



Научная статья
УДК 550.42

Распределение редких элементов по секторам и зонам роста в цирконе из миаскитового пегматита Вишневогорского массива, Южный Урал

Е.В.ЛЕВАШОВА¹ ✉, В.А.ПОПОВ², Д.С.ЛЕВАШОВ³, Н.А.РУМЯНЦЕВА³

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

² Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии Уральского отделения РАН, Миасс, Россия

³ Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

Как цитировать эту статью: Левашова Е.В., Попов В.А., Левашов Д.С., Румянцев Н.А. Распределение редких элементов по секторам и зонам роста в цирконе из миаскитового пегматита Вишневогорского массива, Южный Урал // Записки Горного института. 2022. Т. 254. С. 136-148. DOI: 10.31897/PMI.2022.29

Аннотация. Представлены данные по содержанию и распределению редких и редкоземельных элементов (метод SIMS) в секторах и зонах роста крупного кристалла циркона из миаскитовых пегматитов Вишневогорского массива. Морфология кристалла циркона представляет собой комбинацию дипирамиды {111} и призмы {010}. Установлено, что для сектора роста дипирамиды {111} свойственно почти на порядок более высокое содержание Y, Nb, REE, Th; бóльшая величина Th/U отношения и значения Eu/Eu*; спектры распределения REE демонстрируют более пологий характер по сравнению с сектором роста призмы {010}. Выявлено закономерное уменьшение содержания редких и редкоземельных элементов в направлении от центральной к краевой зоне роста кристалла. Установлена плавная тенденция к регрессии температуры кристаллизации циркона от 960 °С в центральной зоне до 740 °С в краевой зоне сектора дипирамиды и 700-650 °С в секторе призмы, что может быть отражением термальной эволюции процесса кристаллизации. Предполагается, что кристаллизация центральной зоны циркона происходила на ранних этапах из сравнительно обогащенного редкими элементами расплава. Завершалась кристаллизация при более низких температурах, вероятно, одновременно с образованием минералов-концентраторов REE, что привело к закономерному снижению содержания редких и редкоземельных элементов в расплаве и, как следствие, в кристаллизующемся из него цирконе.

Ключевые слова: циркон; редкие элементы; REE; ионный микронд; секториальность; зональность; Вишневогорский массив

Благодарность. Исследование выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2022-0005).

Поступила: 04.04.2022 **Принята:** 13.05.2022 **Онлайн:** 04.07.2022 **Опубликована:** 13.07.2022

Введение. Все минералы в процессе роста приобретают зонально-секториальное строение. Возникновение секториальности кристаллов исследователи объясняют различием кристаллизационной силы, разницей относительных скоростей роста граней разных простых форм, соотношением скорости роста кристалла и диффузии элементов вблизи поверхностного слоя кристаллической решетки, разной адсорбцией катионов на поверхности граней разных простых форм. Существующие модели базируются на предпочтительной адсорбции примесных элементов разными гранями простых форм, соотношением скорости роста граней и диффузии примесных элементов [1]. Было проведено множество исследований, направленных на определение взаимосвязи морфологии циркона и источника магмы [2], ее химического состава [3, 4], эволюции и геологической обстановки, а также температуры и скорости остывания [5, 6]. Все модели воспроизводились в лабораторных ростовых системах, однако механизмы образования зональности и секториальности природных кристаллов циркона до сих пор остаются недостаточно изученными, поэтому исследование кристаллов с ростовой зональностью и секториальностью является актуальным.

Различие состава в пределах кристалла было установлено для целого ряда породообразующих и акцессорных минералов, таких как ортопироксен [7], клинопироксен [8], гранат [9], кальцит [10],



апатит [11], флюорит [12], ксенотим и флоренсит [13, 14], колумбит [15], берилл [16-18]. Состав циркона с выраженной ростовой зональностью и секториальностью в пределах кристалла выступал объектом изучения для многих исследователей [2, 19, 20]. Учитывая важность циркона для петрохронологических исследований [21], особое значение имеет изучение его секторальной химической неоднородности в пределах разных простых форм. Перераспределение примесных элементов между зонами разных концентраций в цирконе может влиять на результат (U-Th)/He термохронологических моделей в связи с неравномерным распределением в цирконе радиогенного He и его последующей анизотропной диффузии. Вариации содержания REE, Th, U, Pb и величины Th/U отношения могут оказывать влияние на результаты U-Th-Pb датирования, пример такого циркона описан в статье [22]. Была установлена анизотропная диффузия Ti в цирконе по разным кристаллографическим направлениям [23], что отражается на степени надежности термометра «Ti-в-цирконе» [24].

Кристалл циркона из пегматитовой жилы № 5 Вишневогорского массива является благоприятным объектом для исследования состава секторов роста разных простых форм, который типичен для данного объекта. По результатам нейтронной радиографии циркона пегматитовой жилы № 5 [25], все кристаллы, сопоставимые по размеру, имеют одинаковую картину зональности: схожее число зон и последовательность чередования светлых и темных полос. Некоторые различия наблюдаются только в ширине зон, а также в зональности краевых зон кристаллов. Кроме того, исследуемый циркон характеризующийся выраженной зональностью и секториальностью, имеет крупный размер. Исследовались характер и различия в распределении редких элементов секторов роста тетрагональной дипирамиды {111} и тетрагональной призмы {010} и различных зон роста в пределах каждой из представленных простых форм. Несмотря на то, что циркон из пегматитов Вишневогорского массива активно изучался, современные локальные методы распределения редких элементов по секториальности кристаллов до настоящего времени не применялись.

Методы. Методика подготовки препарата циркона аналогична методике, описанной в источнике [26]. Кристалл циркона был разрезан вдоль оси удлинения L_4 [001] и залит в шайбу с эпоксидной смолой, при этом на поверхность препарата было выведено приблизительно центральное сечение кристалла. Съемка циркона в режиме катодолюминесценции (CL) была проведена на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S с CL-детектором CLI/QUA 2 (ЦИИ ВСЕГЕИ). Особенности внутреннего строения и состава циркона по главным элементам, наличие включений минеральных фаз и их состав изучен в режиме обратно-отраженных электронов (BSE) на растровом электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с ЭД-спектрометром JED-2200 (ИГГД РАН). Содержание REE и редких элементов в цирконе определено методом SIMS на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по методике, описанной в статьях [27, 28]. Точность определения составляет 10-15 % для элементов с концентрацией более 1 ppm и 10-20 % для элементов с концентрацией 0,1-1 ppm, предел обнаружения составляет 5-10 ppb, размер кратера составляет примерно 20 мкм. При построении спектров распределения REE состав циркона был нормирован к составу хондрита CI [29]. Температура кристаллизации циркона рассчитана с помощью термометра «Ti-в-цирконе» [24].

Всего выполнено 35 точечных анализов содержания редких и редкоземельных элементов. Из них 20 точек расположены в пределах сектора роста призмы {010}, 15 точек относятся к сектору роста дипирамиды {111}, аналитические точки 4, 5, 29 относятся к зоне неоднозначной кристаллографической формы – зоне зарастания полости внутри сектора роста дипирамиды (рис.1).

Геологическая характеристика. Ильмено-Вишневогорский щелочно-карбонатитовый комплекс находится на стыке Среднего и Южного Урала в ядре Сысертско-Ильменогорского антиклинория, имеющего двухэтажное строение и продолжительную историю формирования. Ильмено-Вишневогорский комплекс, протянувшийся с севера на юг более чем на 150 км при максимальной ширине 4-6 км, состоит из двух массивов Вишневогорского и Ильменогорского (рис.2). Массивы соединяются между собой центральной щелочной полосой, которая представлена фенитами, полевошпатовыми метасоматитами, карбонатитами и телами миаскитов.

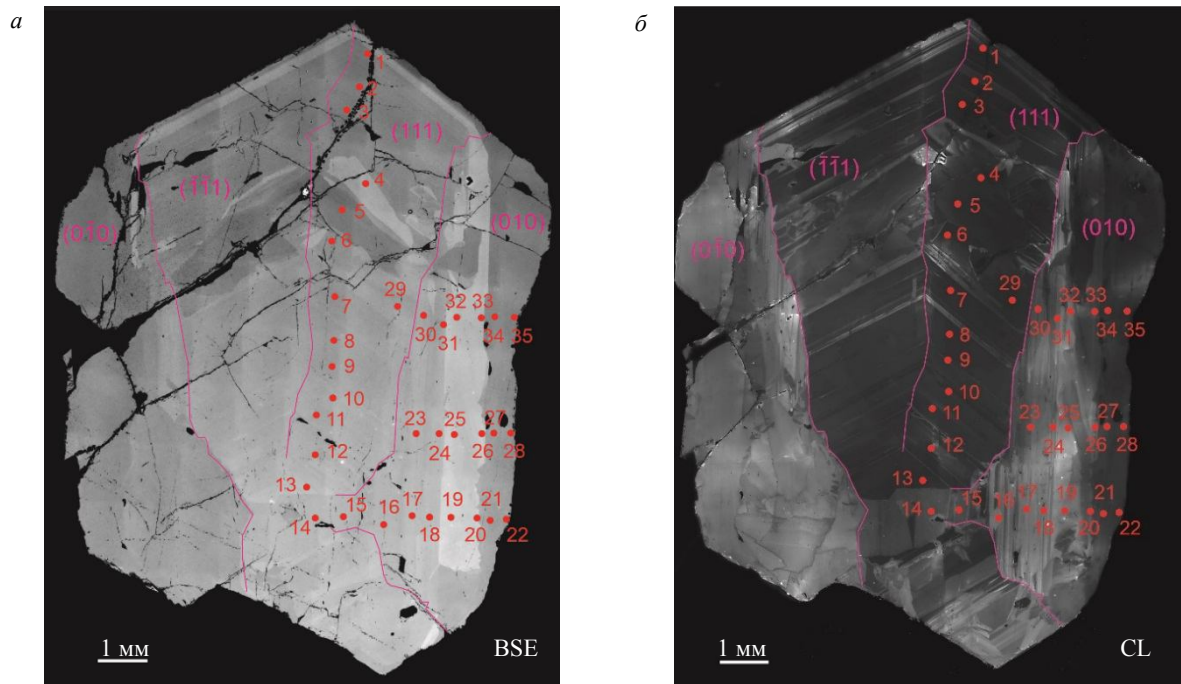


Рис. 1. Кристалл циркона из миаскитовых пегматитов Вишневогорского массива в режимах съемки BSE (а), CL (б) с нанесенными аналитическими точками (номера соответствуют таблице). Линиями обозначены границы секторов роста простых форм

Вишневогорский массив вытянут субмеридионально на 25 км, при ширине 4 км. Массив залегает в метаморфических породах ильменогорской толщи рифея (гнейсах, сланцах, амфиболитах, кварцитах). В эндоконтактной зоне породы Вишневогорского массива в разной степени фенитизированы. Главное тело массива сложено биотитовыми двуполевошпатовыми нефелиновыми сиенитами (миаскитами), которые состоят из микроклин-пертита, нефелина, кислого плагиоклаза (олигоклаз-альбита и альбита) и железистого биотита с примесью кальцита. Среди аксессуарных минералов встречаются ильменит, магнетит, циркон, апатит. Вторичные минералы представлены альбитом, серицитом, канкринитом, анальцимом, содалитом, натролитом. Преобладающими породами являются светло-серые среднезернистые миаскиты с крупно- и мелкозернистыми вариациями пятнисто-полосчатой текстуры. Среди миаскитов широко развиты линзовидные тела щелочных пегматитов мощностью до 0,5-1,0 м. Породы представлены биотитсодержащими полевошпат-нефелиновыми и нефелин-канкринит-полевошпатовыми разностями и часто содержат канкринит, вишневит, содалит и натролит. Аксессуарные минералы представлены ильменитом, цирконом, пироксеном, магнетитом, титанитом, фторапатитом, пирротинитом, халькопиритом, пиритом, молибденитом. Химический состав основных пород Вишневогорского массива (миаскиты, карбонатиты) и распределение в них редкоземельных элементов приведены в статье [30].

Исследуемый циркон принадлежит к пегматитовой жиле № 5, ранее на этом участке добывались циркон и пироксенол. Мощность жилы около одного метра, в отдельных местах достигает шести метров, контакт с миаскитами резкий, признаки изменения миаскитов на контакте с жилами отсутствуют. Характерны послойные или секущие апофизы пегматита в миаските, а также небольшие отдельные линзовидные выделения пегматита в миаските [25]. Пегматитовые тела сложены среднезернистым нефелин-микроклиновым агрегатом с участками крупнозернистого микроклина. В составе породы установлены калиевый полевошпат, нефелин, альбит, биотит, цеолиты, кальцит. Пегматитовые тела имеют разное строение. Выделяются тела зональные с аплитовидной периферической зоной (до 0,1 м) и зоной графической структуры нефелина с полевым шпатом (0,5-1 м) и микроклиновым ядром [31]. Отмечаются полости, которые сложены по периферии ограниченными кристаллами микроклина с ильменитом, цирконом и пироксеном, тяготеющие к основанию друз. Внутри полостей рыхлая коричнево-черная масса (результат растворения кальцита), в которой встречаются частично ограниченные кристаллы ильменита, циркона, аннита, фторапатита и пироксенола [31].

Распределение редких и редкоземельных элементов в цирконе из миаскитового пегматита
Вишневогорского массива, ррт

Компоненты	Дипирамида (111)												Неоднозначная зона		
	1	2	3	6	7	8	9	10	11	12	13	14	4	5	29
La	0,10	0,07	0,06	0,08	0,08	0,08	0,11	0,27	0,38	0,59	0,87	0,47	0,03	0,05	0,03
Ce	8,70	3,92	3,07	1,38	2,61	8,24	8,09	14,9	17,5	27,7	38,5	14,6	0,30	0,71	0,20
Pr	0,51	0,13	0,08	0,03	0,07	0,49	0,46	1,02	1,23	2,23	3,36	1,69	0,01	0,02	0,02
Nd	6,40	2,09	1,48	0,37	1,12	6,37	5,66	10,5	11,1	25,1	34,1	17,8	0,07	0,08	bdl
Sm	6,23	3,20	2,28	0,76	1,66	5,77	5,76	8,30	8,86	19,6	24,0	13,9	0,05	0,09	0,05
Eu	3,00	1,86	1,39	0,52	1,17	2,62	2,59	3,55	4,01	8,36	10,2	6,28	0,01	0,01	bdl
Gd	17,4	11,8	8,99	5,47	9,07	14,6	14,3	19,9	21,8	43,8	50,8	33,5	0,05	0,11	0,05
Dy	44,4	32,0	27,6	22,9	29,8	36,9	39,0	48,4	51,3	84,6	97,8	76,8	0,37	0,87	0,41
Er	63,1	48,6	47,1	40,9	48,7	54,7	57,3	69,6	73,8	102	113	93,2	1,01	2,22	1,17
Yb	100	83,3	78,0	71,5	79,6	88,9	92,8	107	117	143	153	156	1,35	7,37	4,63
Lu	15,0	11,6	11,0	10,8	12,4	13,4	13,5	15,7	16,2	20,8	22,4	22,8	0,67	1,22	0,57
Li	0,05	0,02	0,02	0,01	0,02	0,04	0,05	0,02	0,05	0,06	0,15	0,07	0,004	0,004	0,002
P	69,9	29,4	20,9	16,9	200	114	9,38	34,8	94,6	138	213	454	85,9	143	0,28
Ca	22,3	8,89	11,1	7,63	9,96	9,96	7,25	4,65	14,5	54,8	88,3	89,5	7,55	7,40	4,09
Ti	27,2	14,7	13,4	9,28	12,3	21,2	22,3	40,2	49,7	61,4	75,8	15,2	3,36	4,32	3,05
Sr	1,00	0,68	1,28	1,17	1,08	0,52	0,74	0,71	0,95	1,08	1,40	0,96	1,43	0,54	0,62
Y	323	246	229	194	242	287	285	358	393	578	651	507	7,28	12,9	5,92
Nb	324	166	162	80,9	108	195	218	483	603	576	785	199	77,9	52,4	11,8
Ba	2,00	1,69	1,50	1,35	2,02	1,97	1,33	1,21	1,09	2,15	1,65	1,73	0,63	0,78	0,94
Hf	16365	14829	15422	16343	13943	12640	14151	14640	13847	13015	15441	15756	22073	9801	16292
Th	98,4	67,7	59,8	31,8	48,7	79,2	83,0	137	164	494	621	216	0,58	1,27	0,38
U	1,15	1,01	0,81	0,74	0,89	0,86	0,74	1,00	1,14	0,93	1,24	0,80	1,35	0,42	0,41
Th/U	85,4	67,2	73,7	42,9	54,7	92,3	112	137	144	532	500	270	0,42	3,04	0,92
Eu/Eu*	0,88	0,92	0,94	0,78	0,92	0,87	0,87	0,84	0,88	0,87	0,89	0,89	0,45	0,36	–
Ce/Ce*	9,19	9,63	10,8	6,66	8,67	9,97	8,80	6,92	6,21	5,84	5,47	3,95	3,70	5,68	2,33
ΣREE	265	199	181	155	186	232	240	300	323	477	548	438	3,91	12,8	7,12
ELREE	15,7	6,22	4,70	1,86	3,88	15,2	14,3	26,8	30,3	55,6	76,8	34,6	0,41	0,87	0,25
SHREE	240	187	173	152	180	208	217	261	280	393	437	383	3,44	11,8	6,82
LuN/LaN	1393	1530	1879	1228	1524	1574	1203	565	414	339	249	465	234	223	203
LuN/GdN	6,95	8,00	9,88	16,0	11,0	7,37	7,65	6,39	6,03	3,84	3,56	5,51	1,13	87,2	101
SmN/LaN	96,2	69,9	64,8	14,3	33,9	113	85,1	49,6	37,6	53,2	44,4	47,1	3,12	2,77	2,82
T(Ti), °C	840	778	770	736	762	814	819	883	907	933	960	781	655	674	648

Окончание таблицы

Компоненты	Призма (010)																			
	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	30	31	32	33	34	35
La	0,44	0,15	0,04	0,05	0,02	0,04	0,09	0,03	0,03	0,05	0,07	0,02	0,04	0,08	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,01
Ce	15,5	1,80	0,24	0,28	0,33	0,43	0,76	0,50	0,19	0,32	0,30	0,32	0,55	0,61	0,20	0,29	0,40	0,44	0,54	0,50
Pr	1,76	0,08	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Nd	17,5	0,96	0,05	0,06	0,02	0,09	0,06	0,02	0,05	0,06	0,07	0,08	0,05	0,03	0,03	0,11	0,04	0,07	0,02	0,04
Sm	13,0	1,30	0,07	0,05	0,07	0,18	0,16	0,06	0,11	0,07	0,17	0,08	0,08	0,07	0,06	0,14	0,12	0,22	0,04	0,05
Eu	5,72	0,77	0,04	0,02	0,03	0,09	0,09	0,02	0,06	0,04	0,08	0,04	0,03	0,02	0,03	0,09	0,05	0,10	0,01	0,02
Gd	32,0	6,81	0,23	0,24	0,28	0,67	0,70	0,16	0,55	0,37	0,86	0,56	0,41	0,43	0,33	0,91	0,55	0,86	0,34	0,21
Dy	71,0	62,2	1,95	1,69	2,29	3,65	3,79	1,63	3,80	2,34	4,64	3,18	2,14	2,08	2,15	4,82	3,56	5,12	1,99	1,55
Er	95,7	175	5,18	4,41	6,69	9,36	11,1	4,67	10,0	6,82	11,6	9,19	6,20	6,27	6,4	13,14	8,56	15,3	5,79	4,64
Yb	155	330	18,4	12,2	13,5	24,6	33,7	15,3	28,7	22,9	34,5	27,2	19,4	20,0	18,8	33,3	25,4	39,8	18,2	15,7
Lu	23,2	54,0	2,66	2,30	2,96	4,35	5,42	2,37	5,02	3,40	5,82	4,74	3,30	3,52	3,31	5,65	3,93	6,71	3,10	2,41
Li	0,04	0,01	0,002	0,002	0,004	0,004	0,002	0,004	0,001	0,002	0,003	0,002	0,003	0,004	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003
P	433	225	bdl	95,9	31,7	73,1	bdl	29,3	39,5	11,0	65,3	28,7	38,8	102,3	74,2	142	50,2	89,4	bdl	bdl
Ca	109	7,25	3,50	6,24	5,33	5,56	1,19	3,31	2,59	2,55	7,15	3,19	3,26	5,96	3,89	2,44	4,16	3,26	4,32	4,14
Ti	26,3	9,28	3,17	2,97	3,53	4,39	6,60	3,18	3,42	3,54	3,61	3,65	3,42	3,40	3,24	3,51	4,23	4,07	3,31	3,24
Sr	0,93	0,85	0,78	0,81	1,13	1,07	0,37	0,48	0,48	0,40	0,25	0,93	0,53	0,52	0,71	0,58	0,95	0,64	0,24	0,41
Y	512	679	22,8	18,8	29,4	40,4	50,0	21,4	42,6	27,8	48,8	40,6	28,6	28,3	25,4	49,3	38,1	59,1	27,3	21,6
Nb	225	32,6	16,6	23,0	19,4	21,9	22,4	13,5	14,9	15,4	13,9	19,8	16,2	12,1	13,2	8,7	12,6	13,8	12,9	14,8
Ba	1,69	0,30	0,63	0,67	1,73	0,90	1,08	0,98	0,76	0,90	0,93	1,27	0,88	1,58	1,41	1,05	1,56	0,90	1,63	0,86
Hf	12056	13800	18573	14726	25222	20993	9231	7706	16571	14499	16834	22239	8267	7916	17143	15314	23688	22294	7945	7692
Th	137	17,7	0,36	0,43	0,71	1,98	1,72	1,75	0,72	0,65	1,30	0,89	1,18	1,44	0,49	1,06	1,42	1,28	1,07	1,67
U	0,76	0,50	0,54	0,61	0,94	0,79	0,31	0,70	0,59	0,46	0,72	0,85	0,53	0,82	0,77	0,44	0,94	0,82	0,56	0,77
Th/U	182	35,4	0,65	0,71	0,76	2,51	5,59	2,51	1,23	1,43	1,81	1,06	2,21	1,76	0,64	2,44	1,51	1,55	1,92	2,17
Eu/Eu*	0,86	0,79	0,86	0,46	0,72	0,77	0,80	0,59	0,73	0,82	0,63	0,50	0,51	0,27	0,69	0,78	0,60	0,69	0,38	0,48
Ce/Ce*	4,27	4,06	1,97	3,89	4,85	4,79	4,16	5,91	2,26	3,95	2,62	3,05	6,56	5,63	1,85	3,21	3,33	4,18	5,79	11,5
ΣREE	431	634	28,9	21,3	26,2	43,5	55,9	24,7	48,6	36,4	58,1	45,5	32,3	33,1	31,3	58,5	42,7	68,7	30,1	25,2
ELREE	35,3	2,99	0,34	0,40	0,39	0,57	0,94	0,57	0,28	0,44	0,45	0,44	0,66	0,72	0,30	0,46	0,51	0,57	0,61	0,56
SHREE	377	629	28,4	20,9	25,7	42,7	54,7	24,1	48,1	35,9	57,4	44,9	31,5	32,3	30,9	57,9	42,0	67,8	29,4	24,6
LuN/LaN	507	3482	677	482	1446	1040	588	757	1857	616	830	2004	720	423	630	1309	748	1354	767	2363
LuN/GdN	5,9	64,2	91,7	77,4	85,0	52,3	62,7	121	73,4	73,7	55,0	67,9	65,6	67,0	82,0	50,3	57,7	63,0	73,0	93,8
SmN/LaN	47,0	13,9	3,08	1,86	5,57	6,97	2,89	3,07	7,00	2,08	3,97	5,92	2,95	1,40	2,00	5,55	3,72	7,47	1,69	8,24
T(Ti), °C	836	736	651	646	659	675	708	651	656	659	660	661	656	656	652	658	672	669	654	652

Примечание. bdl – ниже порога обнаружения.

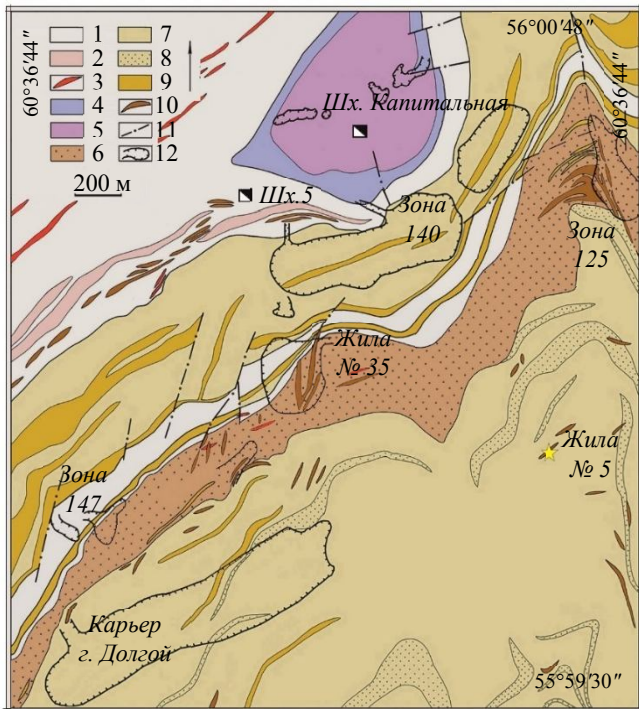


Рис.2. Северная часть Вишневых гор (по [32] с изменениями)

1 – гнейсы, амфиболиты и кристаллосланцы (PR₁); 2 – жильные граниты (Pz₁); 3 – гранитные пегматиты (Pz₂₋₃); 4, 5 – габброиды (4) и серпентиниты (5) Буддымского массива (PR₁); 6 – пироксеновые, амфибол-пироксеновые и биотит-пироксеновые фениты (Pz₁); 7-9 – биотитовые (7), мусковитизированные (8) и альбитизированные (9) миаскиты с зонами карбонатитов (Pz₁₋₂); 10 – миаскитовые и сиенитовые пегматиты (Pz₂); 11 – основные нарушения; 12 – контуры карьеров; звездочкой показано место отбора циркона

Большинство кристаллов циркона из миаскитовой пегматитовой жилы № 5 Вишневогорского массива, в том числе и исследуемый, имеют высокую степень пространственной неоднородности в виде зональности и секториальности. Зональность выражается в наличии зон с чередующимися слоями светлоокрашенных и темноокрашенных полос, различимых на BSE- или CL-изображениях (см. рис.1). Зональность исследуемого кристалла более контрастно проявляется при съемке в режиме катодоллюминесценции. Светлые полосы имеют различную мощность: от 5-10 до 100-300 мкм. Мощность темных полос значительно больше светлых и варьирует, как правило, от 80 до 700 мкм. Секториальность обусловлена наличием пирамид роста, образованных в результате одновременного роста граней разных кристаллографических форм.

Исследуемый кристалл имеет сложное анатомическое строение. Наблюдается асимметричность пирамид нарастания, изменение траектории линий нарастания вершины дипирамиды. По изменению соотношения секторов роста дипирамиды и призмы кристалл можно разделить на три зоны. В центральной зоне кристалла, занимающей около 10 % всей площади сечения вдоль оси L₄, располагаются аналитические точки 12-15. Длина граней дипирамиды почти в два раза больше длины граней призмы. Зональность наблюдается только на CL-изображении в равной степени для граней дипирамиды и призмы. Отмечается наличие маломощных (5-10 мкм) светлых полос (в CL) на темном фоне. Светлые полосы выдержаны по мощности как в пределах дипирамиды, так и призмы. Мощность темной полосы в пределах призмы почти в два раза больше.

Другая внутренняя зона занимает большую часть сечения кристалла – около 70 % площади сечения кристалла (аналитические точки 1-11, 16-20, 23-26, 29-33). Длина граней призмы увеличивается по отношению к длине граней дипирамиды. Сектора роста призмы отличаются от секторов роста дипирамиды менее контрастной зональностью, но увеличенной частотой и мощностью светлых в CL полос. Ребра секторов призмы и дипирамиды размытые, что может свидетельствовать о частичном растворении первоначальных и нарастании новых граней призмы. Внутри данной зоны

Кристаллы циркона в жилах распределены неравномерно, преимущественно светлого коричнево-серого цвета, более интенсивную окраску имеют грани {111}. На срезе краевые области циркона шириной в несколько миллиметров почти прозрачные. Согласно источнику [25], в пределах жилы были выделены три морфологических типа кристаллов циркона: преобладающий тип – дипирамидальные кристаллы изометричного облика с преобладанием форм {111}, {221}, {100}; короткопризматические кристаллы с интенсивно развитой дипирамидой {221}; короткопризматические кристаллы со слабо развитой дипирамидой {221}.

Результаты исследования. Морфология и внутреннее строение кристалла. Исследуемый образец представляет собой крупный кристалл циркона размером 13 × 10 (8) мм (см. рис.1), относится к третьему кристаллографическому типу циркона [25] – короткостолбчатый со слабо развитой дипирамидой {221}. Преобладающими простыми формами являются тетрагональная дипирамида {111} и тетрагональная призма {010}. Кристалл светло-коричневого цвета, зоны призмы {010} почти бесцветные (поэтому просвечивают на глубину), содержит в себе небольшое количество микровключений, в основном порообразующих минералов.



в пирамидах нарастания $\langle 111 \rangle$ и $\langle 1\bar{1}\bar{1} \rangle$ наблюдается участок, сложный для диагностики кристаллографических форм, представленный в виде сектора роста иной простой формы. Это могут быть выходы сектора роста тетрагональной дипирамиды $\langle 131 \rangle$. Для точного определения требуются дополнительные исследования (например, томография). Также отмечаются участки, вероятно, вторичного зарастания граней $\langle 111 \rangle$ и $\langle 1\bar{1}\bar{1} \rangle$ (аналитические точки 4, 5, 29), которые представляют собой темные в CL, лишенные зональности пятна (рис.1, б).

Внешний (краевой) участок циркона, занимающий около 30 % всей площади его сечения, демонстрирует резкое изменение формы кристалла – полное исчезновение секторов роста дипирамиды и активный рост призмы. К данному участку относятся аналитические точки 21, 22, 27, 28, 34, 35. Секторы роста $\langle 010 \rangle$ и $\langle 0\bar{1}\bar{1} \rangle$ этого участка отличаются следами растворения соседних граней и полным отсутствием зональности.

Общие закономерности распределения редких элементов в кристалле. Исследуемый кристалл в целом характеризуется низким содержанием примесных элементов. Наибольшие концентрации среди них имеет Hf, а также Y, Nb, REE, P (см. таблицу). Содержание Hf варьирует от 7700 до 25000 ppm и, в среднем по кристаллу, составляет 15000 ppm. Содержание Nb составляет от 8 до 780 ppm, среднее значение – 140 ppm. Суммарное содержание REE и Y находится на одном уровне, составляя от 4-630 ppm (в среднем – 150 ppm) и 6-680 ppm (в среднем – 190 ppm) соответственно. В редкоземельном составе циркона доминируют тяжелые REE, их содержание на порядок выше, чем в легких REE. Содержание P отличается большим разбросом (0,3-450 ppm). Вклад остальных примесных элементов в состав циркона крайне незначительный. Стоит отметить очень низкое содержание U в цирконе, как правило, не превышающее 1 ppm. Содержание Th варьирует от менее 1 до 620 ppm, в среднем составляя 71 ppm. Отношение Th/U демонстрирует широкий разброс от 0,42 до 621, в среднем 73,7.

На бинарных диаграммах состава циркона (рис.3) отчетливо выделяются две обособленные группы точек. К первой группе принадлежат аналитические точки составов, расположенные в секторе $\langle 111 \rangle$, ко второй группе относятся аналитические точки, расположенные в секторе $\langle 010 \rangle$ и точки неоднозначной кристаллографической формы в зоне бывших граней дипирамиды (точки 4, 5, 29). Отмечаются характерные для циркона сильные положительные корреляционные связи между HREE и LREE (рис.3, а), Y и REE (рис.3, б), подчеркивающие совместный изоморфизм этих элементов [33, 34]. По соотношению Th и U, а также REE и P точки составов не образуют характерного для данных элементов линейного тренда, а расположены в виде удаленных друг от друга кластеров (рис.3, в, г); подобное взаимоположение свойственно остальным элементам (рис.3, д, е).

Спектры распределения REE в изученном кристалле циркона также делятся на две группы (рис.4), отличающиеся конфигурацией и уровнем содержания REE. Все они представляют собой дифференцированные спектры распределения от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N составляет от 202 до 3480), что типично для магматического циркона [33, 35].

Распределение редких элементов по секторам роста дипирамиды $\{111\}$ и призмы $\{010\}$. Циркон в секторе роста дипирамиды $\langle 111 \rangle$ по содержанию примесей характеризуется более высокими (по сравнению с сектором призмы $\langle 010 \rangle$) концентрациями всех определяемых элементов, за исключением Hf. В секторе роста $\langle 111 \rangle$ содержание Hf относительно стабильно, в диапазоне 12600-16300 ppm, в среднем – 14700 ppm (см. таблицу). Кроме того, значительный вклад в редкоэлементный состав циркона вносят Y и Nb, их содержание в среднем для сектора роста дипирамиды составляет 360 и 325 ppm соответственно, что более чем в 5-13 раз выше в сравнении с сектором роста призмы. Также можно отметить значительное содержание Th и P, которое в среднем составляет 175 и 120 ppm соответственно. Для циркона в секторе $\langle 111 \rangle$, в виду весьма незначительного содержания U (не более 1,2 ppm), установлено крайне высокое значение Th/U отношения – 43-532, в среднем составляющее 176.

Спектры распределения REE для циркона в секторе роста дипирамиды расположены в верхней части графика (рис.4), отличаются повышенным содержанием как легких, так и тяжелых REE. Суммарное содержание REE в среднем составляет около 300 ppm, из которых подавляющее большинство принадлежит HREE (в среднем – около 260 ppm), тогда как к LREE относится 25 ppm.

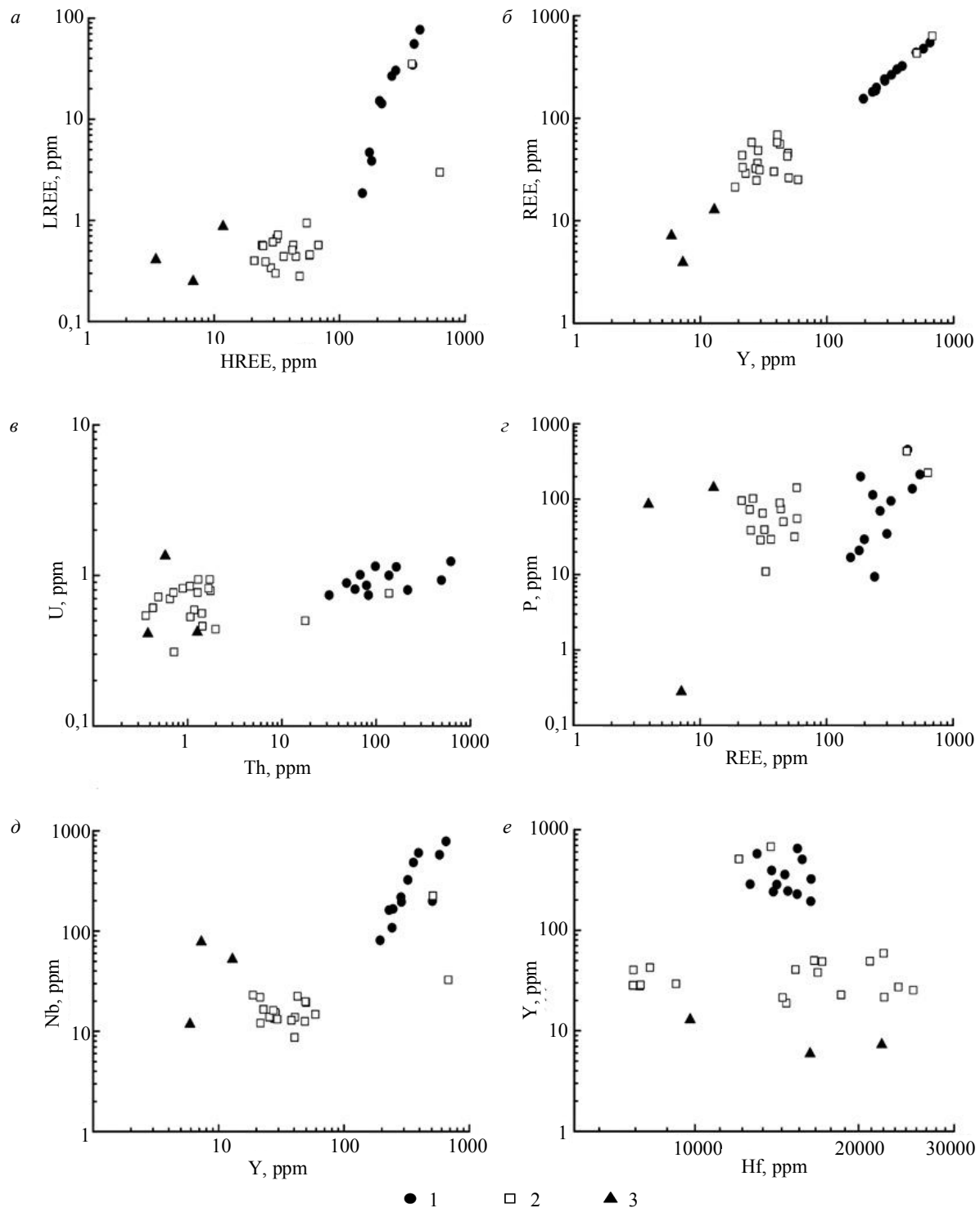


Рис.3. Соотношения: HREE-LREE (а), Y-REE (б), Th-U (в), REE-P (г), Y-Nb (д), Hf-Y (е) в цирконе
1 – точки, принадлежащие дипирамиде (111); 2 – принадлежащие призме (010); 3 – область неопределенных граней

В связи с этим спектры REE в секторе роста дипирамиды имеют дифференцированный характер распределения от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N отношение в среднем составляет 1030). В области HREE данные спектры менее дифференцированы (Lu_N/Gd_N отношение в среднем составляет 8) и имеют более крутой характер в области LREE (Sm_N/La_N отношение – в среднем 59). На спектрах распределения REE наблюдаются ярко выраженная Ce-аномалия (Ce/Ce^* – в среднем 7,7) и практически отсутствующая Eu-аномалия (Eu/Eu^* имеет среднее значение 0,9). Все спектры, принадлежащие к сектору роста дипирамиды, параллельны друг другу и отличаются лишь небольшим колебанием уровня содержания REE.



Циркон в секторе роста призмы $\langle 010 \rangle$ имеет крайне низкие концентрации примесных элементов. Из значимых примесей можно выделить лишь Hf, содержание которого в данной группе достигает наибольшего значения среди всех точек – 7700-25200 ppm, в среднем 15100 ppm, что несколько выше его содержания в секторе $\langle 111 \rangle$. Содержание всех остальных примесных элементов весьма незначительно, как правило, не превышает 5-60 ppm (см. таблицу). Th/U отношение ограничено диапазоном 0,6-5,6, в среднем составляя 1,8. В секторе роста призмы обособляются аналитические точки 15 и 16, которые расположены в центральной зоне кристалла. В них наблюдается сравнительно высокое содержание примесей, отвечающее уровню их содержания в секторе роста дипирамиды, или даже выше (например, HREE – 630 ppm, Y – 680 ppm). Спектры распределения REE аналогичны спектрам распределения REE в секторе дипирамиды. Спектры остальных точек из сектора роста призмы расположены в нижней части графика (рис.4), что обусловлено низким содержанием как LREE (0,5 ppm), так и HREE (39 ppm). Спектры имеют дифференцированный характер с закономерным увеличением от легких к тяжелым REE (Lu_N/La_N отношение в среднем составляет 1034), наблюдается ярко выраженная Ce-аномалия (Ce/Ce^* 4,4) и слабо выраженная отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu^* имеет среднее значение 0,6). В отношении LREE спектры распределения REE в секторе $\langle 010 \rangle$ слабо дифференцированы (Sm_N/La_N отношение составляет 4,2), в области HREE имеют более крутой характер (Lu_N/Gd_N отношение составляет 73), в отличие от сектора $\langle 111 \rangle$. Кроме того, на большинстве спектров распределения REE, принадлежащих сектору $\langle 010 \rangle$, отмечается нетипичный для циркона отрицательный прогиб в области Nd.

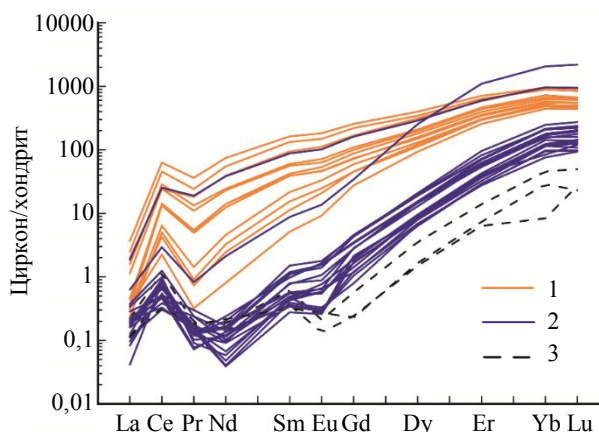


Рис.4. Спектры распределения REE в цирконе
1 – (111); 2 – (010); 3 – неопределенная зона

Спектры распределения REE для циркона в зоне неоднозначных кристаллографических форм (точки 4, 5, 29), диагностика которых ввиду отсутствия надежных морфологических признаков затруднена, по очертанию схожи со спектрами REE для сектора роста призмы (рис.4). Отличие заключается в меньшем почти на порядок содержании HREE (в среднем 7,4 ppm). Содержание других примесных элементов незначительно ниже или соответствует уровню их значения в секторе $\langle 010 \rangle$ (рис.3).

Распределение редких элементов в зонах роста кристалла. В процессе роста кристалла циркона менялось соотношение пирамид нарастания простых форм – от центра к краю кристалла усиливалась роль призмы (010), (0 $\bar{1}$ 0) и граней (111), ($\bar{1}$ 10) дипирамиды, другие грани дипирамиды угнетались. Кроме того, кристаллизация циркона, очевидно, сопровождалась его частичным растворением и, возможно, перекристаллизацией граней призмы и частично граней дипирамиды вблизи крупной трещины (см. рис.1). В связи с этим следует рассмотреть характер распределения редких элементов в различных зонах роста в пределах дипирамиды (точки 14-1) (рис.5, а) и призмы (точки 15-22) (рис.5, б).

Профиль, расположенный в секторе роста дипирамиды, представлен четырнадцатью точками (точки 14-1) (рис.5, а) от центра кристалла до его края. Все точки лежат в темных полосах циркона, на светлые участки попадают точки 14, 9, 2, 1. Состав светлых (в CL) полос отличается от состава темных полос менее контрастно, чем состав разных зон роста дипирамиды. Так, в центральной зоне (точки 14-12) отмечается максимальное содержание всех определяемых примесных элементов, за исключением Hf, содержание которого находится на уровне среднего значения по всему кристаллу (около 14000 ppm). Отмечается повышенное содержание таких элементов как Y (561 ppm), REE (473 ppm), Nb (446), Th (367), P (30), Ca (85), Ti (45 ppm), содержание остальных элементов не превышает 1-2 ppm (см. таблицу). Переход от центральной части кристалла (точки 14-13) к краю сопровождается закономерным уменьшением содержания примесных элементов.

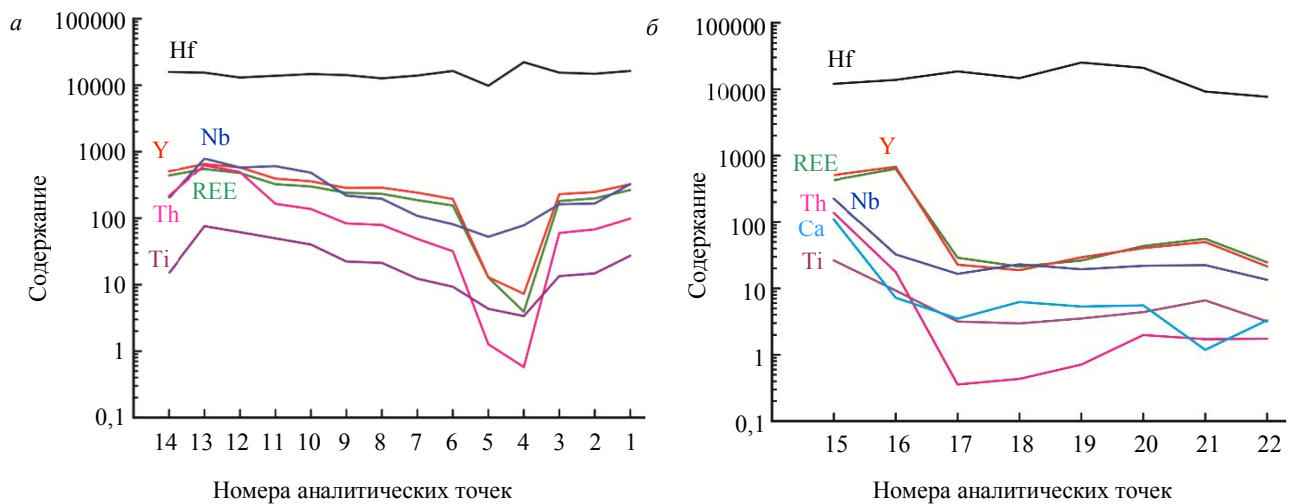


Рис.5. Тренд изменения содержания примесных элементов в секторах роста дипирамиды (а) и призмы (б) от центра к краю кристалла

Содержание REE постепенно снижается до 155 ppm, Y – до 194, Nb – до 81, Th – до 32, Ti – 9, Ca – до 8 ppm. В зоне неоднозначной кристаллографической формы (точки 4, 5, 29) содержание редких и редкоземельных элементов стоит рассмотреть отдельно, поскольку данный участок кардинально отличается от остальных точек профиля. Он характеризуется наименьшим содержанием почти всех примесей: содержание Hf (9800 и 22100 ppm) и P (86 и 143 ppm) находится приблизительно на среднем уровне или несколько выше. В краевой зоне дипирамиды (точки 3, 2, 1) содержание примесных элементов незначительно возрастает, но в основном остается на низком уровне. По направлению от центра к краю увеличивается значение Ce/Ce^* от 4 до 9, отношение Eu/Eu^* остается стабильным на протяжении всего профиля за исключением зоны неоднозначной кристаллографической формы.

Аналитические точки профиля (точки 15-22, рис.5, б) сектора роста призмы расположены преимущественно в светлых (в CL) полосах, только краевая зона (точки 21, 22) полностью лежит в темной области, зональность в которой отсутствует. Состав циркона в центральной зоне сектора призмы тождественен составу центральной зоны сектора дипирамиды, характеризуясь повышенным содержанием редких и редкоземельных элементов. По мере удаления от центральной зоны, отмечается резкое снижение уровня содержания всех примесных элементов, кроме Hf, содержание которого сначала возрастает до 21000-25000 ppm; затем снижается в темной краевой зоне до минимального значения – 7700-9100 ppm. Таким образом, аналитические точки состава краевой зоны на бинарном графике Hf-Y (см. рис.3, е) обособляются от точек состава внутренних участков призмы. Суммарное содержание REE и Y снижается при переходе от центральной зоны к краевой с 400-600 до 20-50 ppm, Th – с 137 до 0,5-2 ppm, Ca – с 110 до 1-3 ppm, Ti – с 26 до 3 ppm. Содержание P уменьшается с 430 до 30 ppm, однако в некоторых точках его концентрация ниже порога обнаружения.

Обсуждение результатов. Основным фактором, определяющим состав циркона из миаскитового пегматита Вишневогорского массива, является секториальность, образованная при росте дипирамиды {111} и призмы {110}. В исследуемом кристалле также проявлена ростовая зональность, выраженная в чередовании широких темных (в CL) и тонких светлых полос (см. рис.1). Установлено, что в секторе дипирамиды исследуемого циркона почти на порядок выше уровень содержания редких элементов по сравнению с сектором призмы. Сопоставление состава циркона с его секториальностью проводилось и ранее, например, исследование зонального циркона из Bishop Tuff показало, что содержание Th, Nb, U, LREE, Ti в пределах дипирамиды превышает содержание этих же элементов в призме более чем в два раза [36]. В участках исследуемого циркона, относящихся к сектору роста дипирамиды {111}, содержится доминирующее количество примесей, главными из которых являются Y, Nb, Th, HREE. Спектры REE имеют более пологий характер распределения от легких к тяжелым REE с выраженной Ce-аномалией (Ce/Ce^* составляет 7,7) и практически отсутствующей Eu-аномалией (Eu/Eu^* – около 0,9). Примечательно, что значение



$Eu/Eu^* = 0,9-1,0$ является специфической особенностью ранних типов пород Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса [37]. В участках циркона, принадлежащих призме $\{010\}$, отмечается минимальное содержание примесных элементов, за исключением Hf. Спектры распределения REE в секторе роста призмы отличаются более дифференцированным характером, более выраженной Ce-аномалией ($Ce/Ce^* - 4,4$) и Eu-аномалией ($Eu/Eu^* - 0,6$). Для пород Ильмено-Вишневогорского щелочно-карбонатитового комплекса характерно закономерное уменьшение показателя Eu/Eu^* от 0,95 до 0,60 – от ранних к поздним типам пород [37]. На большинстве спектров распределения REE в секторе роста призмы отмечается нетипичный для циркона отрицательный прогиб в области Nd, что может быть связано с присутствием микровключения минерала-концентратора REE [38]. Проведенное ранее исследование [39] крупного зонального циркона из полевошпатового пегматита Ильменских гор, характеризующегося ярко выраженной зональностью и секториальностью, показало иную картину распределения примесей: сектор призмы $\{110\}$ содержит больше Th, U, REE, Y, Nb и имеет более пологий спектр распределения HREE при более крутом спектре LREE, в отличие от сектора дипирамиды $\{111\}$, что обусловлено совместной кристаллизацией минералов-концентраторов редких элементов (апатита, монацита) и отсутствием равновесия между цирконом и флюидом (расплавом).

Характер распределения редких и редкоземельных элементов в секторах роста разных простых форм отчетливо наблюдается на бинарных графиках (см. рис.3). Точки анализов отчетливо разделяются на два кластера: первый принадлежит области дипирамиды $\{111\}$, второй – области призмы $\{010\}$. Во второй кластер, в том числе, попадают аналитические точки 4, 5, 29, отнесение которых к какой-либо простой форме затруднено ввиду отсутствия надежных диагностических признаков. Значимая положительная корреляция отмечена только для таких элементов как HREE, LREE (рис.3, а) и REE, Y (рис.3, б). По соотношению Th и U, а также P и REE в составе циркона фигуративные точки не образуют характерного для них линейного тренда (рис.3, в, г), отражающего изоморфизм данных элементов [40, 41]. Постепенное снижение содержания редких и редкоземельных элементов наблюдается лишь внутри каждого кластера, а между ними на всех диаграммах отсутствует единый тренд изменения состава. Для исследуемого циркона в целом характерно очень низкое содержание U, как правило, не превышающее 1 ppm. В секторе роста призмы и участка с неоднозначными кристаллографическими индексами отношение Th/U преимущественно составляет 0,6-5,6, что соответствует магматическому циркону [5]. Для сектора роста дипирамиды установлено крайне высокое значение Th/U отношения в диапазоне 43-532, что присуще циркону щелочных пород [42].

Закономерное снижение содержания всех редких и редкоземельных элементов, за исключением Hf, происходит в направлении от центра к краю циркона (рис.5). Самой обогащенной является центральная зона, где отмечается повышенное содержание Y (500-650 ppm), Nb (200-800 ppm), Th (200-600 ppm), HREE (400-450 ppm), P (150-450 ppm). К краевым зонам содержание редких элементов закономерно снижается, составляя для дипирамиды: 250-300 ppm – Y, 80-600 ppm – Nb, 150-300 ppm – HREE, 30-150 ppm – Th, 10-100 ppm – P. Для призмы характерно резкое снижение уровня содержания примесей от центра к краю кристалла (до 20-60 ppm – Y; 30-150 ppm – HREE; 0,01-150 ppm – P; 0,5-2 ppm – Th). При этом значение Eu/Eu^* в пределах дипирамиды практически не изменяется, а значение Ce/Ce^* плавно повышается. Тенденция уменьшения содержания примесей от центральной к краевой зоне роста кристалла отражает изменение состава расплава. Содержание Hf, уровень которого, наоборот, повышается от центра к краю кристалла, может свидетельствовать об относительно медленном охлаждении при кристаллизации [43], что характерно и для циркона из полевошпатового пегматита Ильменских гор [39, 44].

В исследуемом кристалле стоит обратить внимание на распределение Ti, широко используемого при расчете температуры кристаллизации циркона «Ti-в-цирконе» [24]. В зонах роста граней дипирамиды и призмы содержится различное количество Ti. Так, для большинства анализируемых точек призмы содержание Ti находится в узком диапазоне 3-6 ppm, что соответствует температуре кристаллизации, рассчитанной по Ti-термометру, 700-650 °С, в центральной зоне роста призмы содержание Ti составляет 10-16 ppm (см. таблицу). Содержание Ti в секторе роста дипирамиды имеет более высокое значение (9-76 ppm), наблюдается тенденция к его уменьшению от центральной к краевой зоне кристалла (рис.5, а). Исследование диффузии Ti в цирконе [23] показало, что в



направлении удлинения циркона (оси L_4) диффузия происходит на несколько порядков быстрее, чем перпендикулярно этой оси. В центральной зоне роста исследуемого кристалла наблюдается максимальное содержание Ti – 61-76 ppm для темных в CL полос циркона и 15 ppm – для светлой полосы. Температура кристаллизации центральной зоны роста циркона, рассчитанная по Ti-термометру, составляет 960-780 °С. По мере приближения к краевым зонам роста дипирамиды содержание Ti уменьшается с 50 до 9 ppm, что соответствует температуре 910-740 °С. В зоне неоднозначной кристаллографической формы (точки 4, 5, 29) отмечается наименьшее содержание Ti (3-4 ppm), что соответствует температуре 670-650 °С. Данные значения совпадают в пределах погрешности с температурой кристаллизации циркона в секторе роста призмы. Можно предположить, что данная зона кристаллизовалась совместно с гранями призмы при сопутствующем частичном растворении граней дипирамиды, поскольку ребра граней дипирамиды и призмы преимущественно размыты. По данным статьи [37], образование пород щелочно-карбонатитового Ильмено-Вишневогорского комплекса протекало в температурном диапазоне 1000-490 °С, температура кристаллизации миаскитовых пегматитов составляла 750-590 °С, что согласуется с рассчитанными значениями для граней призмы (700-650 °С). Что касается температуры кристаллизации циркона в гранях дипирамиды, то, с одной стороны, полученные данные слишком высоки для кристаллизации миаскит-пегматита, даже при условии соблюдения допустимого уровня содержания Ti (не более 50 ppm) для термометра «Ti-в-цирконе» [24]. С другой стороны, наблюдается плавная тенденция к регрессии рассчитанной температуры от центральной к краевой зоне с 960 до 740 °С для дипирамиды и 700-650 °С для призмы, что может быть отражением термальной эволюции процесса кристаллизации циркона и расплава.

Выводы

1. Во внутреннем строении крупного кристалла циркона из миаскитового пегматита Вишневогорского массива обнаружена четко выраженная секториальность, которая коррелирует с изменением редкоземельного состава. В проявлении секториальности определяющими факторами являются различие содержания редких и редкоземельных элементов и фракционирование REE в пределах исследованного кристалла.

2. Секторы роста дипирамиды {111} и призмы {010} существенно различаются редкоземельным составом и степенью фракционирования REE. Сектор роста дипирамиды циркона по сравнению с сектором роста призмы характеризуется на порядок более высокими концентрациями редких элементов (Y, Nb, REE, Th и P), большим Th/U отношением и значением Eu/Eu*, а также более пологими спектрами распределения REE. Поэтому при изотопно-геохимических исследованиях, разработке геотермометров и других индикаторов необходимо учитывать возможное отличие примесного состава циркона в различных секторах и зонах роста кристалла с зонально-секториальным строением.

3. В направлении от центральной к краевой зоне кристалла установлено постепенное снижение содержания всех редких и редкоземельных элементов, за исключением Hf. Кроме того, отмечается плавная тенденция к регрессии температуры кристаллизации циркона от центра к краю от 960 до 740 °С для дипирамиды и до 700-650 °С для призмы, что может быть отражением термальной эволюции расплава. Можно предположить, что начало кристаллизации циркона происходило из сравнительно обогащенного редкими элементами расплава на ранних этапах кристаллизации пегматитовой жилы. Завершалась кристаллизация циркона при более низких температурах, вероятно, одновременно с образованием минералов-концентраторов REE, что привело к закономерному снижению содержания редких и редкоземельных элементов в расплаве и, как следствие, в кристаллизующемся из него цирконе.

Авторы выражают благодарность аналитикам С.Г.Симакину, Е.В.Потапову (ЯФ ФТИАН) и А.В.Антонову (ВСЕГЕИ) за аналитическое исследование циркона.



ЛИТЕРАТУРА

1. *Watson E.B., Liang Y.* A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: Implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks // *American Mineralogist*. 1995. Vol. 80 (11-12). P. 1179-1187. DOI: 10.2138/am-1995-11-1209
2. *Sturm R.* Internal morphology and crystal growth of accessory zircon from igneous rocks // *Zircon and Olivine*. United States, New York: Nova Science Publishers Inc, 2012. P. 37-65.
3. *Pupin J.P.* Zircon and granite petrology // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1980. Vol. 73. P. 207-220.
4. *Pupin J.P.* Granites as indicators in paleogeodynamics // *Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia*. 1988. Vol. 43. P. 237-262.
5. *Corfu F., M.Hanchar J., Hoskin P.W.O., Kinny P.* Atlas of zircon textures // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. Vol. 53 (1). P. 469-500. DOI: 10.2113/0530469
6. *Wang X., Kienast J.-R.* Morphology and geochemistry of zircon: a case study on zircon from the microgranitoid enclaves // *Science in China Series D: Earth Sciences*. 1999. Vol. 42. P. 544-552.
7. *Schwandt C.S., McKay G.A.* Minor- and trace-element sector zoning in synthetic enstatite // *American Mineralogist*. 2006. Vol. 91. P. 1607-1615. DOI: 10.2138/am.2006.2093
8. *Lofgren G.E., Huss G.R., Wasserburg G.J.* An experimental study of trace-element partitioning between Ti-Al-clinopyroxene and melt: Equilibrium and kinetic effects including sector zoning // *American Mineralogist*. 2006. Vol. 91. P. 1596-1606. DOI: 10.2138/am.2006.2108
9. *Stowell H., Zuluaga C.S., Boyle A., Bulman G.* Garnet sector and oscillatory zoning linked with changes in crystal morphology during rapid growth, North Cascades, Washington // *American Mineralogist*. 2011. Vol. 96. P. 1354-1362. DOI: 10.2138/am.2011.3759
10. *Кукуй А.Л., Скублов С.Г.* Геохимия редкоземельных элементов в исландских шпатах месторождений Сибирской платформы // *Доклады Академии наук*. 2008. Т. 418. № 2. С. 247-251.
11. *Rakovan J., Luo Y., Borkiewicz O.* Synchrotron microanalytical methods in the study of trace and minor elements in apatite // *Mineralogia*. 2008. Vol. 39. P. 31-40. DOI: 10.2478/v10002-008-0001-9
12. *Bosze S., Rakovan J.* Surface-structure-controlled sectoral zoning of the rare earth elements in fluorite from Long Lake, New York, and Bingham, New Mexico, USA // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. Vol. 66. Iss. 6. P. 997-1009. DOI: 10.1016/S0016-7037(01)00822-5
13. *Repina S.A.* Fractionation of REE in the xenotime and florencite paragenetic association from Au-REE mineral occurrences of the Nether-Polar Urals // *Geochemistry International*. 2011. Vol. 49. P. 868-887. DOI: 10.1134/S0016702911090060
14. *Repina S.A., Khiller V.V., Makagonov E.P.* Microheterogeneity of crystal growth zones as a result of REE fractionation // *Geochemistry International*. 2014. Vol. 52. P. 1057-1071. DOI: 10.1134/S0016702914100085
15. *Луфунди Матондо И.П., Иванов М.А.* Состав и вероятный коренной источник колумбита из аллювиальных отложений района Маюко (Республика Конго) // *Записки Горного института*. 2020. Т. 242. С. 139-149. DOI: 10.31897/PMI.2020.2.139
16. *Гаврильчик А.К., Скублов С.Г., Котова Е.Л.* Особенности редкоэлементного состава берилла из Уральских Изумрудных копей // *Минералогия*. 2021. Т. 7. № 3. С. 32-46. DOI: 10.35597/2313-545X-2021-7-3-2
17. *Гаврильчик А.К., Скублов С.Г., Котова Е.Л.* Редкоэлементный состав берилла из месторождения Шерловая Гора, Юго-Восточное Забайкалье // *Записки Российского минералогического общества*. 2021. Т. 150. С. 69-82. DOI: 10.31857/S0869605521020052
18. *Abdel Gawad A.E., Ene A., Skublov S.G. et al.* Trace Element Geochemistry and Genesis of Beryl from Wadi Nugrus, South Eastern Desert, Egypt // *Minerals*. 2022. Vol. 12 (2). № 206. DOI: 10.3390/min12020206
19. *Vavra G.* On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1990. Vol. 106. P. 90-99.
20. *Vavra G., Gebauer D., Schmid R., Compston W.* Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1996. Vol. 122. P. 337-358.
21. *Skublov S.G., Berezin A.V., Li X.H. et al.* Zircons from a Pegmatite Cutting Eclogite (Gridino, Belomorian Mobile Belt): U-Pb-O and Trace Element Constraints on Eclogite Metamorphism and Fluid Activity // *Geosciences*. 2020. Vol. 10. № 197. DOI: 10.3390/geosciences10050197
22. *Скублов С.Г., Лу С.Х.* Аномальная геохимия циркона из Ястребецкого редкометалльного месторождения (SIMS-и TOF-исследование) // *Записки Горного института*. 2016. Т. 222. С. 798-802. DOI: 10.18454/PMI.2016.6.798
23. *Bloch E.M., Jollands M.C., Tollan P. et al.* Diffusion anisotropy of Ti in zircon and implications for Ti-in-zircon thermometry // *Earth and Planetary Science Letters*. 2022. Vol. 578. № 117317. DOI: 10.1016/j.epsl.2021.117317
24. *Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. Vol. 151. P. 413-433. DOI: 10.1007/s00410-006-0068-5
25. *Попова В.И., Чесноков Б.В.* Анатомия кристаллов циркона из щелочных пегматитов Вишневых гор // *Онтогенез пегматитов Урала*. Свердловск: Уральский научный центр АН СССР, 1980. С. 91-101.
26. *Sturm R.* Imaging of growth banding of minerals using 2-stage sectioning: application to accessory zircon // *Micron*. 2004. Vol. 35. Iss. 8. P. 681-684. DOI: 10.1016/j.micron.2004.05.001
27. *Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G.* Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies // *Geochemistry International*. 2008. Vol. 46. P. 912-927. DOI: 10.1134/S001670290809005X
28. *Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N. et al.* Archaeo- to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian eclogite province in the Gridino area, Fennoscandian Shield: Geochronological // *Gondwana Research*. 2014. Vol. 25. Iss. 2. P. 585-613. DOI: 10.1016/j.gr.2013.02.014
29. *McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // *Chemical geology*. 1995. Vol. 120. Iss. 3-4. P. 223-253. DOI: 10.1016/0009-2541(94)00140-4



30. Недосекова И.Л., Прибавкин С.В. Миаскиты, карбонатины и фениты Вишневогорского массива // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2010. С. 83-105.
31. Попов В.А., Попова В.И. Щелочные пегматиты Вишневых гор // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. 2010. С. 97-105.
32. Роненсон Б.М. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометалльного оруденения. М.: Недра, 1966. 173 с.
33. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. Vol. 53 (1). P. 27-62. DOI: 10.2113/0530027
34. Harley S.L., Kelly N.M. Zircon tiny but timely // Elements. 2007. Vol. 3. № 1. P. 13-18. DOI: 10.2113/gselements.3.1.13
35. Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. Общие закономерности состава цирконов из эглогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эглогитов Беломорского подвижного пояса // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 470-494.
36. Chamberlain K.J., Wilson C.J.N., Wooden J.L. et al. New perspectives on the Bishop Tuff from zircon textures, ages and trace elements // Journal of Petrology. 2014. Vol. 55. Iss. 2. P. 395-426. DOI: 10.1093/petrology/egt072
37. Недосекова И.Л., Владыкин Н.В., Прибавкин С.В., Баянова Т.Б. Ильмено-Вишневогорский миаскит-карбонатитовый комплекс: происхождение, рудоносность, источники вещества (Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. № 2. С. 157-181.
38. Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2010. 144 с.
39. Levashova E.V., Skublov S.G., Popov V.A. Distribution of trace elements controlled by sector and growth zonings in zircon from feldspathic pegmatites (Ilmen Mountains, the Southern Urals) // Geosciences. 2021. Vol. 11 (1). P. 20. DOI: 10.3390/geosciences11010007
40. Finch R.J., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Burns P.C. Rare-earth elements in synthetic zircon: Part 2. A singlecrystal X-ray study of xenotime substitution // American Mineralogist. 2001. Vol. 86 (5-6). P. 681-689. DOI: 10.2138/am-2001-5-608
41. Hoog de J.C.M., Lissenberg C.J., Brooker R.A. et al. Hydrogen incorporation and charge balance in natural zircon // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2014. Vol. 141. P. 472-486. DOI: 10.1016/j.gca.2014.06.033
42. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.U. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. Vol. 143 (5). P. 602-622. DOI: 10.1007/s00410-002-0364-7
43. Melnik O.E., Bindeman I.N. Modeling of trace elemental zoning patterns in accessory minerals with emphasis on the origin of micrometer-scale oscillatory zoning in zircon // American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials. 2018. Vol. 103. № 3. P. 355-368. DOI: 10.2138/am-2018-6182
44. Попова В.И. Возможности нейтронно-активационной радиографии для выявления картин зональности и секториальности элементной и изотопной неоднородности состава крупных кристаллов минералов // Минералогия. 2015. № 1. С. 25-33.

Авторы: **Е.В.Левашова**, канд. геол.-минерал. наук, младший научный сотрудник, levashova.kateryna@yandex.ru, <https://orcid.org/0000-0002-0814-1428> (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия), **В.А.Попов**, д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник, <https://orcid.org/0000-0001-6623-9450> (Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии Уральского отделения РАН, Миасс, Россия), **Д.С.Левашов**, канд. техн. наук, доцент, <https://orcid.org/0000-0003-2776-5153> (Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия), **Н.А.Румянцева**, аспирант, <https://orcid.org/0000-0002-1173-4101> (Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.