Министерство образования Российской Федерации
Томский государственный университет

Томская горнодобывающая компания

ПЕТРОЛОГИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Выпуск 2

Материалы научной конференции,
посвященной 80-летию со дня рождения
профессора Михаила Петровича Кортусова

Томск, 28-30 ноября 2001 года

Томск 2001

Петрографические особенности ультрамафитов Кингашского Cu-Ni-Pt месторождения (СЗ Восточного Саяна)

А.И. ЧЕРНЫШОВ[1], Н.И. КУЗОВАТОВ[1], И.Г. РЕЗНИКОВ[2], Н.А. ТРЕТЬЯКОВ[2], С.И. СТУПАКОВ[3]

[1]*Томский госуниверситет, г. Томск*
[2]*АО "Красноярскгеология", г. Красноярск*
[3]*ОИГГиМ СО РАН, г. Новосибирск*

Ультрамафиты Кингашского массива являются рудовмещающими для платино-медно-никелевого одноименного месторождения, выявленного в северо-западной части Восточного Саяна и приуроченого к древнему зеленокаменному поясу Канской глыбы (Корнев, Еханин, 1997). Ультрамафиты данного региона неоднократно привлекали внимание многих исследователей, однако до настоящего времени многие аспекты их происхождения остаются дискуссионными и требуют более углубленного изучения. Одни исследователи считают ультрамафиты массива составной частью коматиитовой вулканической серии (Корнев, Еханин, 1997), другие относят их к производным расслоенного мафит-ультрамафитового комплекса (Глазунов, 1995). Поэтому актуальность выбранной авторами темы не вызывает сомнений, так как ее рассмотрение позволит, в какой-то мере, приблизиться к решению происхождения ультрамафитов Кингашского массива, что является немаловажным, в связи с их рудоносностью.

Среди ультрамафитов Кингашского массива установлены следующие основные разновидности: дуниты, серпентиниты, оливин-тремолитовые породы и верлиты.

Дуниты

Дуниты пользуются довольно значительным распространением в массиве. По особенностям структурно-минералогического состава они относятся к субвулканическим кумулятивным разновидностям (Балыкин, Петрова, 2000). Среди них выделяются дуниты, дуниты серпентинизированные и пироксеновые дуниты.

Неизмененные дуниты, имеющие свежий облик, встречаются очень редко и обычно отмечаются среди своих серпентинизированных аналогов. Дуниты обнаруживают отчетливо выраженную кумулятивную структуру (рис. 1, а), обусловленную наличием кумулусных зерен оливина, содержание которых составляет 75-95%. Содержание интеркумулусной фазы, соответственно, изменяется от 25 до 5%. Участками отмечается панидиоморфнозернистая структура, в которых интеркумулусная фаза отсутствует.

Дуниты характеризуются следующим минералогическим составом. Оливин является преобладающим минералом и его содержание составляет 70-90%. Лизардит представлен тонкими жилками в зернах оливина, составляя по объему не более 10%. Шпинелиды пользуются незначительным распространением (менее 1%). При этом в дунитах отмечаются заметные содержания магнетита и сульфидов (10-15%). В породах часто заметную роль играет тремолит (10-20%). В малых количествах иногда отмечаются клинопироксен, флогопит, брусит, антигорит и хлорит (менее 3%).

Кумулусные зерна оливина имеют субизометричную и слабо удлиненную форму, реже гипидиоморфную шестиугольную (рис. 1, а). Их размер составляет, преимущественно, 1-2 мм и реже до 3 мм. В удлиненных зернах отношение длины к ширине не превышает 2. Вытянутые зерна иногда имеют строгую предпочтительную ориентировку и, таким образом, обнаруживают директивную текстуру породы. Отмечается спайность по (010), в идиоморфных индивидах она ориентирована вдоль удлинения, согласно граням. В зернах оливина отмечается, обычно, однородное погасание и, реже, волнистое, субблоковое, что является признаком проявления слабой пластической деформации. Зерна оливина рассекаются трещинками, по которым развиваются тонкие жилки лизардита с поперечно-волокнистым строением, в центральных частях которых отмечаются шнуровидные обособления магнетита. Пересекающиеся жилки лизардита в оливине формируют петельчатую структуру. Иногда зерна оливина оконтурены тонкими жилками рудных минералов (рис 1, а). По составу оливин соответствует хризолиту, железистость которого составляет 13-16% (табл. 1).

В свежих дунитах слабо проявлена петельчатая лизардитизация по трещинкам и периферии зерен оливина. Жилки лизардита имеют поперечно-волокнистое строение, в которых лизардит хорошо отличается своим отрицательным удлинением. По составу лизардиты отвечают маложелезистым разностям (2-6%) (табл. 1).

Зерна шпинелидов имеют субизометричную форму (разм. менее 0,5 мм) и окрашены в темно-бурый, буровато-зеленый, чаще в черный цвет, вследствие их замещения магнетитом. Края зерен обычно резорбированы. Устанавливаются две генерации шпинелидов, которые обособляются как в интерстициях, так и внутри зерен оливина (рис. 1, а), и значительно отличаются по своему составу. При этом шпинели из внутренних частей зерен представлены алюмошпинелями и имеют глиноземистый состав и повышен-

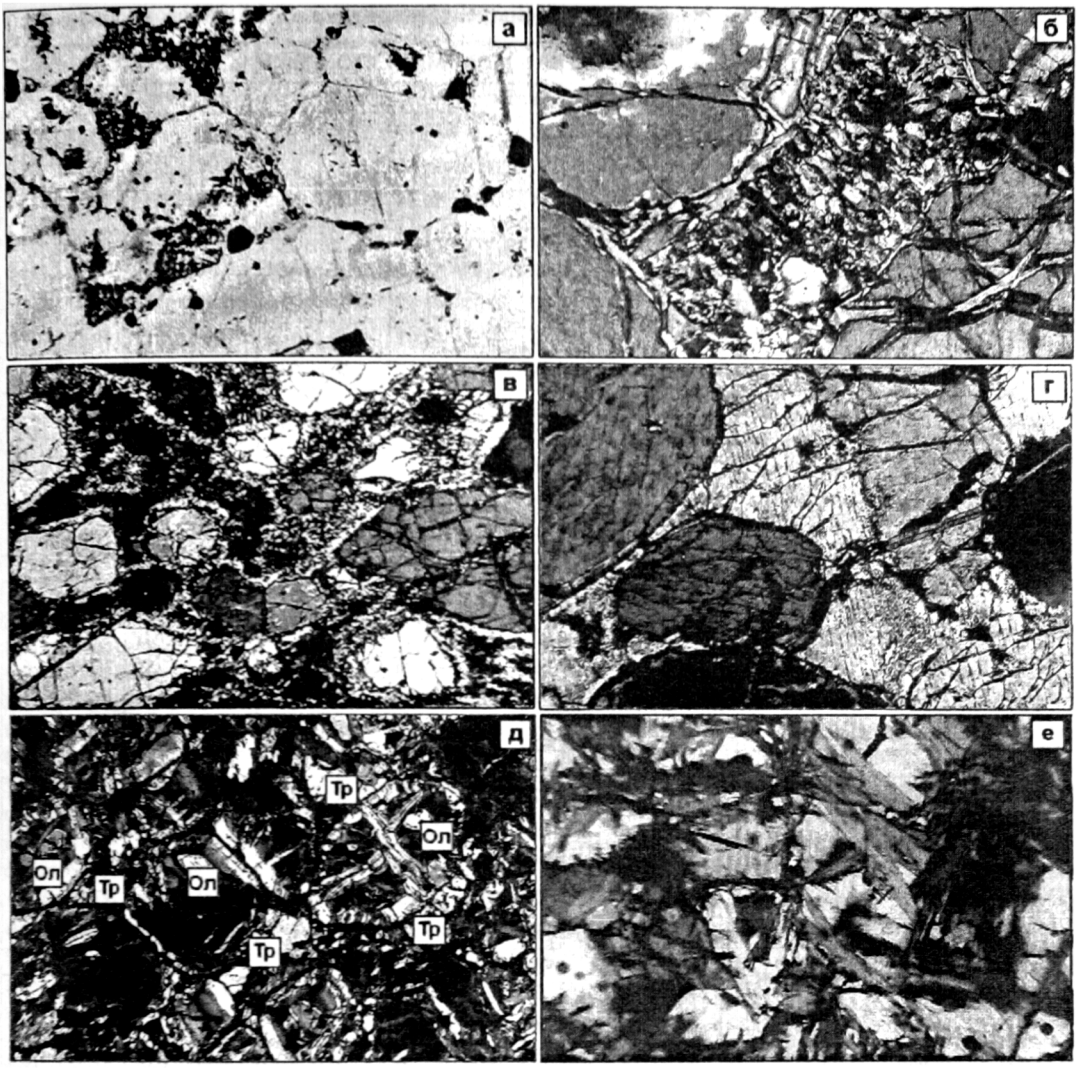

Рис. 1. Структурно-минералогические особенности ультрамафитов.

а – кумулятивная структура в дуните. Обр. С-36-67.7, увел. 15ˣ, николи II; **б** – дунит, интерстиции между зернами оливина выполнены индивидами тремолита. Обр. С-36-52.0, увел. 50ˣ, николи X; **в** – дунит, в интерстициях между зернами оливина отмечаются оторочки и жилки тремолита (светлые) и полуизотропные антигорит-хлоритовые агрегаты (темные). Обр. С-1-238.0, увел. 15ˣ, николи X; **г** – верлит, между зернами оливина отмечается ксеноморфный интеркумулусный индивид клинопироксена. Обр. С-18-210.0, увел. 15ˣ, николи X; **д** – серпентинит аподунитовый, лизардитового состава. Кумулусные зерна оливина (Ол) замещены лизардитом. Интерстиции выполнены агрегатом мелких зерен тремолита (Тр). Обр. С-37-50.9, увел. 15ˣ, николи X; **е** –серпентинит антигоритового состава. Зерна вторичного оливина пронизаны крупными игольчатыми индивидами антигорита. Обр. С-32-138,0, увел. 30ˣ, николи X.

ную магнезиальность (табл. 2). Другая разновидность, преимущественно обособляющаяся в интерстициях, отличается высокой степенью хромистости и железистости и имеет состав хромшпинели (табл. 2). В интерстициях, вокруг зерен шпинелидов, отмечаются оторочки бледно-зеленого либо изумрудно-зеленого хлорита с темно-бурыми аномальными цветами интерференции.

Рудные минералы: магнетит и сульфиды – представлены несколькими модификациями. Они наблюдаются в виде мелкой вкрапленности, либо неправильных по форме агрегатов, приуроченных к интерстициям, где образуют тесные срастания с хлоритом. Они также встречаются в виде многочисленных ветвящихся жилок, приуроченных к границам зерен оливина, однако нередко и рассекают их. Иногда отмечаются более крупные скопления рудных минералов в виде жилок с неравномерной мощностью (0,3 - 0,5 мм), которые имеют как раздувы, так и пережимы. В таких жилках рудные минералы тесно ассоциируют с мелкими зернами антигорита, хлорита и брусита. Среди руд-

Таблица 1. Химический состав минералов в ультрамафитах Кингашского месторождения

№ обр.	Порода	SiO_2	TiO_2	Cr_2O_3	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	Сумма	F'
Оливины														
С-31-25,0	Дунит	39.79	0.00	0.00	н.о.	15.49	0.24	44.77	0.00	н.о.	н.о.	0.29	100.58	16.0
С-34-90,0	Дунит	40.50	0.00	0.00	0.00	12.32	0.19	46.50	0.00	0.00	0.00	0.22	99.73	13.0
С-34-93,6	Дунит	40.39	0.00	0.00	0.00	12.34	0.16	46.14	0.00	0.00	0.00	0.19	99.22	13.0
С-37-65,0	Дунит	39.52	0.00	0.00	н.о.	13.79	0.23	44.13	0.00	н.о.	н.о.	0.26	97.94	15.0
С-38-197,5	Пи-дунит	39.79	0.01	0.03	0.01	14.42	0.19	44.31	0.01	0.01	0.00	0.32	99.10	15.0
С-38-218,8	Верлит	41.61	0.00	0.01	0.07	14.40	0.23	41.27	0.02	0.00	0.01	0.31	97.92	16.0
С-37-103,5	Верлит	37.59	0.01	0.03	н.о.	19.83	0.32	41.07	0.00	н.о.	н.о.	0.27	99.12	21.0
С-17-129,0	Верлит	38.75	0.00	0.00	0.00	20.35	0.42	39.52	0.00	0.01	0.00	0.02	99.06	22.0
Клинопироксены														
С-38-218,8	Верлит	55.63	0.01	0.02	1.88	10.6	0.26	31.78	0.17	0.01	0.00	н.о.	100.34	16.0
С-38-218,8	Верлит	53.77	0.01	0.05	1.93	10.55	0.32	29.16	1.26	0.01	0.00	н.о.	97.06	17.0
С-17-129,0	Верлит	52.68	0.51	0.32	2.73	4.75	0.13	16.37	22.27	0.26	0.00	н.о.	100.02	14.0
С-17-129,0	Верлит	51.86	0.46	0.66	3.52	4.68	0.11	16.35	21.83	0.29	0.00	н.о.	99.77	14.0
Серпентины														
С-37-65,0	Дунит	42.71	0.01	0.04	1.01	1.37	0.08	42.47	0.05	0.01	0.00	0.04	87.79	2.0
С-37-65,0	Дунит	41.81	0.01	0.01	0.53	1.4	0.09	42.49	0.06	0.01	0.00	0.13	86.53	2.0
С-37-65,0	Дунит	42.89	0.01	0.00	н.о.	2.39	0.08	40.84	0.03	н.о.	н.о.	0.76	86.99	6.0
С-31-25	Дунит	42.75	0.04	0.06	н.о.	2.4	0.10	41.70	0.20	н.о.	н.о.	0.01	87.27	5.0
С-37-103,5	Верлит	42.44	0.86	0.52	н.о.	6.03	0.12	18.03	11.86	н.о.	н.о.	0.10	79.96	2,5
Тремолиты														
С-38-197,5	Пи-дунит	57.48	0.01	0.17	0.52	2.82	0.10	22.81	12.60	0.20	0.04	0.07	96.82	6.0
С-38-197,5	Пи-дунит	57.43	0.01	0.15	0.42	2.61	0.07	22.68	12.83	0.16	0.04	0.05	96.45	6.0
С-17-129,0	Верлит	56.30	0.02	0.00	1.22	3.29	0.17	23.02	12.65	0.45	0.00	н.о.	97.13	7.0
С-17-129,0	Верлит	57.22	0.20	0.00	0.71	3.33	0.09	22.65	13.04	0.27	0.00	н.о.	97.50	8.0
С-38-218.8	Верлит	41.60	0.25	0.02	18.29	5.19	0.07	17.21	11.43	2.98	0.44	н.о.	97.47	14.0
Хлориты														
С-37-65,0	Дунит	33.82	0.01	0.85	14.03	4.69	0.04	33.52	0.00	0.01	0.02	0.09	87.08	7.0
С-38-197,5	Пи-дунит	33.27	0.37	0.43	14.82	4.76	0.04	32.94	0.57	0.00	0.78	н.о.	87.97	8.0
С-17-129,0	Верлит	34.13	0.03	0.03	16.05	5.77	0.05	29.78	1.26	0.36	0.38	0.01	87.85	10.0

Примечание. F' =Fe/(Fe+Mg) – железистость минералов.

ных минералов микрозондовым анализом в дунитах установлены магнетит и ильменит (табл. 2).

Интерстиции в дунитах имеют неправильную форму, определяемую контурами кумулятивных зерен оливина. Они преимущественно выполнены тремолитом, который представлен в виде монокристаллов либо мелкозернистыми агрегатами таблитчатых и призматических зерен (рис. 1, б). Зерна тремолита бесцветные и отличаются характерным косым погасанием (cNg»20°), иногда в них наблюдаются простые и полисинтетические двойники.

Совместно с тремолитом в интерстициях иногда встречаются флогопит, брусит, хлорит и антигорит. Флогопит, обычно, образует монокристаллы (до 1 мм), имеющие неправильную форму, которые обособляются в интерстициях зерен оливина. Минерал окрашен в светло-коричневые тона и плеохроирует до бесцветного. По трещинкам спайности отмечаются пластинчатые выделения магнетита. По краям зерен и вдоль трещинок спайности наблюдается замещение флогопита бледно-зеленым хлоритом. Индивиды флогопита часто интенсивно деформированы изгибом. Брусит, как и флогопит, встречается в виде неправильных по форме индивидов (менее 1 мм), обособленных в интерстициях зерен оливина. Минерал бесцветный, в скрещенных николях имеет желтоватые цвета интерференции и отличается отрицательным удлинением.

Мелкозернистые агрегаты антигорита наблюдаются в интерстициях и, реже, вдоль границ зерен оливина. Они обычно встречаются в ассоциации с мелкой вкрапленностью рудных минералов. Антигорит образует игольчатые и мелкие пластинчатые зерна, размером до 0,25 мм и отличается низким двупреломлением, прямым погасанием и положительным удлинением. Хлорит наблюдается либо в тесной ассоциации с рудными минералами, либо замещает флогопит с образованием полных псевдоморфоз. Минерал

Таблица 2. Химический состав шпинелидов и магнетитов в ультрамафитах Кингашского месторождения

№ обр.	Порода	Минерал	FeO	NiO	MgO	Al_2O_3	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	Сумма	F′	Cr′
С-31-25,0	Дунит	Алюмошпинель	24.30	0.07	10.22	41.18	0.07	24.57	0.16	100.57	57.16	28.58
С-31-25,0	Дунит	Алюмошпинель	27.11	0.05	8.13	32.62	0.08	31.39	0.23	99.61	65.17	39.23
С-34-93,6	Дунит	Хромшпинель	58.86	0.06	2.77	0.66	1.96	30.70	0.57	95.58	92.26	96.91
С-34-93,6	Дунит	Хромшпинель	63.26	0.08	1.26	0.29	2.34	28.26	0.48	95.97	96.57	98.48
С-34-93,6	Дунит	Алюмошпинель	26.31	0.07	9.39	32.87	0.14	29.96	0.20	98.95	61.13	37.94
С-34-93,6	Дунит	Алюмошпинель	26.55	0.08	8.49	30.02	0.15	32.94	0.17	98.40	63.70	42.40
С-37-65,0	Дунит	Хромшпинель	68.18	0.09	0.63	0.29	2.99	23.28	0.46	95.91	98.39	98.19
С-37-65,0	Дунит	Хромшпинель	55.02	0.04	1.21	0.71	2.63	34.21	0.77	94.58	96.23	97.01
С-37-65,0	Дунит	Алюмошпинель	20.46	0.15	13.77	50.71	0.06	16.73	0.14	102.02	45.47	18.12
С-37-65,0	Дунит	Алюмошпинель	20.49	0.15	13.89	50.89	0.03	16.07	0.12	101.64	45.29	17.48
С-37-65,0	Дунит	Магнетит	83.00	0.02	4.27	1.91	0.00	0.03	0.00	89.22	91.59	6.25
С-37-65,0	Дунит	Ильменит	43.80	0.00	2.40	0.00	52.81	0.56	1.46	101.02	91.09	0.92
С-38-197,5	Пи-дунит	Хромшпинель	64.32	0.13	0.81	0.38	2.58	28.32	0.67	97.21	97.81	98.06
С-38-197,5	Пи-дунит	Хромшпинель	62.92	0.11	0.77	1.93	2.16	28.95	0.74	97.59	97.86	90.96
С-38-197,5	Пи-дунит	Алюмошпинель	43.09	0.05	2.59	17.42	1.00	31.19	0.74	96.07	90.33	54.57
С-38-197,5	Пи-дунит	Алюмошпинель	29.20	0.05	5.67	26.96	0.47	34.65	0.45	97.46	74.29	46.30
С-38-218,8	Верлит	Алюмошпинель	28.73	0.05	7.05	33.78	0.08	29.95	0.21	99.86	69.58	37.30
С-38-218,8	Верлит	Алюмошпинель	24.00	0.09	10.50	40.63	0.09	24.98	0.18	100.47	56.19	29.20
С-37-103,5	Верлит	Алюмошпинель	25.50	0.23	10.72	46.99	0.10	16.37	0.13	100.05	57.17	18.94
С-37-103,5	Верлит	Алюмошпинель	27.58	0.13	8.73	41.44	0.05	20.23	0.18	98.34	63.94	24.67
С-37-103,5	Верлит	Магнетит	83.34	0.09	0.36	0.08	1.41	10.79	0.39	96.46	99.24	20.12
С-37-103,5	Верлит	Магнетит	62.27	2.10	10.14	12.39	2.11	17.11	2.48	96.60	82.60	56.05

Примечание. F′ =Fe/(Fe+Mg) – железистость, Cr′ = Cr/(Cr+Al) – хромистость минералов

имеет бледно-зеленую окраску, а в скрещенных николях для него характерны темно-бурые и темно-фиолетовые аномальные цвета интерференции. При этом индивиды с темно-бурой интерференционной окраской имеют отрицательное удлинение, а с темно-фиолетовой – положительное. Хлорит из дунитов отличается минимальной железистостью (табл. 1).

Дуниты серпентинизированные. Дуниты в массиве представлены, преимущественно, в различной степени серпентинизированными разностями. При этом степень и характер серпентинизации дунитов значительно изменяются. В слабо серпентинизированных дунитах устанавливается панидиоморфная и кумулятивная структуры. В интенсивно серпентинизированных дунитах первичная структура часто оказывается уничтоженной. Породы иногда обнаруживают сланцеватую и полосчатую текстуру. Сланцеватая текстура подчеркивается развальцованными зернами оливина. Полосчатая текстура обусловлена наличием в породе полос с различной степенью серпентинизации. Содержание кумулусных зерен серпентинизированного оливина значительно варьирует от 65 до 90%. Количество минералов интеркумулусной фазы, соответственно, варьирует от 35 до 10%.

Минералогический состав серпентинизированных дунитов характеризуются следующими особенностями. Содержание свежего оливина определяется степенью серпентинизации пород и изменяется от 5 до 85%, преимущественно в пределах 40-65%. Соответственно варьирует содержание серпентина. При этом преобладающим является лизардит (70-85%). В перекристаллизованных разностях, при замещении лизардита антигоритом, содержание лизардита уменьшается до 1-5%. Антигорит обычно не характерен для серпентинизированных дунитов, однако в перекристаллизованных разностях его содержание становится значительным (иногда до 70%). Из других разновидностей серпентинов, в дунитах в малых количествах отмечается хризотил (менее 1%). Содержание шпинелидов в серпентинизированных дунитах обычно не превышает 1%. Количественная роль других рудных минералов изменяется в широких пределах от 1% до 25%. В дунитах, с повышенным количеством рудных минералов, наблюдается сидеронитовая структура.

Количественная роль тремолита в серпентинизированных дунитах не однозначна. Установлено, что в породах с небольшим содержанием интеркумулуса (10-15%) отмечаются его минимальные содержания, менее 3%. В породах со значительным количеством интеркумулусной фазы (20-35%) содержания тремолита становятся существенными, до 20-25%. Другие минералы интеркумулусной фазы: флогопит, брусит и хлорит – либо отсутствуют, либо их содержания минимальные и обычно не превышают 1%. В антигоритовых дунитах в интерстициях возрастает количество хлорита до 15% при минимальной роли тремолита.

Оливин в дунитах, серпентинизированных в незначительной степени (до 25%), имеет округлую, полигональную, реже, призматическую, эллипсоидальную форму зерен, размером, преимущественно, 0,5 до 1,5 мм реже до 3 мм. В удлиненных индивидах отношение длины к ширине составляет 1,5-2. Вытянутые зерна нередко обуславливают отчетливо выраженную директивную текстуру. Оливин бесцветен, нередко видна спайность по (010), относительно которой фиксируется прямое погасание. Наряду с однородным погасанием иногда отмечается слабо волнистое. Зерна оливина сильно трещиноватые, по трещинкам раз-

виты жилки лизардита с поперечно-волокнистым строением, в центральных частях которых отмечаются шнуровидные выделения магнетита. Отличительной особенностью лизардита является его отрицательное удлинение. Жилки лизардита в оливине образуют петельчатую структуру.

В интенсивно серпентинизированных дунитах лизардит замещает исходные кумулятивные зерна оливина, при этом степень серпентинизации зерен оливина в пределах одной породы разная, от 20-30% до образования полных псевдоморфоз, с сохранением контуров исходных зерен. При значительной степени серпентинизации оливин наблюдается в виде реликтовых зерен, которые обособляются в центральных частях петель лизардита, принадлежность отдельных индивидов оливина к одному зерну устанавливается по их одновременному погасанию и одинаковой интерференционной окраске. Псевдоморфозы лизардита по оливину имеют ленточное, либо ленточно-петельчатое внутреннее строение. Во внутренних частях петель отмечается волокнистый полуизотропный лизардит с секториальным, конвертообразным и веерным погасанием. Удлинение волокон отрицательное. Довольно часто псевдоморфозы рассекаются жилками магнетита, либо насыщены его тонкой вкрапленностью. Среди лизардитового агрегата отмечаются субизометричные участки, окрашенные в желтовато-зеленоватые тона, которые и в скрещенных николях имеют аналогичную интерференционную окраску. Возможно, что такие участки представляют заключительную генерацию лизардита, образовавшуюся по реликтовым зернам оливина.

Основная масса серпентинизированных дунитов обычно сложена лизардитом различных модификаций. Отличительной особенностью лизардита является отрицательное удлинение его волокон. Он слагает петельчатые и ленточные жилки, с образованием ленточно-петельчатой микроструктуры. Эти жилки имеют поперечно-волокнистое строение и их центральные части выполнены тонкими просечками магнетита. Внутренние части петель, преимущественно, сложены полуизотропным волокнистым и пластинчато-волокнистым лизардитом, который часто имеет секториальное и конвертообразное строение. Характерно псевдоморфное замещение оливина с сохранением контуров исходных зерен.

В серпентинизированных дунитах, претерпевших наложенную перекристаллизацию, основная масса породы сложена лизардит-антигоритовым агрегатом. При этом лизардит может пользоваться меньшим распространением и наблюдаться в виде коротких поперечно-волокнистых жилок. Лизардит хорошо отличается отрицательным удлинением волокон. Антигорит образуется на месте лизардита и представлен тонкозернистыми мелкопластинчатыми и мелкоигольчатыми индивидами. Реже отмечаются более крупночешуйчатые индивиды в виде пластинчатых и лучистых агрегатов. Серпентиновый агрегат обычно насыщен тонкой вкрапленностью магнетита. Среди лизардита отмечаются короткие, тонкие жилки и агрегаты поперечно-волокнистого хризотила, который отличается положительным удлинением волокон.

В результате наложенной перекристаллизации на месте лизардита в дунитах образуется антигорит, количественная роль которого иногда становится довольно значительной. Отмечаются разнообразные модификации антигорита. В лизардитовом агрегате обычно встречаются пластинчатые и игольчатые индивиды антигорита, которые тесно ассоциируют с агрегативными обособлениями магнетита. Иногда наблюдаются гребенчатые жилки антигорита, центральные части которых выполнены просечками магнетита. По периферии псевдоморфоз лизардита по оливину, антигорит образует каймы с поперечно-игольчатым строением. Довольно часто отмечается повторное псевдоморфное замещение антигоритом псевдоморфоз лизардита по оливину, с образованием пластинчатых, игольчатых и шестоватых индивидов в пределах контуров исходных зерен оливина. Удлиненные индивиды антигорита часто ориентированы субнормально к границам реликтовых зерен оливина. Реже антигорит развивается по трещинкам в зернах оливина.

Шпинелиды имеют, преимущественно, субизометричную, округлую иногда эвгедральную форму зерен. В центральной части они обычно просвечивают бурым цветом, а по краям имеют черный цвет, вследствие их замещения магнетитом. Размер зерен шпинелидов менее 0,5 мм. Они встречаются как во внутренних частях псевдоморфоз лизардита по оливину, так и в интерстициях. Их зерна по краям часто редуцированы, границы становятся неровными и сопровождаются отчлененными мелкими индивидами.

Рудные минералы представлены различными модификациями, вероятно, отражающими минеральные фазы. В основной серпентиновой массе присутствует, равномерно распределенная, тонкодисперсная вкрапленность, вероятно магнетита. Жилки, очевидно, магнетита часто ориентированы согласно ленточным жилкам лизардита. Нередко мелкие зерна рудных минералов, обособленные в струйки, подчеркивают контуры исходных зерен оливина, которые наблюдается также в виде ветвящихся жилок, пронизывающих породу.

Интерстиции в серпентинизированных дунитах обычно хорошо выделяются на фоне основной серпентиновой массы породы своим сероватым цветом и насыщенностью рудными минералами. Их форма и размер очень изменчивы и подчиняются контурам исходных кумулятивных зерен оливина. Они, преимущественно, имеют неправильную форму, приурочены к тройным точкам сочленения зерен оливина и наблюдаются в виде жильных образований, разделяющих смежные зерна. В слабосерпентинизированных дунитах интерстиции сложены либо рудными минералами, либо тремолитом. При этом тремолит, обычно, образует тонкозернистый агрегат (менее 0,1 мм). Однако, нередко, тремолит образует более крупные,

неправильными по форме, индивиды (до 0,5 мм), выполняющие интерстиции. В зернах тремолита отмечаются двойники и закономерные пластинчатые включения магнетита (магнетитовая решетка). Иногда встречаются закономерные прорастания индивидов тремолита, с образованием своеобразной "графической" структуры.

С тремолитом тесно ассоциируют чешуйки брусита и мелкая вкрапленность магнетита. Иногда в интерстициях отмечаются редкие индивиды клинопироксена со слабо выраженной пятнисто-буроватой окраской и с дисперсией оптических осей (поэтому в них не всегда наблюдается полное погасание). Для клинопироксена характерна призматическая спайность, угол погасания более 30°, угол 2V=+40-45°. По этим свойствам клинопироксен, предварительно, отнесен к пижониту (Трегер, 1980).

В интенсивно серпентинизированных дунитах интерстиции сложены тонкозернистым хлорит-тремолитовым, хлорит-серпентиновым агрегатами (рис. 1, в), насыщенными рудными минералами, в которых отмечаются тремолит, флогопит и брусит. Иногда интерстиции выполнены ксеноморфными пластинчатыми индивидами слабо-бурого флогопита и бесцветного брусита, границы которых подчеркивают округлые контуры исходных зерен оливина. Редко интерстиции сложены полуизотропными сферокристаллами хлорита.

Нередко флогопит и брусит встречаются в серпентиновой массе в виде единичных чешуйчато-пластинчатых индивидов (возможно, они выполняют мелкие интерстиции), часто деформированных изгибом, с образованием флексурообразных и микроскладчатых форм. Вдоль спайности этих минералов отмечаются пластинчатые индивиды магнетита. Иногда хлорит в интерстициях представлен более крупными бесцветными пластинчатыми индивидами (до 1 мм), имеющими аномальные индиго-синие цвета интерференции. Возможно этот хлорит образует псевдоморфозы по флогопиту. Вдоль спайности отмечаются пластинчатые зерна магнетита.

Кальцит встречается как в интерстициях, так и среди антигоритового агрегата, где он образует мелкие агрегаты, либо тонкие жилки и выделяется перламутровыми аномально-высокими цветами интерференции.

Пироксеновые дуниты наблюдались в единичных случаях. Они встречаются в тесной ассоциации с дунитами и имеют свежий облик. Для пироксеновых дунитов характерна кумулятивная структура с фрагментами пойкилитовой и сидеронитовой. Кумулусная фаза представлена оливином и замещающим его лизардитом (60-80%). Интеркумулусная фаза играет заметную роль (20-25%, иногда до 40%) и сложена клинопироксеном (5-12%), тремолитом (около 10%), антигоритом 0-25% и рудными минералами до 10%. Количество шпинелидов в породе менее 1%. Отмечается брусит < 1%.

Зерна оливина имеют округлую и гипидиоморфную форму (разм. 1-2,0 мм). Они имеют однородное погасание и слабо выраженную спайность по (010). По составу оливин соответствует хризолиту (Fa=15%) и не отличается от оливина в дунитах (табл.1). Удлиненные индивиды оливина обнаруживают субпараллельную ориентировку и, тем самым, фиксируют директивность (минеральную уплощенность в породе). Его зерна часто рассекаются многочисленными трещинками с образованием петельчатой структуры. По трещинам интенсивно развивается тонковолокнистый лизардит, при этом центральные части петель часто сложены реликтовыми зернами свежего оливина. Очень часто исходные кумулятивные зерна оливина полностью замещены псевдоморфозами лизардита. Лизардит в них образует жилки с поперечно-волокнистым строением, которые часто имеют субпараллельную ориентировку. Между жилками нередко видны разноориентированные микроблоки с секториальным, мозаичным погасанием. Волокнистые зерна лизардита имеют прямое погасание и отрицательное удлинение.

Шпинелиды равномерно распределен в породах в виде мелких изометричных и округлых зерен, окрашенных в буроватый цвет до черного. Они обособляются как внутри зерен оливина, так и в интерстициях. При этом первые по составу соответствуют хромшпинелидам, а вторые – алюмошпинелидам (табл. 2), как и в дунитах.

Клинопироксен в пироксеновых дунитах, также как и верлитах, выполняет интерстиции и имеет ксеноморфную форму зерен (разм. до 1 мм), границы которых подчиняются контурам кумулятивных зерен оливина (рис. 1, г). В других случаях, клинопироксен включает в себя множественные индивиды оливина с образованием пойкилитовой структуры. При этом принадлежность отдельных участков клинопироксена к одному зерну определяется одинаковым направлением спайности и одной интерференционной окраской. Клинопироксен, предположительно, представлен пижонитом, согласно своим оптическим свойствам. Он имеет буроватую окраску, совершенную спайность по призме (110), относительно которой, угол погасания составляет 30-40°, угол 2V равен +20-30°. Минерал обнаруживает слабо выраженную дисперсию.

Наряду с клинопироксеном, интерстиции часто выполнены тонкозернистым, мелко призматическим агрегатом тремолита, по составу отвечающему маложелезистым разностям (табл. 1). При этом призматические индивиды часто ориентированы субпараллельно к границам интерстиций, формируя, таким образом, структуру типа крустификационной. Размеры индивидов тремолита в пределах 0,1 мм, угол погасания cNg»15°, двупреломление 0,017 и отмечаются двойники.

Интерстиции слагают также полуизотропные тонкозернистые антигоритовые агрегаты с мелкими чешуйками хлорита, состав которого практически не

отличается от состава хлорита в дунитах (табл. 1). Последние отличаются буровато-зеленоватыми аномальными цветами интерференции и отрицательным удлинением. Встречаются чешуйки бесцветного брусита, имеющие отрицательное удлинение.

Рудные минералы выполняют тонкие прожилки в породе, либо образует мелкую вкрапленность, а также встречаются в виде агрегатов, имеющих неправильную форму и приуроченных к интерстициям.

Серпентиниты

Серпентиниты являются преобладающими породами среди ультрамафитов Кингашского месторождения. Серпентиниты по своему минералогическому составу подразделяются на лизардитовые, антигорит-лизардитовые, лизардит-антигоритовые и антигоритовые.

Аподунитовые серпентиниты лизардитового состава являются преобладающими породами среди ультрамафитов Кингашского месторождения. Эти породы образовались, очевидно, в результате "мягкого", автометасоматического процесса метаморфизма, вследствие чего, в них отчетливо сохранилась исходная кумулятивная микроструктура. Кумулятивные зерна оливина обычно полностью замещены лизардитом с сохранением первичных контуров (рис. 1, д), их содержание значительно варьируют от 55 до 90%, соответственно, количество интерстиций изменяется от 45 до 10%. Отмечается сланцеватая текстура.

Количественно-минералогический состав серпентинитов лизардитового состава отличается следующими особенностями. Основным преобладающим минералом является лизардит (50-90%), среди которого иногда отмечаются реликтовые зерна оливина, содержание которых не превышает 5%. Шпинелиды пользуются ограниченным распространением (менее 1%). Количественная роль магнетита и сульфидов существенно варьирует от 3 до 35%. Тремолит часто отсутствует, однако в некоторых случаях его содержание становиться значительным и достигает 30%. В небольших количествах могут присутствовать флогопит (0-10%), брусит (0-4%), хлорит (0-10%) и антигорит (0-10%), которые обычно приурочены к интерстициям.

Лизардит образует псевдоморфозы по оливину, форма зерен которого округлая, либо эллипсоидальная (разм. 1-1,5 мм, реже до 3 мм) и нередко подчеркивается тонкими жилками магнетита и материалом интерстиций. Они часто ориентируются субпараллельно, подчеркивая директивность породы. Периферическая часть псевдоморфоз, обычно, сложена петельчатыми жилками лизардита, имеющими поперечно-волокнистое строение. Волокна лизардита отличаются отрицательным удлинением. Нередко жилки лизардита выполняют трещинки внутри псевдоморфоз. Для этих серпентинитов характерна петельчатая и ленточно-петельчатая структура, при этом последняя фиксируется многочисленными жилками лизардита, которые ориентируются субпараллельно. Внутренние части псевдоморфоз, а также промежутки между ленточными жилками лизардита выполнены полуизотропным, пластинчато-волокнистым лизардитом, часто имеющим конвертообразное и секториальное строение с веерным погасанием. В центральных частях псевдоморфоз, внутри петель лизардита, иногда отмечаются реликтовые индивиды оливина (размером менее 0,5 мм), для которого обычно характерно однородное погасание и спайность по (010). Иногда среди лизардитового агрегата наблюдаются жилки и мелкие зонки, сложенные волокнистым хризотилом, который отличается от лизардита положительным удлинением.

Шпинелиды отмечается в виде округлых, реже эвгедральных зерен, размером менее 0,5мм. Они имеют буроватый, буровато-зеленоватый цвет, а по краям часто черный, вследствие замещения хромшпинелида магнетитом. По краям зерна шпинелидов часто резорбированы, в результате чего их границы утрачивают свои четкие очертания и становятся неровными. Зерна шпинелидов обособляются как среди зерен кумулуса, так и в интерстициях.

Породы часто интенсивно насыщены магнетитом и сульфидами, имеющим различные формы выделения. Они наблюдаются в виде равномерно рассеянной тонкодисперсной многочисленной вкрапленности. Для них характерны жильные, линзовидные обособления, либо неправильные агрегаты, которые, преимущественно, выполняют интерстиции. Интерстиции, приуроченные к тройным точкам сочленения кумулусных зерен, обычно имеют неправильную форму, которая определяется округлыми границами этих зерен. Если же интерстиции разделяют смежные кумулятивные зерна, тогда они имеют жилообразную форму. В крупных жилках и агрегатах отмечается тесное срастание рудных минералов с антигоритом, флогопитом, бруситом и хлоритом.

Интерстиции часто сложены, наряду с магнетитом, агрегатом минералов из тремолита, хлорита, флогопита, брусита, количественные соотношения которых могут значительно варьировать. Центральная часть интерстиций обычно сложена агрегатом мелких субизометричных зерен тремолита, которые оконтуриваются колломорфной слабоинтерферирующей буроватой каймой (хлорит, ?). В сравнительно крупных зернах тремолита (~ 0,5мм) наблюдается магнетитовая решетка, представляющая закономерные включения пластинчатых индивидов магнетита. Периферическая часть интерстиций имеет поперечно-волокнистое строение и сложена индивидами хлорита, антигорита, брусита. Довольно часто интерстиции сложены чешуйчатыми ксеноморфными индивидами флогопита, интенсивно деформированными изгибом и плеохроирующими от бесцветного до слабо-буроватого цвета. Крупные чешуйки флогопита вдоль спайности пронизаны пластинчатыми и линзовидными индивидами магнетита, образуя, та-

ким образом, тесные срастания, типа лестничных жилок. Редко в интерстициях отмечаются мелкие зерна моноклинного пироксена, имеющие неправильную форму.

Серпентиниты смешанного состава представлены антигорит-лизардитовыми и лизардит-антигоритовыми разновидностями, с преобладанием первых. Эти серпентиниты, наряду с лизардитовыми, пользуются значительным распространением среди ультрамафитов.

Серпентиниты смешанного состава сформировались в результате последовательно наложенных процессов серпентинизации: лизардитизации и антигоритизации, которые, очевидно, осуществлялись в разные временные отрезки, возможно значительно отстоящие друг от друга. На первом этапе, вероятно, в процессе автометаморфических процессов осуществлялась серпентинизация с образованием псевдоморфоз лизардита по кумулусным зернам оливина. Развитие антигорита по лизардитовым серпентинитам, вероятнее всего, обуславливалось аллометасоматическими процессами, которые были связаны с внедрением более поздних мелких интрузий гранитоидного состава. В антигорит-лизардитовых серпентинитах, обычно, сохраняются признаки кумулятивной структуры, а в лизардит-антигоритовых они часто оказываются уничтоженными. Содержание кумулятивных зерен в этих породах составляет 60-90%, соответственно, интеркумулусной фазы – 40-10%.

Минералогический состав аподунитовых серпентинитов смешанного состава характеризуется следующими особенностями. Иногда встречаются единичные, уцелевшие от серпентинизации, мелкие зерна оливина (менее 1%). Содержания лизардита и антигорита в этих породах находятся в обратной зависимости и определяются степенью и характером наложенной серпентинизации. Для лизардита и антигорита отмечаются вариации от 5 до 85%. Иногда встречается хризотил (менее 1%). Роль шпинелидов остается незначительной, менее 1%, при этом в породе всегда характерно присутствие магнетита и сульфидов, иногда в значительных количествах (5-25%). Количественная роль минералов, слагающих, главным образом, интерстиции, значительно варьируют: тремолит (0-25%), хлорит (3-8%, иногда до 15%), флогопит (0-2%, редко до 8%), брусит (0-2%). Иногда отмечается карбонат.

Оливин наблюдается редко, в виде уцелевших от серпентинизации реликтовых зерен, в центральных частях псевдоморфоз лизардита. Их размер не превышает 0,5 мм. Для него характерно однородное погасание и спайность по (010).

В антигорит-лизардитовых серпентинитах лизардит, чаще всего, образует псевдоморфозы по кумулятивным зернам оливина (разм. 0,5-2,0 мм). Лизардит при замещении оливина формирует петельчатую, ленточно-петельчатую, либо ленточную структуры, обусловленные ветвящимися и субпараллельными жилками с поперечно-волокнистым строением. В жилках лизардит имеет поперечно-волокнистое строение, с отрицательным удлинением волокон. Внутренние части петель слагает полуизотропный лизардит с секториальным, конвертообразным и веерным погасанием. Среди бесцветного лизардитового агрегата отмечаются зеленовато-желтоватые выделения другой, вероятно, заключительной генерации волокнистого лизардита, которая в скрещенных николях отличается зеленовато-желтой интерференционной окраской. Эта генерация лизардита, очевидно образовалась по реликтовым зернам оливина. В слабоперекристаллизованных разновидностях, среди доминирующего лизардитового агрегата появляются игольчатые, мелко - и крупнопластинчатые, радиально-лучистые индивиды антигорита (до 10%).

В интенсивно перекристаллизованных лизардит-антигоритовых серпентинитах количественные соотношения лизардита и антигорита либо равны, либо преобладает последний. В них лизардит, иногда, в пределах исходных зерен оливина, выполняет центральную часть, при этом, периферические участки сложены игольчатыми индивидами антигорита, имеющими параллельную ориентировку и одновременное погасание. В случае полного замещения лизардита антигоритом, образуются антигоритовые псевдоморфозы. Лизардитовые агрегаты, имеющие ленточно-петельчатое строение, встречаются в виде реликтовых участков среди антигоритовых агрегатов. Антигорит в лизардит-антигоритовых серпентинитах представлен тонкозернистыми, мелкопластинчатыми и игольчатыми индивидами, среди которых отмечаются крупнопластинчатые и радиально-лучистые агрегаты антигорита. Иногда появляется хризотил в виде мелких поперечно-волокнистых жилок.

Субизометричные мелкие зерна шпинелидов (менее 0,5мм) пользуются ограниченным распространением и, обычно, в центральных частях, имеют темно-бурую, зеленовато-бурую окраску, а по периферии.- черную, вследствие замещения их магнетитом. В антигоритовом агрегате преобладают зерна хромшпинелидов, преимущественно, черного цвета. Края зерен хромшпинелида часто резорбированы и не имеют четких границ. Они обособляются как среди лизардитового агрегата, так и в интерстициях.

Магнетит и сульфиды образуют многочисленные жилки и агрегаты, которые часто обособляются по границам кумулятивных зерен, либо в их интерстициях, где они наблюдается в тесной ассоциации с тремолитом, флогопитом, бруситом, хлоритом и антигоритом. Они постоянно присутствуют в виде тонкой рассеянной вкрапленности. Магнетит также встречается в виде коротких жилок, в которых он ассоциирует с поперечно-пластинчатым антигоритом, в результате чего жилки приобретают лестничное строение.

Тремолит встречается в двух генерациях. Крупные пластинчатые индивиды тремолита имеют ксеноморфную форму и выполняют интерстиции, их размер составляет до 1 мм. Для них характерна спай-

ность по призме (110) и пинакоиду (010). Зерна неравномерно насыщены тонкодисперсной вкрапленностью магнетита, иногда зонально. Отмечается замещение тремолита хлоритом. В центральных частях интерстиций часто наблюдается агрегат из мелких призматических и таблитчатых зерен тремолита, который окружен буроватой полуизотропной каймой хлорита, с тонкой вкрапленностью магнетита. Зерна имеют таблитчатую, призматическую, субизометричную и неправильную форму, их размер менее 0,3 мм.

Антигорит и хлорит часто образуют совместные полуизотропные и тонкозернистые агрегаты, выполняющие интерстиции. В таких интерстициях наблюдаются мелкие игольчатые индивиды антигорита с положительным удлинением и чешуйки хлорита, отличающиеся аномально-синими цветами интерференции. Хлорит и антигорит образуют тесные срастания с рудными минералами, в виде оторочек вокруг последних. Отмечается обрастание зерен хромшпинелида келифитовыми каемками хлорита. Выявляются хлориты двух генераций. Одни хлориты имеют ржаво-буроватые аномальные цвета интерференции и отрицательный знак зоны. Другие хлориты отличаются фиолетовыми аномальными цветами интерференции и положительным знаком зоны.

Флогопит и брусит образуют пластинчатые зерна, размером до 1 мм, которые часто деформированы изгибом и расчленяются на отдельные субблоки. Флогопит окрашен в буроватые тона, плеохроирует и имеет положительное удлинение. Сравнительно крупные индивиды флогопита, выполняющие интерстиции, имеют ксеноморфную форму с плавными заливообразными границами. Брусит бесцветен и отличается от флогопита меньшим двупреломлением и отрицательным удлинением. В обоих минералах вдоль спайности отмечаются пластинчатые индивиды магнетита. Отмечается псевдоморфное замещение флогопита и брусита хлоритом, имеющим фиолетовые аномальные цвета интерференции.

В лизардит-антигоритовых серпентинитах отмечается хризотил-асбест, который слагает тонкие прожилки. Иногда встречается кальцит, образующий тонкозернистые агрегаты в виде жилок и скоплений неправильной формы, которые обычно приурочены к интерстициям.

Антигоритовые серпентиниты пользуются меньшим распространением среди других типов серпентинитов. Они, обычно, встречаются среди серпентинитов смешанного состава. Антигоритовые серпентиниты, очевидно, образовались в результате перекристаллизации, обусловленной интенсивными аллометаморфическими процессами, способствующими полному замещению лизардита антигоритом. Антигоритовые серпентиниты имеют, преимущественно, лепидобластовую, и гранолепидобластовую структуру, при этом признаки исходной кумулятивной структуры сохраняются редко. Содержание кумулусной фазы составляет ~ 60-90%, при содержании минералов интеркумулусной фазы ~ 40-10%. По морфологическим особенностям, взаимному расположению и размерам индивидов антигорита выделяются поперечно-пластинчатая, параллельно-пластинчатая, решетчатая, лучистая, тонко-, мелкозернистая и крупночешуйчатая структуры. Текстура антигоритовых серпентинитов часто оказывается сланцеватой, отмечается полосчатая, обусловленная проявлением полос, отличающихся по структурным или минералогическим особенностям.

Антигоритовые серпентиниты характеризуются следующими особенностями минералогического состава. Оливин в свежем виде сохранился в виде редких фрагментов зерен. Антигорит является главным породообразующим минералом, его содержание составляет 50-85%, редко опускается ниже до 45%. Количество магнетита и сульфидов изменяется от 5 до 25%. Антигоритовые серпентиниты часто оказываются карбонатизированными, в которых количество карбоната может достигать 15-25%. В амфиболитизированных разностях отмечается значительная роль тремолита до 40%. Количество хлорита составляет до 10%. Иногда в небольших количествах (менее 5%) отмечаются лизардит, флогопит и брусит. В наиболее перекристаллизованных антигоритовых серпентинитах появляются регенерированный оливин (до 5%).

Антигорит является основным компонентом породы. В серпентинитах, где отчетливо проявляется кумулятивная структура, антигорит образует полные псевдоморфозы по исходным зернам оливина, с сохранением хорошо выраженной округлой, овальной формы (разм. 0,5-2 мм). Антигорит образует игольчатые, пластинчатые индивиды, размером до 0,3 мм иногда до 1,0 мм по удлинению, часто они имеют субпараллельную ориентировку. Погасание антигорита прямое, удлинение положительное. Пластинки антигорита в пределах зерен оливина имеют веерное, либо субпараллельное расположение. Иногда тонкокристаллический антигорит слагает центральные части псевдоморфоз, которые окружены игольчатой разновидностью. Редко во внутренних частях псевдоморфоз среди антигорита встречаются мелкие фрагменты оливина с размерами до 1,0 мм. Антигорит также является главным компонентом интеркумулуса, где он представлен тонкозернистым агрегатом, практически изотропным.

В перекристаллизованных серпентинитах исходная кумулятивная структура обычно уничтожается и антигорит наблюдается в виде разнообразных модификаций. Он представлен пластинчатыми, радиальнолучистыми, сноповидными, игольчатыми агрегатами. Довольно часто антигорит встречается в виде мелкозернистых, мелкоигольчатых агрегатов. Крупные обособления антигорита, возможно, являются псевдоморфозами по исходным кумулятивным зернам оливина, а тонкозернистые и скрытокристаллические полуизотропные агрегаты образовались на месте интерстиций. Размер индивидов антигорита по длине обычно менее 0,5 мм, однако иногда достигает 1 мм.

Антигорит, в интенсивно перекристаллизованных серпентинитах с вторичным регенерированным оливином, представлен игольчатыми, призматическими, радиально-лучистыми агрегатами, размером в длину до 1мм. Регенерированный оливин находится в тесной ассоциации с антигоритом, с которым образует тесные срастания. Он, в отличие от первичного кумулятивного оливина, характеризуется наличием зерен неправильной формы, границы и внутренние части которых осложнены и насыщены многочисленными удлиненными индивидами антигорита. Оливин обычно содержит тонкодисперсную вкрапленность магнетита, в результате чего приобретает серую, землистую окраску. Вторичный регенерированный оливин, очевидно, образовался в процессе десерпентинизации, которая осуществлялась в результате интенсивного прогрева серпентинитов.

Шпинелиды встречаются редко, их зерна имеют субизометричную и неправильную форму (разм. менее 0,5мм) и обычно окрашены в черный цвет, иногда в центральных частях они просвечивают темно-бурым. По краям зерна интенсивно редуцированы.

Тремолит в породе представлен, преимущественно, мелкими игольчатыми и призматическими зернами размерами 0,3 мм и менее. В отдельных частях породы тремолит является преобладающим минералом интеркумулусной фазы и иногда количественно почти не уступает антигориту. Тремолит наблюдается либо в виде отдельных зерен, равномерно рассеянных в массе породы, либо распределен неравномерно, образуя небольшие зернистые агрегаты в разных участках. Крупные зерна тремолита придают породе порфиробластовую структуру. В местах проявления кумулятивного строения породы тремолит образует узкие оторочки вокруг зерен первичного оливина. Чаще всего он тесно ассоциирует с рудными минералами. Тремолит обнаруживает косое погасание (cNg»15-18°) и высокое двупреломление (Ng-Np»0,025-0,028), встречаются простые двойники. Зерна тремолита бесцветные. Однако его скопления часто пронизаны многочисленными игольчатыми индивидами антигорита и насыщены тонкодисперсной вкрапленностью магнетита, в результате они приобретают темно-серую окраску. Иногда в серпентинитах встречается актинолит. Он представлен субизометричными и удлиненными зернами (разм. до 1 мм), со слабо-зеленоватой окраской, косым погасанием (cNg»25°) и двупреломлением (Ng-Np»0,020).

Часто интерстиции сложены тонкозернистым, практически изотропным хлорит-антигоритовым агрегатом, насыщенным рудными минералами в виде тонких прожилков и мелкой вкрапленности. Антигорит наблюдается в виде мелких игольчатых индивидов. Хлорит, нередко, слагает мелкочешуйчатые агрегаты, окрашенные в светло-зеленые цвета и выполняющие, преимущественно, центральные части интерстиций. В скрещенных николях чешуйки хлорита имеют низкое двупреломление (Ng-Np»0,003) и отрицательный знак удлинения зерен. Наблюдается обрастание агрегатов хлорита по периферии жилками тремолита, имеющих поперечно-пластинчатое строение.

Брусит, флогопит и хлорит наблюдаются в виде пластинчатых чешуек (до 1 мм), имеющих неправильную форму. Их ксеноморфная форма подчеркивает кумулятивную структуру. Часто они деформированы изгибом, иногда с образованием полос излома. Вдоль трещинок спайности отмечаются пластинчатые индивиды магнетита. Флогопит наблюдается редко в виде мелких и крупных зерен размером до 2,0 мм, иногда пространственно тесно связанными с бруситом. Окраска минерала светло-коричневая, с отчетливым плеохроизмом, погасание прямое, двупреломление до 0,030, удлинение положительное. Чешуйки брусита бесцветные (разм. до 0,5 мм, иногда до 2 мм), они имеют бледно-желтые цвета интерференции, прямое погасание, низкое двупреломление (Ng-Np»0,012) и отличаются отрицательным знаком удлинения. Отмечается замещение флогопита и брусита хлоритом, который также представлен чешуйчатыми индивидами, обладающими бледно-зеленой окраской и заметным плеохроизмом. В скрещенных николях хлорит характеризуется либо аномальными темно-синими, либо буровато-желтыми цветами интерференции, при этом первые из них имеют положительное удлинение, а вторые отрицательное.

Рудные минералы представлены несколькими модификациями. Магнетит замещает округлые зерна шпинелидов, которые по краям часто резорбированы и окружены оторочкой хлорита, ориентированной субнормально к контурам рудного минерала. Магнетит и сульфиды наблюдается также в виде тонкодисперсной вкрапленности, а также агрегатов и жилок, приуроченных к интерстициям и пронизанных игольчатыми и пластинчатыми индивидами антигорита, тремолита, хлорита, брусита и кальцита. При этом жилки подчеркивают исходную кумулятивную структуру, а ксеноморфные обособления приурочены к тройным точкам сочленения, либо более крупным интерстициям.

Антигоритовые серпентиниты часто оказываются карбонатизированными. Карбонаты представлены гранобластовыми агрегатами зерен кальцита с размерами до 0,4 мм. Они образуют либо обогащенные участки, где нередко преобладают над антигоритом, либо представляют вкрапленность мелких зерен в интерстициях совместно с хлоритом, тремолитом и рудными минералами. Встречаются прожилки и жилки карбонатов мощностью 0,4-2,5 мм, которые часто обрамляют псевдоморфозы антигорита по кумулусным зернам оливина. Скопления кальцита обычно имеют сероватую окраску. Нередко зерна кальцита обильно насыщенны тонкодисперсным магнетитом, в результате они приобретает темно-серую до черной окраску. Встречаются также и прозрачные зерна кальцита. Устанавливаются жилки, имеющие лестничное строение, в которых удлиненные индивиды кальцита ориентированы нормально простиранию.

В скрещенных николях агрегаты кальцита очень хорошо выделяются на фоне основной темно-серой серпентиновой массы своей перламутровой и палевой аномальной интерференционной окраской. В крупных жилках в зернах кальцита часто отмечаются полисинтетические двойники по ромбоэдру.

Оливин-тремолитовые породы

Оливин-тремолитовые породы представляют собой ультрамафиты, обедненные кумулятивными зернами оливина, в которых значительная роль принадлежит минералам интеркумулусной фазы (более 50%). По своим структурно-минералогическим особенностям они представляют породы, постепенно сменяющие кумулятивные дуниты со значительным количеством интеркумулуса, с которыми они тесно ассоциируют. В результате наложенной серпентинизации они часто преобразуются в серпентин-тремолитовые породы. Эти породы пользуются ограниченным распространением.

Оливин-тремолитовые породы обнаруживают бластопорфировую структуру, обусловленную наличием разрозненных кумулусных зерен оливина, погруженных в мелкозернистый нематобластовый агрегат тремолита, либо в лепидонематобластовый антигорит-тремолитовый. Содержание кумулусной фазы составляет от 10 до 45% и, соответственно, интеркумулуса – 90-55%. Количественно-минералогический состав пород характеризуется следующими особенностями. Оливин пользуется ограниченным распространением (10-45%), часто по нему развивается лизардит (0-30%). Тремолит является основным минералом интеркумулусной фазы и его содержания значительно варьируют от 25 до 90%. Количественная роль рудных минералов изменяется от 5 до 25%. Хромшпинелид обычно составляет менее 1%. В небольшом количестве (до 2%) могут присутствуют антигорит, флогопит, хлорит, брусит и карбонат.

Оливин представлен крупными субизометричными зернами, размером 0,5-1 мм. Зерна разбиты многочисленными трещинками, которые выполнены тонкими жилками магнетита, либо лизардита с поперечно-волокнистым строением, По краям зерен оливина иногда наблюдаются оторочки, сложенные удлиненными индивидами антигорита. В других случаях по краям и трещинкам зерен отмечается замещение оливина коричневато-зеленым иддингситом и игольчатым антигоритом. В серпентин-тремолитовых породах порфиробласты представлены антигорит-иддингситовыми псевдоморфозами по оливину (разм. до 1,5 мм). Псевдоморфозы имеют пятнистую окраску, при этом иддингситовые агрегаты окрашены в коричневато-зеленый цвет, а антигоритовые – в зеленый. Они имеют тонкозернистое строение. Антигорит образует очень мелкие игольчатые индивиды с положительным удлинением, а иддингсит представлен очень мелкими пластинками неправильной формы. По периферии псевдоморфозы окружены каймой, сложенной более крупными игольчатыми индивидами антигорита. Иногда отмечается псевдоморфное замещением исходных зерен оливина, преимущественно, кальцитом при незначительной роли антигорита и иддингсита.

В оливин-тремолитовых породах отмечаются редкие изометричные зерна хромшпинелида темно-бурого цвета, часто с черными каемками магнетита.

Тремолит обычно являются доминирующим минералом и слагает как порфиробласты, так и, преимущественно, основную массу породы. В основной массе породы зерна тремолита наблюдаются в виде субизометричных, пластинчатых и призматических индивидов, размером менее 0,3 мм. Зерна обычно чистые, прозрачные имеют однородное погасание, редко волнистое. В отдельных участках наблюдается параллельная ориентировка удлиненных индивидов. В центральных частях отчетливо выраженных крупных интерстиций агрегаты тремолита имеют тонкозернистое строение (размер зерен 0,1 мм и менее), а по их периферии тремолит отчетливо игольчатый с размерами зерен по длинной оси до 0,3 мм. Их погасание косое (cNg»22°), а величина двупреломления Ng-Np»0,017, проявляются двойники. Иногда тремолит образует келифитовые оторочки вокруг зерен оливина в виде игольчатых кристаллов, которые ориентированы перпендикулярно к границам оливиновых зерен.

Порфиробластовые зерна тремолита имеют таблитчатую и неправильную форму, их размер составляет от 1 до 5 мм. Наиболее крупные порфиробласты часто насыщены тонкой и мелкой вкрапленностью зерен магнетита. Погасание порфиробластовых зерен обычно неоднородное субблоковое, отмечается их частичная рекристаллизация и дезинтеграция на мелкие индивиды как по краям, так и внутри зерен. Тремолит бесцветный, либо окрашен в буроватые тона, характерны зерна с двумя системами спайности по (110) под углом 56°, угол погасания cNg»25°, угол 2V»-80°, отмечаются простые двойники. Возможно, что тонкозернистый агрегат тремолита основной массы породы образовался в результате рекристаллизации на месте крупных пластически деформированных индивидов. В наиболее крупных из них наблюдаются зерна оливина, в виде пойкилитовых включений. Они также часто насыщены тонкой и мелкой вкрапленностью зерен магнетита.

В основной массе тремолита встречаются антигорит, флогопит, хлорит, брусит и карбонат. Антигорит представлен скрытокристаллическим практически изотропным агрегатом, в котором отмечаются пластинчатые и игольчатые индивиды, имеющие отчетливое положительное удлинение. Флогопит редок, размер его чешуек достигает 0,5 мм, иногда до 1,0 мм, окраска слабо-буроватая, с плеохроизмом до бесцветного. Двупреломление Ng-Np»0,035. Флогопит характеризуется положительным знаком зоны, для него характерно неоднородное погасание, отмечаются полосы пластического излома. Брусит образует

единичные чешуйки (разм. менее 0,5 мм), часто деформированных изгибом и отличается отрицательным знаком зоны. По спайности развиты пластинчатые индивиды магнетита. Кальцит встречается в основной массе среди зерен тремолита в виде жилок, либо скоплений зерен.

С тремолитовыми агрегатами обычно ассоциируют рудные минералы, которые местами являются ведущим минералами интеркумулуса. Они встречается в виде различных модификаций: округлых зерен с резорбированными краями; тонкой вкрапленности, рассеянной в породе; агрегатов неправильной формы. В агрегатах отмечаются тесные срастания с бруситом, хлоритом, имеющим аномально-бурые цвета интерференции. Иногда удлиненные индивиды хлорита слагают келифитовые каймы вокруг крупных зерен рудных минералов.

Верлиты

Верлиты по своему геологическому положению в разрезе массива можно разделить на две разновидности: 1)верлиты-I, залегающие в нижних частях разреза обычно совместно с пироксеновыми дунитами и 2)верлиты-II верхних частей разреза, приуроченные к контакту ультрамафитов и габброидов. Выделенные разновидности верлитов отличаются также особенностями петрографического состава.

Верлиты-I, залегающие среди пироксеновых дунитов, обнаруживают хорошо выраженную кумулятивную структуру, иногда с повышенной ролью интеркумулусной фазы (от 15% до 50%), при этом содержание кумулусных зерен изменяется от 85% до 50%. Они характеризуются следующим минералогическим составом: оливин 40-85%; лизардит до 10%; клинопироксен до 10%; тремолит до 30%; шпинелиды < 1%; рудные минералы до 10%. Отмечается флогопит.

Оливин имеет субизометричную, эллипсоидальную и идиоморфную шестиугольную форму (рис.1, г). Размер субизометричных зерен составляет 0,5-1,5 мм, вытянутые зерна по длине достигают 3 мм, при отношении длины к ширине от 2/1 до 4/1. Удлиненные зерна располагаются субпараллельно, придавая директивность в породе. В оливине хорошо проявляется спайность по (010), ориентированная согласно длинным граням идиоморфных зерен. Характерно однородное погасание, редко отмечается субблоковое. Оливин в верлитах, в отличие от дунитов, имеет более железистый состав (16-21% Fa) (табл. 1). По периферии и трещинкам внутри зерен оливина развиваются тонкие жилки поперечно-волокнистого петельчатого лизардита. В центральных частях таких жилок отмечаются шнуровидные выделения магнетита. Иногда лизардит образует полные псевдоморфозы по оливину в виде субпараллельных жильных агрегатов. Волокнистые зерна лизардита отличаются отрицательным удлинением и характеризуются очень низкой железистостью (табл. 1).

Клинопироксен всегда имеет ксеноморфную форму зерен (разм. до 2 мм) и выполняет интерстиции между зернами оливина (рис. 1, г). Он окрашен в буроватые тона. Характерна совершенная спайность по призме. По оптическим свойствам (cNg»32-40°, 2V»+30°) и по химическому составу (табл. 1, обр. С-38-218,8) клинопироксен соответствует пижониту высоко магнезиального состава (En=71-75%, Fs=25-26%, Wo=0,5-3%). (Трегер, 1980). Каких-либо вторичных изменений по нему не наблюдается.

В интеркумулусе ведущим минералом является тремолит, мелкозернистые агрегаты которого полностью заполняют довольно объемные промежутки между зернами оливина (до 1,0 мм и более). Размеры отдельных зерен тремолита в пределах 0,1-0,2 мм. В более узких участках интерстиций тремолит образует щетковидные, игольчатые агрегаты с размерами отдельных зерен по удлинению до 0,3 мм, имеющих косое погасание (cNg»23°) и двойниковое строение. Иногда отмечается закономерная субперпендикулярная ориентировка удлиненных индивидов по отношению к границам интерстиций, с образованием крустификационной структуры. По составу эти тремолиты отличаются от тремолита в дунитах высокой глиноземистостью, железистостью и щелочностью, а также пониженной магнезиальностью (табл. 1). Агрегаты тремолита в интерстициях обычно насыщены тонкодисперсной вкрапленностью магнетита, а их центральные части выполнены скрытокристаллическим практически изотропным хлоритом, железистость которого возрастает по сравнению с хлоритом из дунитов (табл. 1).

Шпинелиды представлены округлыми зернами, размером менее 0,5 мм. Они имеют черный цвет, вследствие замещения их магнетитом. Однако отмечаются зерна, просвечивающие в центральных частях темно-вишневым цветом. Они обычно приурочены к интерстициям и по своему составу отвечают алюмошпинелям (табл. 1), иногда отмечаются зерна и внутри оливина, которые, вероятно, соответствуют хромшпинелям.

Рудные минералы в отдельных участках интеркумулуса преобладают, слагая прожилки или полностью заполняя достаточно объемные интерстиции (отдельные пластинчатые зерна или мелкозернистые агрегаты). В виде тонких прожилков они рассекают зерна клинопироксена, слагает узкие линзовидные обособления в массе породы. Магнетиты по своему составу не являются однородными и, очевидно, отражают разные генерации (табл. 1). С рудными минералами в интерстициях тесно ассоциирует флогопит, размеры чешуек которого составляют до 1,0 мм. Окраска флогопита светло-коричневая с плеохроизмом до бесцветного.

Верлиты - II, приуроченные к контакту с габброидами, также имеют отчетливо выраженную кумулятивную структуру, однако в этих породах кумулусная фаза представлена как зернами оливина, так и клинопироксена и составляет ~ 70%. Интерстиции сло-

жены тремолитом, антигоритом и магнетитом, на долю которых приходится до 30%. Количественно-минералогический состав верлитов: оливин ~ 20%; клинопироксен ~ 50%; тремолит ~ 15%; антигорит ~ 13%; рудные минералы ~ 2%. Отмечается флогопит.

Оливин наблюдается в виде округлых, полигональных, иногда гипидиоморфных шестиугольных зерен, размером 1-2 мм. Слабо проявляется спайность по (010), относительно которой отчетливо прямое однородное погасание. Зерна оливина выделяются своей прозрачностью и яркой интерференционной окраской (Ng-Np»0,035), 2V»-85°. По химическому составу оливин в этих верлитах характеризуется наибольшей железистостью и относится к хризолиту с содержанием фаялитовой составляющей (Fa) 22% (табл. 1). Его зерна рассекаются многочисленными трещинками, которые выполнены магнетитом с образованием петельчатой структуры. Жилки магнетита часто сопровождаются тонкими оторочками из лизардита, имеющими поперечно-волокнистое строение.

Клинопироксен образует субизометричные, таблитчатые и призматические зерна (разм. 1-2,5 мм). В отличии от зерен оливина они имеют буроватую окраску, часто пятнистую. Характерна совершенная спайность по (110) и (100). В поперечных срезах угол между трещинками призматической спайности составляет 87°. Характерны также следующие оптические свойства: угол 2V»+58°, угол cNg»40°, Ng-Np»0,028. По оптическим свойствам и химическому составу (табл. 1, обр. С-17-129) клинопироксен слабожелезистому диопсиду (En=47%, Fs=7%, Wo=46%) (Трегер, 1980). Для него характерно однородное погасание и отмечаются простые двойники. Иногда трещинки в зернах клинопироксена выполнены жилками тонкодисперсного магнетита, который также может обособлятся вдоль трещинок спайности.

Тремолит представлен, преимущественно, мелкими зернами (разм. менее 0,1 мм). Вокруг кумулусных зерен оливина тремолит образует мономинеральные келифитовые оторочки (мощностью ~ 0,25 мм), в которых удлиненные игольчатые индивиды тремолита ориентированы субнормально к границам зерен. Внутренняя часть интерстиций выполнена тремолит-антигоритовым агрегатом, в котором тремолит образует мелкие игольчатые и пластинчатые индивиды, нередко ориентированные к центру интерстиций. Тремолит наблюдается также в виде неправильных по форме пластинчатых индивидов (разм. 1-1,5 мм), которые обособляются в интерстициях. Они обычно насыщены тонкой вкрапленность магнетита, для них характерны следующие свойства: cNg»22°, Ng-Np»0,020. По химическому составу (табл. 1) соответствуют слабожелезистому граммати-ту (Трегер, 1968).

Антигорит в верлите, наряду с тремолитом, представляет основную интерстиционную минеральную фазу. Он наблюдается в виде тонкозернистого полуизотропного агрегата (имеющего темно-серую интерференционную окраску), среди которого отмечаются мелкие чешуйки хлорита, отличающиеся буроватыми аномальными цветами интерференции. Химический состав антигорита не отличается от такового в дунитах (табл. 1).

Рудные минералы обособляются, главным образом, в интерстициях, в виде тонкой вкрапленности, отдельных зерен, агрегатов в тесной ассоциации с тремолитом, антигоритом и хлоритом. В интерстициях также отмечаются единичные чешуйки флогопита, окрашенные в светло-коричневые тона и плеохроирующие почти до бесцветных.

Выводы

В результате детального петрографического изучения среди рудовмещающих ультрамафитов Кингашского платино-медно-никелевого месторождения установлены основные разновидности.

Дуниты и пироксеновые дуниты являются первичными породами, образовавшимися при кристаллизации ультрамафитового расплава. Они отличаются своим свежим обликом. Породы имеют отчетливую кумулятивную структуру, где кумулусная фаза представлена субизометричными и гипидиоморфными зернами оливина. Интерстиции выполнены клинопироксеном, тремолитом и рудными минералами. Реже в них отмечаются хлорит, брусит, флогопит и тонкозернистый полуизотропный серпентин.

Серпентинизированные дуниты и аподунитовые серпентиниты лизардитового состава являются наиболее распространенными породами. Они, очевидно, образовались в результате "мягкого", автометасоматического процесса, поэтому в них хорошо сохраняется исходная кумулятивная микроструктура. При этом по первичным кумулятивным зернам оливина интенсивно развивается петельчатый лизардит до их полного псевдоморфного замещения, с сохранением исходных контуров. Интерстиции выполняют агрегаты из магнетита, тремолита, хлорита, флогопита, брусита, со значительными количественными вариациями. Центральную часть интерстиций обычно слагают мелкие субизометричные зерна тремолита, а их периферию – индивиды хлорита, антигорита и брусита. Часто интерстиции выполнены крупными чешуйками флогопита, имеющими ксеноморфную форму и, которые обычно интенсивно деформированы изгибом. Иногда в интерстициях встречаются зерна клинопироксена.

Аподунитовые серпентиниты смешанного состава, и, частично, серпентинизированные дуниты с антигоритом также являются распространенными разностями. Их образование, очевидно, обусловлено аллометасоматическим метаморфическими процессами, которые способствовали перекристаллизации пород с образованием антигорита на месте лизардита. Этот процесс проявился очень неравномерно, о чем свидетельствую значительные вариации в породах количественных соотношений лизардита и анти-

горита. В результате перекристаллизации происходит частичное редуцирование исходной кумулятивой структуры, уничтожаются контуры исходных зерен оливина. В таких серпентинитах интерстиции, в меньшей мере, сложены тремолитом и флогопитом, в возрастает роль хлорита, брусита, антигорита, часто в тесном срастании с рудными минералами.

Серпентиниты антигоритового состава являются полностью перекристаллизованными породами. Они встречаются, сравнительно, редко и сложены агре-

Глубина отбора образцов	Геологическая колонка	Краткая петрографическая характеристика
127,0 – 134,0		Интервал сложен в основном аподунитовыми серпентинитами лизардитового состава. Небольшой объем занимают аподунитовые серпентиниты лизардит-антигоритового состава. Характерно высокое содержанием интеркумулуса 30-40%, сложенного антигоритом, бруситом, рудными минералами, тремолитом
135,0 – 141,3		Метасоматические породы. в верхней части разреза они имеют хлорит-антигорит-карбонатный состав, внизу - флогопитовый.
150,0 – 160,0		В верхней части интервала наблюдаются антигоритовые серпентиниты, нередко карбонатизированные. Они сменяются лизардитовыми аподунитовыми серпентинитами. Характерно высокое содержание интеркумулуса (до 40%), состоящего в основном из антигорита, тремолита и рудных минералов. Отмечается флогопит
168,4		Амфиболовые породы
170,0 – 186,7		В данном интервале вскрыты главным образом аподунитовые серпентиниты антигоритовые с небольшой долей серпентинитов лизардитовых. Отмечается высокое содержание интеркумулуса (до 40%), состоящего преимущественно из тонкоагрегативного антигорита и рудных минералов, отмечаются хлорит, флогопит, карбонат, тремолит.
192,7		Флогопитовые породы
197,5 – 204,2		В верхней части наблюдаются пироксеновые дуниты серпентинизированные (лизардитовые). Они сменяются аподунитовыми серпентинитами. Содержание интеркумулуса доходит до 45%. В его составе равноценны антигорит, тремолит, рудные минералы. Встречаются клинопироксен, хлорит, брусит, флогопит.
210,5 – 218,8 – 223,0	трм	В интервале вскрыты оливин-тремолитовые породы. Содержание свежего оливина не превышает 10%. В больших количествах наблюдается тремолит (до 45%), который является ведущим компонентом интеркумулуса (его содержание 45-60%). Отмечаются также антигорит, рудные минералы, клинопироксен и флогопит. Среди оливин-тремолитовых пород на глубине 218,8 м, отмечены верлиты серпентинизированные (содержание клинопироксена 10%).
230,0	S	Скарнированные мраморы

1 2 3 4 5 6 7 8

Рис. 2. Фрагмент петрографического разреза по скважине № 38.

1-дуниты серпентинизированные (лизардитовые); 2-серпентиниты аподунитовые (лизардитовые); 3-серпентиниты аподунитовые (лизардит-антигоритовые); 4-серпентиниты антигоритовые; 5-верлиты серпентинизированные; 6-оливин-тремолитовые породы; 7-метасоматические образования; 8- скарнированные мраморы.

Таблица 3. Распределение платиноидов и золота в ультрамафитах Кингашского массива (г/т)

Породы	Pt			Pd			Pt+Pd			Au		
	min	x	max	min	x	max	min	x	max	min	x	max
Дуниты (6)	0,29	0,38 0,06	0,44	0,53	0,67 0,14	0,90	0,83	1,05 0,19	1,31	0,05	0,09 0,06	0,20
Дуниты серпентинизир. (32)	0,10	0,28 0,14	0,77	0,15	0,39 0,17	0,88	0,27	0,66 0,29	1,65	0,01	0,06 0,04	0,19
Серпентиниты лизардитовые (35)	0,11	0,48 0,35	1,83	0,15	0,57 0,25	1,03	0,26	1,05 0,56	2,86	0,04	0,12 0,07	0,39
Серпентиниты антигоритовые (28)	0,18	0,59 0,30	1,63	0,23	0,78 0,51	2,97	0,41	1,37 0,78	4,60	0,03	0,15 0,11	0,58
Рег. ол-антигорит. породы (1)		7,01			5,42			12,43			0,75	

Примечание. В скобках – количество проб. В знаменателе среднего значения ($\bar{x}$) находится величина стандартного отклонения.

гатом индивидов антигорита, различных модификаций. В них обычно признаки исходной кумулятивной структуры часто уничтожены вторичной перекристаллизацией. В антигоритовых серпентинитах часто присутствуют карбонат и хлорит.

В качестве иллюстрации последовательной смены различных разновидностей ультрамафитов и ассоциирующих с ними пород приведем фрагмент петрографического разреза по скважине 38 (рис. 2).

Детальным исследованием установлено, что неоднородное распределение платиноидов и золота в ультрамафитах Кингашского массива (табл. 3) зависит от степени их метаморфогенного преобразования (Чернышов и др., 2001).

Исходные кумулятивные дуниты характеризуются повышенными содержаниями Pt и Pd, при их минимальных вариациях. В них отмечается существенное преобладание Pd над Pt. Концентрация Au в неизмененных первичных дунитах оказываются повышенными относительно фонового содержания металла в ультрамафитах.

В результате автометасоматических процессов происходит образование на месте дунитов лизардитовых серпентинитов, что также способствует существенному перераспределение платиноидов и золота. В серпентинизированных дунитах отмечается уменьшение средних содержаний Pt, Pd, Au и, одновременно, их увеличение в лизардитовых серпентинитах. При этом минимальные содержания Pt и Pd в этих породах опускаются до одного уровня, в тоже время их максимальные содержания в лизардитовых серпентинитах значительно возрастают. В процессе лизардитизации дунитов вариации содержаний платиноидов становятся более значительными, а также отмечается выравнивание средних содержаний Pt и Pd.

Аллометасоматическая серпентинизация, с образованием существенно антигоритовых серпентинитов, способствует дальнейшему перераспределению металлов с возрастанием вариаций их содержаний. При этом отчетливо проявляется тенденция к увеличению средних содержаний Pt, Pd и Au.

Максимальные содержания платиноидов и золота отмечены в регенерированных оливин-антигоритовых породах, формирование которых связано с прогрессивным характером метаморфизма антигоритовых серпентинитов в локальных зонах.

Таким образом ультрамафиты Кингашского месторождения не являются однородными образованиями. Их структурно-минералогические особенности, а также распределение в них благороднометального оруденения определяются условиями кристаллизации дифференцированного ультраосновного магматического расплава и последующими неоднократными метаморфогенными преобразованиями. По своим структурным признакам, наличию отчетливой кумулятивной структуры, массив ультрамафитов, очевидно, является гипабиссальным телом, сформировавшимся на незначительных глубинах и, вероятно, являющимся жерловой фацией коматиитовой вулканической серии. Он имеет очень схожие черты с гипабиссальными ультрамафитами Балтийского щита (Коматииты и ..., 1988).

Литература

Балыкин П.А., Петрова Т.Е. Высокомагнезиальные, низко- и субщелочные вулканические, субвулканические и плутонические ультрамафит-мафитовые комплексы и их генезис // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2000. С. 140-144.

Глазунов О.М. Кингашский массив // Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов юга Сибири. Новосибирск, 1995. С. 53-63.

Коматииты и высокомагнезиальные вулканиты раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.

Корнев Т.Я., Еханин А.Г. Эталон Кингашского базальт-коматиитового комплекса (Восточный Саян). Новосибирск, 1997. 89 с.

Трегер В.Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М.: Недра, 1980. 207 с.

Чернышов А.И., Резников И.Г., Третьяков Н.А. Роль метаморфизма в распределении благородных металлов в ультрамафитах Кингашского месторождения (СЗ Восточного Саяна) // Платина в геологических формациях Сибири. Красноярск, 2001. С. 131-133.