУКИНДИНСКИЙ ДУНИТ-ТРОКТОЛИТ-ГАББРОВЫЙ

Таблица 3. U-Pb изотопные соотношения определенные методом SHRIMP-II для пород Лукиндинского массива Западно-Станового террейна

Точка	Содержания (г\т)			Изотопные соотношения				Возраст, млн. лет ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
	U	Th	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	
121-1.8.1	721	470	17.8	0.1908	2.6	0.02863	0.6	182±1.1
121-1.7.2	360	183	8.88	0.2086	3.7	0.02867	0.73	182±1.3
121-1.6.1	90	44	2.25	0.179	16	0.02872	1.6	183±3.0
121-1.1.2	618	461	15.5	0.2029	2.8	0.02914	0.64	185±1.2
121-1.4.1	804	328	20.2	0.1981	2.4	0.02921	0.49	186±0.9
121-1.7.1	159	137	4.02	0.2	8.7	0.02928	1.2	186±2.1
121-1.1.1	694	578	17.5	0.1983	3.7	0.02932	0.54	186±0.98
121-1.3.1	148	108	3.82	0.174	16	0.02967	1.3	189±2.5
121-1.5.1	2052	470	52.8	0.2066	1.2	0.02996	0.36	190±0.68
121-1.2.1	338	261	14.7	0.36	4.4	0.05045	0.65	317±2.0
C10.1.1	533	256	8.4	0.124	4.7	0.018	2.3	116±3
C10.1.2	435	192	7	0.125	8.3	0.019	2.4	119±3
C10.3.1	478	13	72.5	2.71	4	0.177	2.1	1048±20
C10.2.2	263	56	73	5.17	2.3	0.323	2.1	1806±33
C10.6.1	1358	15	453	8.13	2	0.388	2	2115±36
C10.7.1	768	118	278	9.95	2	0.421	2	2264±38
C10.6.2	1686	47	613	9.28	2	0.423	2	2276±38
C10.5.1	420	52	156	9.9	3	0.431	2.2	2309±43
C10.2.1	1052	47	408	10.38	2.1	0.446	2	2377±40
C10.4.1	225	4	99	13.58	2.2	0.512	2.1	2667±45
148-2.4.2	262	129	4	0.105	24	0.0176	2.8	112±3
148-2.3.1	245	101	3.86	0.137	13	0.0181	2.7	116±3
148-2.4.1	287	136	4.54	0.105	19	0.0182	2.7	116±3
148-2.3.2	207	90	3.38	0.107	35	0.0187	3.2	120±4
148-2.2.1	186	84	3.1	0.125	13	0.0192	2.8	123±3
148-2.1.1	438	169	14.6	0.27	4.1	0.0388	2.1	246±5
148-2.8.1	471	290	31.4	0.605	2.9	0.0776	2.1	482±10
148-2.6.1	634	6	170	5.15	2.3	0.3119	2	1750±31
148-2.7.1	94	33	39.2	11.84	2.5	0.486	2.2	2553±47
148-2.5.1	187	101	82.5	12.99	2.2	0.513	2.1	2669±46
K-126.3.1	192	102	2.6	0.103	11	0.0158	2.8	101±3
K-126.1.1	216	138	3.2	0.114	26	0.0168	3.1	107±3
K-126.1.2	236	149	3.6	0.104	18	0.0177	2.7	113±4
K-126.1.3	131	69	2.1	0.089	47	0.0179	3.9	114±3
K-126.2.1	84	45	5.5	0.548	9.6	0.0746	2.6	464±12
K-126.2.2	87	37	5.9	0.63	5.4	0.0799	2.6	496±12
K-126.4.1	354	240	96.5	5.11	2.4	0.3181	2.1	1780±32
K-126.5.1	50	19	15.1	5.62	4	0.3492	2.6	1931±44

Примечание. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского. Аналитики Е.Н. Лепехина и С.Л. Пресняков. * Радиогенная часть свинца. Изотопные отношения скорректированы по ²⁰⁴Pb. Неточности измерений изотопных соотношений и возраста даны при 1σ. Номера образцов соответствуют номерам проб в табл. 1.

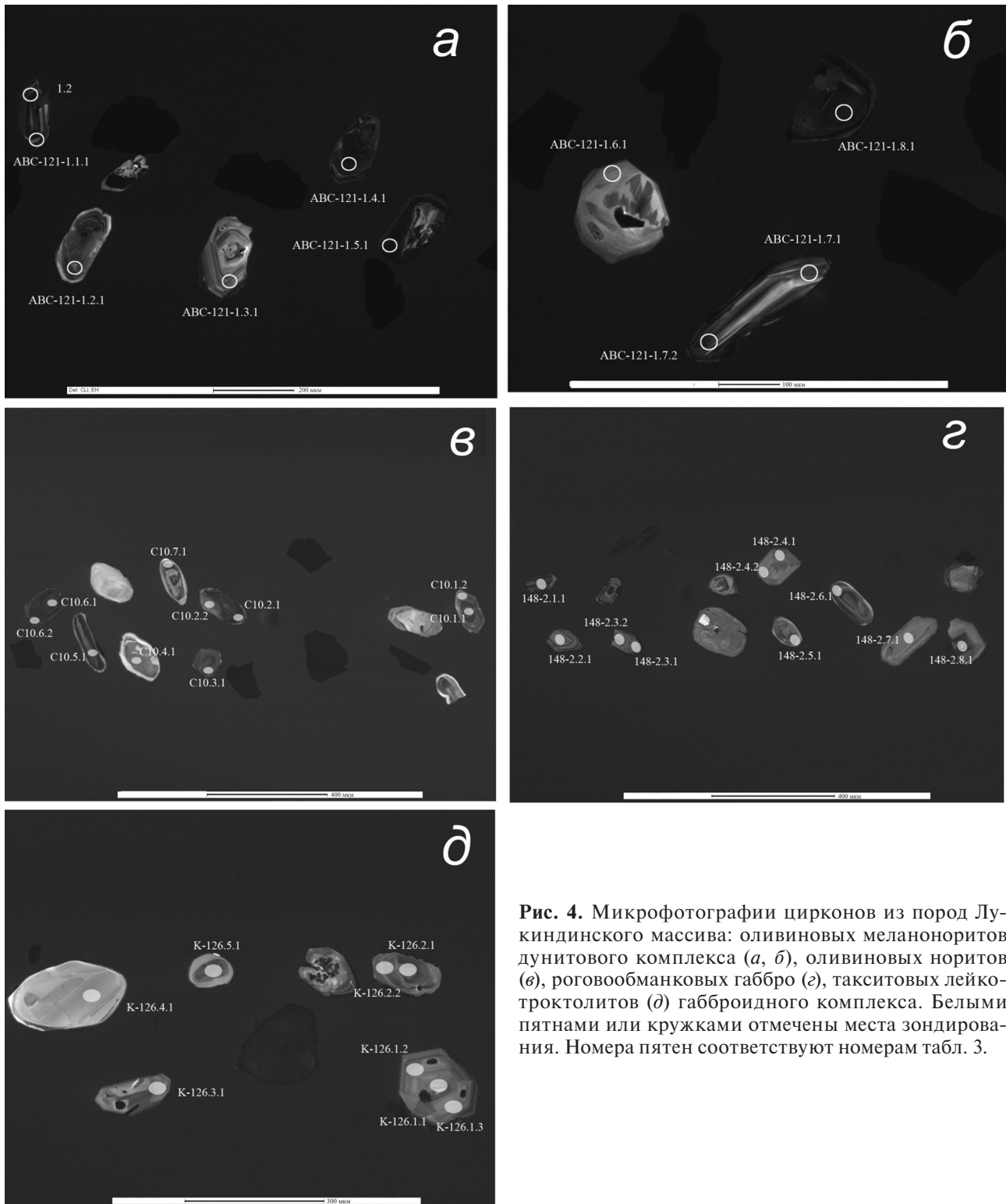


Рис. 4. Микрофотографии цирконов из пород Лукиндинского массива: оливиновых меланогаббро дунитового комплекса (а, б), оливиновых норитов (в), роговообманковых габбро (г), такситовых лейкотроктолитов (д) габброидного комплекса. Белыми пятнами или кружками отмечены места зондирования. Номера пятен соответствуют номерам табл. 3.

В результате датирования методом SHRIMP-II габброидов нижней и верхней серий Лукиндинского массива установлен их раннемеловой возраст. Для оливиновых норитов нижней расслоенной серии (табл. 3, обр. С-10) установлен возраст 117 ± 4 млн. лет, при значениях СКВО=0.19 (рис. 5б). Такситовые лейкотроктолиты нижней расслоенной серии, обогащенные никелем и медью (табл. 3, обр. К-126), характеризуются воз-

растом в 108 ± 3 млн. лет, СКВО = 0.36 (рис. 5г). Для роговообманковых габбро верхней серии получен изотопный возраст в 117 ± 3 млн. лет, СКВО = 0.085 (рис. 5в, обр. 148-1). В породах габброидного комплекса присутствуют также зерна циркона с магматической зональностью, для которых установлены архейские и протерозойские датировки в 2669–1048 млн. лет (табл. 3).

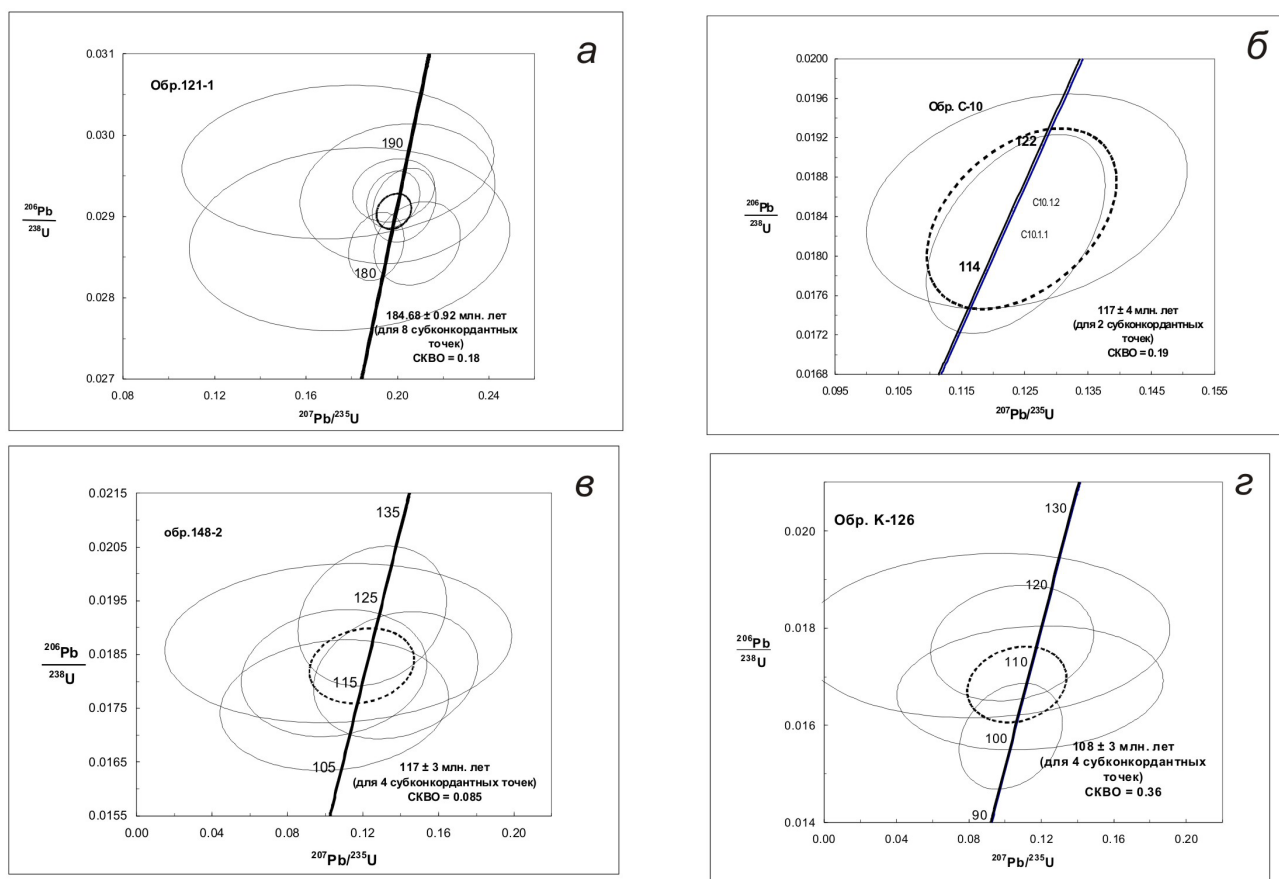


Рис. 5. Диаграммы с конкордией для цирконов из пород Лукиндинского массива: оливиновых меланокритов дунитового комплекса (а), оливиновых норитов (б), роговообманковых габбро (в), такситовых лейкотроктолитов (г) габброидного комплекса.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Полученные датировки изотопного возраста пород Лукиндинского массива методом SHRIMP-II указывают на его полихронность и позволяют выделить в его составе раннеюрский дунитовый и раннемеловой габброидный комплексы. Таким образом, формирование пород массива связано не с раннепротерозойским или пермским (285 ± 7.5 млн. лет $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод по плагиоклазу (Бучко и др., 2009), как это предполагалось ранее, а с раннеюрским и раннемеловым этапами развития Западно-Станового террейна (складчато-блоковой системы).

Следует отметить, что для многих массивов ультрабазит-базитового состава различной формационной принадлежности установлено многофазное строение, с образованием в результате 2-3 кратного внедрения с магматическую камеру порций разной по составу магмы, нередко со значительным разрывом во времени формирования (Ферштатер, 2004).

Формирование дунитового комплекса синхронно к образованию ультрабазит-базитового массива Чек-Чикан (Геткан) поздне триасового-раннеюрского гетканского комплекса (Бучко

и др. 2010, материалы ГДП-200, лист N-51-X), а также формированию чек-чиканской толщи вулканогенно-осадочных пород поздне триасового-раннеюрского возраста.

Для метагаббро массива Чек-Чикан, расположенного в 15 км северо-восточнее Лукиндинского массива, установлен возраст — 183.4 ± 4 млн. лет (SHRIMP-II, материалы ГДП-200, лист N-51-X) и габбронорита — 203 ± 1 млн. лет (U-Pb метод по циркону (Бучко и др., 2010)). В составе гетканского комплекса преобладают габбро, с признаками расслоенности, выражающейся в чередовании меланократовых, мезократовых и лейкократовых разновидностей или пород разной зернистости, нередко с прослоями пироксенитов, реже перидотитов. Породы прорваны маломощными (первые метры) субширотными дайками долеритов второй фазы. По сравнению с породами габброидного комплекса Лукиндинского массива породы гетканского комплекса отличаются большей титанистостью, калиеистостью, меньшей глиноземистостью и магнезиальностью (табл. 1). По отношению к примитивной мантии в породах гетканского комплекса наблюдаются положительные аномалии Ba, K, Sr, Sm, отрицательные Nb, что

сближает их с породами габброидного комплекса Лукиндинского массива, но в отличие от последних они характеризуются отрицательными аномалиями Th, U, Hf, Y и отсутствием аномалий P и Ti (рис. 3в). По геохимическим особенностям базиты гетканского комплекса обладают чертами сходства как с внутриплитыми, так и субдукционными образованиями (Бучко и др., 2010).

Чек-чиканская толща закартирована в шовной зоне Желтулакского разлома, прослеживаясь узкой полосой на 46 км, при ширине до 2 км (рис. 1). Толща сложена метаморфизованными песчаниками и алевролитами, часто — во флишом переслаивании, аргиллитами, гравелитами, конгломератами, андезибазальтами и их туфами, базальтами, риолитами, риодацитами, трахириодацитами. По низким концентрациям элементов группы железа, отношениям Rb/Sr и Ni/Co метабазальты чек-чиканской толщи с изотопным возрастом (SHRIMP-II) в 207.4 ± 2.2 млн. лет соответствуют толеитовым базальтам островных дуг (материалы ГДП-200, лист N-51-X).

Следует отметить сравнительно высокие содержания Cs, Rb, Ba, K и La, низкие Th, U, Ti, тяжелых РЗЭ в породах дунитового комплекса Лукиндинского массива относительно примитивной (деплетированной) мантии. При этом дуниты имеют высокое отношение $(La/Yb)_N = 2.7$ на уровне хондритовых, в отличие от дунитов мантийных тектонитов офиолитовых ассоциаций, содержания РЗЭ в которых, как правило, не превышают хондритового уровня при отношении $(La/Yb)_N$ меньше 1 (Ферштатер, 2004). Присутствие в породах дунитового комплекса Лукиндинского массива отрицательных аномалий Th, U, Hf, Y и отсутствие аномалий P и Ti в большей степени сближает их с породами гетканского комплекса, а не габброидного комплекса Лукиндинского массива (рис. 3в). Для пород гетканского комплекса, также как и для пород дунитового комплекса, характерен слабо отрицательный наклон спектров распределения содержаний РЗЭ с преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми $(La/Yb)_N = 1.2 - 4.8$ (рис. 3з).

Геохимические особенности дунитов Лукиндинского массива близки к дунитам Нуралинского дунит-клинопироксенит-габбрового плутона Южного Урала, что свидетельствует в пользу их кумулятивной, а не реститовой природы (Ферштатер, 2004) и позволяет предположить принадлежность к основанию расслоенной серии первой фазы гетканского комплекса. Обогащенность дунитов крупноионными литофилами может быть обусловлена либо контаминацией веществом коры при внедрении исходного магматического расплава гетканского комплекса, либо возникновении исходных расплавов при плавлении надсубдукционной мантии,

деплетированной высокозарядными элементами и обогащенной литофильными. Учитывая предположение о формировании массива Чек-Чикан в условиях завершения обстановки активной континентальной окраины, прекращения субдукции и разрыва субдуцируемой пластины (Бучко и др. 2010), субдукционную природу базитов чек-чиканской толщи, модель возникновения исходного для гетканского комплекса расплава при плавлении надсубдукционного метасоматизированного мантийного клина представляется наиболее вероятной.

Геодинамические реконструкции подтверждают возможность существования активной континентальной окраины в раннеюрское время в пределах Западно-Станового террейна. Как показано в работе (Роганов и др., 2005), Монголо-Охотский океан в Верхнем Приамурье закрылся в результате коллизии Амурского супертеррейна и Сибирского кратона в конце ранней юры и, соответственно, субдукция океанической коры Монголо-Охотского океана под континентальную кору Алдано-Становой геоблока могла осуществляться до этого времени.

Геологическое положение, вещественный состав, оценка геодинамических условий формирования пород интрузивных и эффузивных образований поздне триасового-раннеюрского возраста, при учете факта омоложения времени закрытия Монголо-Охотского океана с запада на восток, позволяют предполагать, что они являются северо-восточным продолжением позднепалеозойско — раннетриасового Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса, формирование которого в целом отвечает обстановке активной континентальной окраины (Гордиенко, 1987).

Породы габброидного комплекса Лукиндинского массива в целом обладают нормальной щелочностью, высокой глиноземистостью и магнезиальностью, низкой титаностью и относятся к известково-щелочной и натриевой петрохимическим сериям. Геохимическими особенностями пород комплекса являются обогащенность крупноионными литофилами (K, Ba, Sr) и легкими редкоземельными элементами, обедненность некоторыми высокозарядными элементами (Nb, Ti). Известно, что обогащение крупноионными литофильными элементами и легкими редкоземельными элементами относительно высокозарядных элементов характерно для базальтовых магм образованных в субдукционных обстановках (Sun, 1980). Близость геохимии габброидов Лукиндинского массива к типичным островодужным базитам показана и в работе (Бучко и др., 2012). Однако оценка геодинамических условий формирования пород габброидного комплекса, при учете их

раннемелового изотопного возраста на рубеже 120–110 млн. лет, противоречит их субдукционной природе и является ограничением для применения данной модели для объяснения формирования исходного базитового расплава.

Как показывают геодинамические построения, с конца ранней юры на территории Верхнего Приамурья наступил платформенный режим в связи с образованием единого суперконтинента в результате закрытия Монголо-Охотского океанического бассейна в процессе коллизии Северо-Азиатского и Сино-Корейского кратонов (Роганов и др., 2005). В средней юре – раннем мелу в пределах Верхнего Приамурья в условиях платформенного режима формируются породы Верхнеамурского и Деспского прогибов, Амуро-Зейской рифтогенной впадины, внутриконтинентальный Большехинганский рифтогенный магматический пояс (Парфенов и др., 2003). Прогибы характеризуются двучленным строением разреза: низы сложены среднеюрскими мелководными морскими отложениями, а верхи — пресноводно-континентальными отложениями верхней юры — нижнего мела, с участием вулканогенных пород по всему разрезу. Формирование вулканогенных образований Большехинганского пояса, включая и Умлекано-Огоджинскую зону на его северном окончании, сопровождается внедрением анорогенных гранитов (Jahn et al., 2001) и гранитоидных плутонов с постколлизийными характеристиками (Стриха, Агафоненко, 2014).

Периодически платформенные условия в Верхнем Приамурье нарушались коллизийными процессами, о чем свидетельствуют складчатость в развитых здесь среднеюрско-раннемеловых осадочных породах, наличие гранитоидов с коллизийными характеристиками и изотопным возрастом в 150–130 млн. лет (Стриха, 2006, 2012). Геохимические особенности гранитоидов Верхнего Приамурья с изотопным возрастом в 120–110 млн. лет свидетельствуют о постколлизийной обстановке их формирования, во внутриплитной обстановке с участием вещества обогащенной мантии (Стриха, 2006; Стриха, Агафоненко, 2014).

Зарождение во внутриплитных условиях высокоглиноземистых, богатых кальцием и алюминием магм возможно за счет частичного плавления вещества лерцолитового мантийного субстрата в условиях низкого давления (Петрография ..., 2001). Однако от типичных базитов континентальных рифтов и траппов габброиды Лукиндинского массива отличаются низкими содержаниями и распределением редких и рассеянных элементов, как это показано в работе (Бучко и др., 2012). Кроме этого, исследования фанерозойского внутриплитного

магматизма Северной Азии показали, что ведущую роль среди мантийных источников играла обогащенная мантия типа EM II в той или иной степени смешанная с источником PREMA (умеренно деплетированной мантии) (Кузьмин, Ярмолюк, 2009), что противоречит возможности образования исходного для пород габброидного комплекса Лукиндинского массива известково-щелочного базитового расплава с нормальной щелочностью и сравнительно низкими содержаниями редких и рассеянных элементов за счет вещества мантийного плюма.

Наличие в породах габброидного комплекса реликтовых цирконов с возрастом в 1.0–2.6 млрд. лет (табл. 3) свидетельствует об участии в составе протолитов архейской и протерозойской континентальной коры. Содержания редких и рассеянных элементов в габброидах не превышают нижнекоровых (рис. 3). Петрогеохимические особенности архейских и протерозойских метаморфических пород Западно-Станового и Станового террейнов указывают на формирование исходных для них вулканогенно-осадочных пород в океанических и островодужных условиях (Гаврикова и др., 1991; Московченко Н.И., Каstryкина В.М., 1987; Шульдинер и др., 1983). Эти факты позволяют предполагать возможность формирования исходного для габброидного комплекса высокоглиноземистого расплава при повторном плавлении существенно плагиоклазового реститового материала нижней части континентальной коры с островодужными свойствами, который остается после выделения гранитных магм (Петрография ..., 1991). Возможность образования плагиоклазового реститового материала в нижней коре подтверждается широким развитием в восточной части Западно-Станового террейна и в западной части Станового террейна гранитоидов позднемезозойского возраста, многие из которых ранее рассматривались как докембрийские образования (Котов и др., 2014; Ларин и др., 2000; Стриха, 2012, материалы ГДП-200, лист N-51-X). Плавление материала нижней коры при этом, вероятнее всего, происходит под воздействием тепловой энергии мантийного плюма, без какого-либо существенного привноса вещества.

Возможность формирования исходного для габброидов Лукиндинского массива расплава за счет плавления высокоглиноземистых основных пород нижней коры косвенно подтверждается геохимическими особенностями неархейских высокоглиноземистых кристаллических сланцев основного состава вмещающих Лукиндинский массив (Бучко и др., 2012). По отношению к примитивной мантии кристаллические сланцы обогащены крупноионными литофилами (K, Ba, Sr), легкими РЗЭ, обеднены высокозарядными элементами (Th, U, Nb, Hf) и тяжелыми РЗЭ, что

характерно также для габброидов расслоенной серии (рис. 3а, обр. С2-588).

Образование расслоенного габброидного комплекса в связи с кристаллизационной дифференциацией исходного расплава не вызывает сомнения. Наличие роговой обманки в габброидах свидетельствуют о повышенной водонасыщенности расплавов, возникающих при частичном плавлении нижнекорового источника. Обогащенность роговообманковых габбро верхней серии Th, U, Ta, Nb, PЗЭ, Nd, P, а также характер распределения PЗЭ по отношению к породам нижней серии, позволяет рассматривать их в качестве комплементарных образований и предполагать формирование роговообманковые габброидов из остаточных расплавов, обособившихся после кристаллизации оливин-плагиоклазовых разностей пород.

Установление факта полихронности Лукиндинского массива имеет важное значение для понимания закономерностей размещения и возникновения как убогого сульфидного медно-никелевого с платиноидами, так и самостоятельного платинового оруденения. Судя по ассоциации сульфидной минерализации с роговой обманкой и приуроченности к зонам катаклазированных габброидов, оруденение формировалось в позднемагматических и постмагматических условиях. Дискордантное сульфидное медно-никелевое с платиноидами оруденение в виде крутопадающих, невыдержанных по простиранию и падению зон вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд в такситовых, нередко катаклазированных габброидах вблизи контакта с ксеноблоками дунитового комплекса соответствует «такситовому» типу оруденения, охарактеризованному в работе В.В. Кнауфа с соавторами (2003) (<http://www.natires.com/rtaxites.htm>). Так позднемагматическое оруденение зоны Сульфидной может быть обусловлено образованием такситовых лейкогаббро при частичном плавлении габброидов (эффект «обратного вскипания»), находящихся при температуре близкой к температуре плавления вблизи контакта с более ранними дунитами, в результате локального понижения давления, которое сопровождается извлечением из смежных областей перегретой флюидной фазы с растворенными рудными компонентами. Оруденение зон катаклаза Центральная и Восточная связано с объемными эффектами, возникающие вследствие кристаллизации и остывания базитового расплава вблизи ксеноблоков дунитов, способными реализовать возникшие механические напряжения в виде локальных зон разуплотнения в уже затвердевших породах, ориентировка которых зависит от ориентировки контактовой поверхности. Возможно, именно процессами частичного

плавления обусловлен более молодой возраст рудовмещающих такситовых лейкотроктолитов (108 ± 3 млн. лет) по сравнению с другими породами габбрового комплекса (117 ± 4 млн. лет). В этом случае такситовые лейкотроктолиты следует рассматривать в качестве образований самостоятельной фазы. Решение этого вопроса возможно при проведении дальнейших исследований при поисковых и разведочных работах.

Расчет на быстрое выявление в Лукиндинском массиве практически значимого медно-никелевого оруденения «рифового» типа, обусловленного кристаллизационной дифференциацией, не оправдался. Результаты проведенных исследований позволяют рекомендовать наличие такситовых разновидностей в качестве одного из поисковых признаков медно-никелевой и благороднометалльной минерализации, также для прогнозных оценок их масштаба в Лукиндинском массиве, а также пересмотреть стратегию поисков с акцентом на выявление промышленно значимых горизонтов благороднометалльного, в первую очередь платиноидного оруденения, которое может сопровождаться убогим сульфидным медно-никелевым оруденением в зонах контакта с породами дунитового комплекса. В связи с этим, важное значение приобретает выявление залегания контактовой поверхности ксеноблока дунитового комплекса на глубинах, доступных для разработки месторождений данного типа оруденения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные геохронологические исследования пород Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива, наряду с критическим анализом фактического материала по геологическому строению, минеральному составу, условиям локализации медно-никелевого и благороднометалльного оруденения, позволяет пересмотреть представление о возрасте его формирования, петрологии и геодинамическим условиям формирования пород, закономерностям размещения приуроченного к нему оруденения и уточнить направление дальнейших поисковых работ.

Геохронологические исследования цирконов из пород Лукиндинского массива методом SHRIMP-II позволили выявить его полихронность и выделить в его составе раннеюрский (184.7 ± 0.9 млн. лет) дунитовый, и раннемеловой ($117-108 \pm 3$ млн. лет) габброидный комплексы.

Геохимические особенности дунитов позволяют предполагать их кумулятивную природу и принадлежность к основанию расслоенных пород гетканского комплекса. Оценка геодинамических условий формирования дунитового

комплекса позволяет предполагать образование пород дунитового комплекса Лукиндинского массива при плавлении надсубдукционного мантийного клина в условиях активной континентальной окраины.

Геохимическими особенностями пород габброидного комплекса являются обогащенность крупноионными литофилами и редкоземельными элементами относительно высокозарядных, что характерно для базальтовых магм образованных в субдукционных обстановках. Однако геодинамические построения свидетельствуют о существовании на территории Верхнего Приамурья в момент формирования габброидного комплекса (120–110 млн. лет) постколлизийного платформенного режима, что позволяет отнести их к внутриплитным образованиям и позволяет предполагать формирование исходного расплава за счет плавления плагиоклазового реститового материала нижней коры с островодужными характеристиками.

Дискордантное сульфидное медно-никелевое, с платиноидами, оруденение в виде крутопадающих, невыдержанных по простиранию и падению зон вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд в такситовых, нередко катаклазированных габброидах вблизи контакта с ксеноблоками дунитового комплекса соответствует «такситовому» типу оруденения, что позволяет пересмотреть перспективы Лукиндинского плутона на поиски промышленных объектов благороднометалльного, в первую очередь платиноидного оруденения.

Авторы благодарят И.В. Бучко за предоставленные для исследований образцы пород Лукиндинского массива, Р.Н. Ахметова и Н.Н. Петрук за содействие в проведении исследований.

Список литературы

- Балькин П.А., Кривенко А.П., Поляков Г.В., Богнибов В.И.* Минералогия и вопросы петрогенезиса дунит-троктолит-габбрового массива Лукинда // Вопросы генетической петрологии. 1981. Вып. 491. С. 194–203.
- Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В.* Первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические данные для габбро-анортозитов Лукиндинского массива (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): материалы совещания / Отв. ред. Е.В. Скляр Т. 1. Вып. 7. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 46–47.
- Бучко И.В., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др.* Триасовый этап ультрамафит-мафитового магматизма Джугжуро-Станового супетеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 11. С. 1489–1500.
- Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Изох А.Э.* Геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива (юго-восточное обрамление сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 834–850.
- Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др.* Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра, 1991. 171 с.
- Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2500000. С.-Петербург — Благовещенск — Харбин, 1999.
- Гордиенко И.В.* Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 239 с.
- Кнауф В.В., Галкин А.С., Дедюхин А.Н.* МПГ в такситовых габброноритах южного обрамления НКТ (минералогия, генетические особенности, основные технологические свойства оруденения). 2003. <http://www.natires.com/taxites.htm>.
- Котов А.В., Ларин А.М., Сальникова Е.В. и др.* Раннемеловые коллизийные гранитоиды древнестанового комплекса Селингино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // ДАН. 2014. Т. 456. № 4. С. 451–456.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.* Роль плюмов в фанерозойской истории Сибири и ее складчатого обрамления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 1. С. 249–252.
- Ларин А.М., Котов А.В., Сальникова Е.В. и др.* Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
- Московченко Н.И., Кастрыкина В.М.* Метаморфизм // Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987. С. 185–200.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др.* Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород / Под ред. В.С. Попова и О.А. Богатикова. М.: Логос, 2001. 768 с.

- Роганов Г.В., Кириллова Г.Л., Кирьянова В.В. и др.* Состав и биота переходных юрско-меловых отложений в эпиконтинентальных бассейнах Приамурья // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 4. С. 3–23.
- Стриха В.Е.* Позднемезозойские коллизионные гранитоиды Верхнего Приамурья: новые геохимические данные // Геохимия. 2006. № 8. С. 855–872.
- Стриха В.Е.* Мезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья // Благовещенск: Амурский гос. ун-т, 2012. Часть I — 188 с. Часть II — 196 с.
- Стриха В.Е., Агафоненко С.Г.* Елнинский массив буриндинского комплекса Умлекано-Огоджинской вулканоплутонической зоны Верхнего Приамурья: новые геохронологические, геохимические и изотопно-геохимические данные // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 1. Вып. 23. С. 231–247.
- Феритатер Г.Б.* О природе силурийско-раннедевонских мафит-ультрамафитовых интрузивов, ассоциированных с офиалитами Южного Урала // Литосфера. 2004. № 4. С. 3–29.
- Шульдинер В.И., Панченко И.В., Шульдинер И.С.* Петрология метаморфических комплексов бассейна р. Нюкжи // Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали / Отв. ред. Неелов А.Н. Л.: Недра, 1983. С. 127–139.
- Щека С.А.* Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Наука, 1969. 136 с.
- Black L.P., Kato S.L., Allen C.M. et al.* TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chemical Geology. 2003. V. 200. № 1–2. P. 155–170.
- Jahn B.-M., Wu F.-Y., Capdevila R. et al.* Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in the NE China // Lithos. 2001. V. 59. № 1–2. P. 171–198.
- Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot / Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1999. № 1a. 49 p.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.00. A User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. № 2. 17 p.
- Sun S.S.* Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs // Philosophical Transactions of the Royal Society. London, 1980. A 297. P. 409–445.
- Sun S.S., McDonough W.E.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. London, 1989. Spec. publ. P. 313–345.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985. P. 312.
- Wetherill G.W.* Discordant uranium-lead ages // Trans. Amer. Geophys. Union, 1956. 37. P. 320–326.
- Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C. and Ridley, W.I. (eds), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1–35.

**LUKINDINSKY DUNNIT-TROKTOLITE-GABBRO MASSIF
OF THE VERKHNEYE PRIAMURYE REGION: NEW GEOLOGICAL,
GEOCHRONOLOGICAL, GEOCHEMICAL AND PETROLOGIC DATA**

V.V. Koshelenko^{1,2}, V.E. Strikha^{2,3}

¹*Amurgeology Open Joint Stock Company, Amur Region, Blagoveshchensk, Hudinovsky Lane 15, 675029*

²*Amur State University, Amur Region, Blagoveshchensk, Ignatyevskoye Highway St. 21, 675027*

³*Research Center for Geotechnology FED RAS, 683002, Petropavlovsk-Kamchatsky Russia*

Geochronological researches of zircon in rocks from the Lukindinsky massif using the SHRIMP-II method allowed us to reveal its polychronous and allocate in its structure early Jurassic (184.7 ± 0.9 million years) dunnite complex and early Cretaceous ($117-108 \pm 3$ million years) gabbroid complex. Geochemical features of rocks from the dunnite complex allow assuming their cumulative nature and belonging to the basis of the stratified rocks of the getkansky complex, which was created under conditions of the active continental margin. The gabbroid complex was forming in an intraplate setting at crystallizational differentiation of water containing melt of normal alkalinity enriched with LILE and REE elements in comparison to the highly charged elements and formed due to melting of plagioclase restite material in the lower crust with island arc characteristics under the influence of a mantle plume. Discordant sulphidic copper-nickel with platinoids mineralization in rocks from a gabbro complex near contact with xenoblocks of the dunite complex corresponds to the «taxite» type of mineralization, which allows reconsidering prospects of Lukindinsky pluton in searching of mineralization of precious metals and, primarily, platinoids.

Keywords: ultrabasite-basites, early Cretaceous, «taxite» type of mineralization.