

ГРАНАТ-ГЛАУКОФАНОВЫЕ СЛАНЦЫ ТАШЛИНСКОГО БЛОКА МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2015 г. П. М. Вализер*, А. А. Краснобаев**, А. И. Русин**, А. А. Зворыгина**

**Ильменский государственный заповедник
456317, г. Муасс, Ильменский заповедник
E-mail: valizer@ilmeny.ac.ru*

***Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7*

Поступила в редакцию 19.02.2015 г.

Принята к печати 26.03.2015 г.

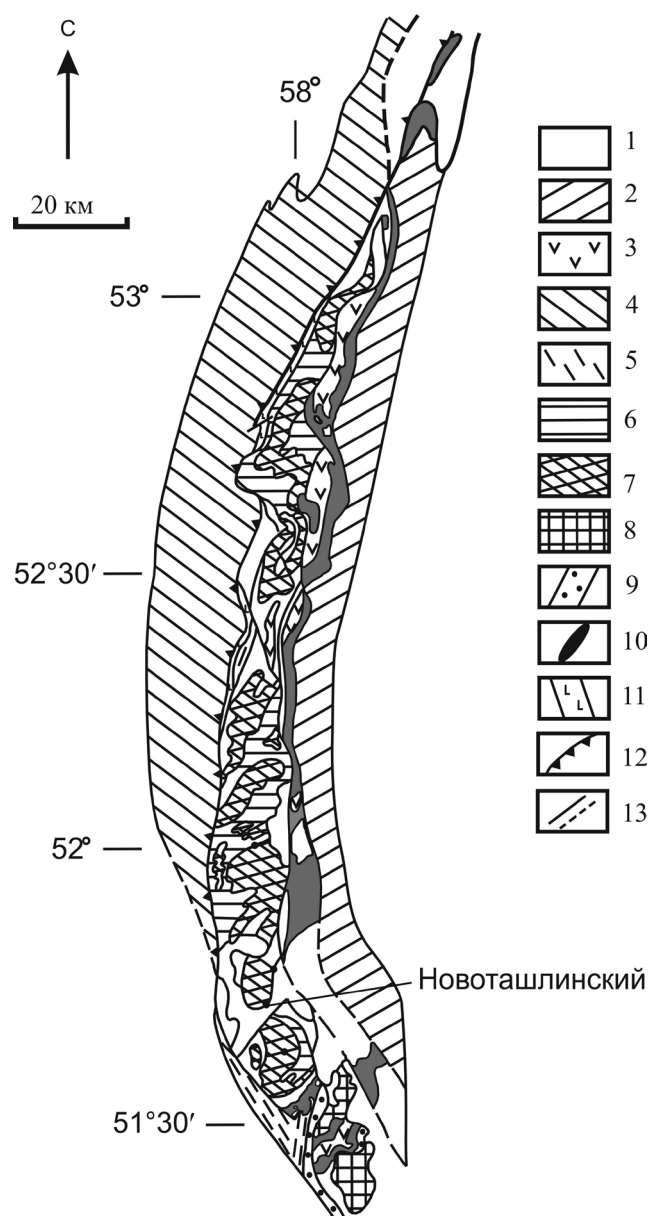
На основе новых минералого-петрологических и изотопно-хронологических данных рассматривается вопрос о природе и формировании гранат-глаукофановых сланцев, ассоциированных с антигоритовыми серпентинитами. Эти породы залегают непосредственно в подошве антигоритовых серпентинитов, чего не наблюдалось в других районах комплекса. На основе петрогеохимических параметров гранат-глаукофановых сланцев и минералогических особенностей цирконов они относятся к ортопородам, субстратом которых были диопсидовые габбро с возрастом около 670 млн лет. Изотопные датировки циркона ($(444.9 \pm 4.7) - (401.1 \pm 5.2)$ млн лет), глаукофана (406.0 ± 4.6 млн лет) и фенгита (393.1 ± 3.8 млн лет) из гранат-глаукофановых сланцев дают основание полагать, что голубосланцевый метаморфизм ($T = 455 - 544^\circ\text{C}$, $P = 9.5 - 12$ кбар) в нижней пластине Ташлинского блока проявился до эклогитовой кристаллизации в метатерригенной единице максютовского комплекса. Процесс диафтореза, замещение глаукофана винчит-актинолитом ($T = 375 - 393^\circ\text{C}$, $P \leq 9$ кбар) характеризуется возрастом 323 ± 8.8 (по циркону)– 333.0 ± 4.6 (по глаукофану) млн лет. Анализ парагенезисов метабазитовых включений в верхней серпентинитовой пластине указывает на более высокие P - T параметры их метаморфизма, вероятно сопоставимые с метаморфизмом Утарбаевской мафит-ультрамафитовой единицы. Полученные новые данные позволяют рассматривать Ташлинский блок в качестве самостоятельного подразделения в аккреционной структуре максютовского комплекса, обладающего целым рядом специфических особенностей, которые указывают на необходимость внесения корректив в традиционные схемы последовательности развития метаморфических процессов и геодинамических обстановок их проявления.

Ключевые слова: *гранат-глаукофановый сланец, гранат, глаукофан, изотопный возраст, Ташлинский блок, максютовский комплекс.*

ВВЕДЕНИЕ

Взаимоотношение эклогитов, глаукофановых пород и сланцев с омфацитом и глаукофаном в высокobarических комплексах мира рассматриваются с разных точек зрения (Добрецов, 1974; Френкель и др., 2001; Gomez-Pugnaire et al., 1997; Gao et al., 1999): эклогиты, глаукофановые породы и сланцы с натриевым пироксеном и глаукофаном 1) образуются при разных термодинамических условиях и на разных этапах высокobarического метаморфизма, т.е. замещая друг друга; 2) формируются при аналогичных термодинамических параметрах, но разных геохимических режимах. Одной из важнейших проблем метаморфической истории максютовского комплекса является вопрос о соотношении эклогитовой кристаллизации и голубосланцевого метаморфизма, интенсивно проявленного в жадеитовых и жадеит-диопсидовых эклогитах и породных ассоциациях метатерригенной единицы. Большинство исследова-

телей (Ленных, 1977; Ленных, Вализер, 1986; Шацкий и др., 1997; Лепезин и др., 2006; Русин, 2007; Lennykh et al., 1995; Dobretsov et al., 1996; Lennykh, Valizer, 1999) относят появление глаукофана к регрессивному этапу высокobarического метаморфизма. Вместе с тем неоднократно высказывались предположения о полихронности глаукофанового метаморфизма. Предполагалось проявление его второго этапа в восточной части комплекса, в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) (Добрецов, 1974). К этому этапу преобразований относились массивные глаукофансодержащие метабазиты района пос. Новоташлинский, которые, возможно, могли быть палеозойскими зеленокаменными породами. Результаты геологического, петролого-минералогического и изотопно-геохронологического исследования породных ассоциаций Ташлинского “блока” позволяют внести существенные коррективы в представления о его строении и особенностях проявления голубосланцевого метаморфизма.



КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСА

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс расположен в юго-восточной части западного склона Южного Урала и представляет собой узкий тектонический блок шириной 12–16 км и протяженностью более 180 км, характеризующийся сложной складчато-надвиговой структурой и многоэтапной историей метаморфизма. Восточной его границей является серпентинитовый меланж ГУР, к востоку от которого развиты девонские известково-щелочные вулканы Магнитогорской островной дуги, перекрытые в приразломной зоне отложениями зилайского флиша (D_3-C_1). Западным ограничением максютовского комплекса служит Янтышевско-Юлукский надвиг, отделяющий его от квар-

Рис. 1. Структурная схема максютовского комплекса (Lennykh, Valizer, 1999).

1 – мезозойские и кайнозойские отложения, 2 – зилайский флиш (D_3-C_1), 3 – силурийские отложения и вулканы, 4 – кварцитосланцевые толщи суваянского комплекса, 5 – бластомилониты, 6 – верхняя осадочно-вулканогенная единица максютовского комплекса, 7 – нижняя эклогитсодержащая единица максютовского комплекса, 8 – ультрамафиты Халиловского массива, 9 – амфиболиты, 10 – серпентиниты и серпентинитовый меланж, 11 – диабазовые дайки, 12 – Янтышевско-Юлукский надвиг, 13 – тектонические нарушения.

Fig. 1. Geologic map of Maksutov complex (Lennykh, Valizer, 1999).

1 – Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks, 2 – Zilaire flysch (D_3-C_1), 3 – Silurian metavolcanic and metasedimentary rocks, 4 – quartzites and quartzite schist strata of Suvanyak complex, 5 – blastomylonites, 6 – structurally-upper metavolcanic and metasedimentary unit of Maksutov complex, 7 – structurally-lower eclogite unit of Maksutov complex, 8 – ultramafic rocks of Chalilovsky massif, 9 – amphibolites, 10 – serpentinites and serpentinite melange, 11 – diabase dykes, 12 – Yantyshev-Yuluk thrust, 13 – faults.

цитосланцевых толщ суваянского комплекса, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, и разрезов осадочных пород пассивной окраины Восточно-Европейского кратона (рис. 1).

В пределах комплекса было принято (Вализер, Ленных, 1988; Lennykh et al., 1995; Dobretsov et al., 1996; Lennykh, Valizer, 1999) выделять две тектонически совмещенные структурно-вещественные единицы (“серии”): нижнюю – “субконтинентальную” – и верхнюю – “офиолитоподобную”. Геологические, структурные и изотопно-хронологические данные, полученные нами в последнее время (Вализер и др., 2011, 2013а, б; Русин и др., 2014), позволяют предполагать, что формирование максютовского комплекса произошло при аккреции значительно большего числа структурно-вещественных единиц: 1) ультравысокобарическая (УНР) эклогит-периодитовая ассоциация – оливин-энстатитовые породы и (горячие) жадеитовые и жадеит-диопсидовые эклогиты; 2) высоко-ультравысокобарическая (НР-УНР) мафит-ультрамафитовая породная ассоциация – антигоритовые серпентиниты, гранат-клинопироксеновые и лавсонитсодержащие породы; 3) метатерригенная – кварцито-сланцевая с телами (холодных) гранат-омфацил-глаукофановых эклогитов, гранат-глаукофановых и хлормелонитовых пород; 4) винчит-зеленосланцевая “офиолитоподобная” – метавулканы, слюдяные и графитистые кварцитосланцы; 5) палеозойские образования. Каждая структурно-вещественная единица характеризуется различными обстановками и временем формирования исходного субстрата. Изотопно-хронологические данные, охватывающие интервал от 365 до 416 млн лет и полученные в основном по фенгиту или фенгиту, омфациту

Рис. 2. Схематическая геологическая карта фрагмента Ташлинского блока в районе пос. Новоташлинский.

1 – гранат-глаукофановые и глаукофан-клиноцоизитовые сланцы, 2 – эпидот-кросситовые сланцы, 3 – гранат-слюда-кварцевые сланцы, 4 – графитистые кварциты, 5 – зеленые сланцы местами с гранатом, 6 – зеленокаменные породы местами с гранатом, 7 – мраморы, 8 – гранат-клинопироксеновые и гранат-хлоритовые породы, 9 – антигоритовые серпентиниты, 10 – элементы залегания (а – сланцеватости, б – шарниров складок), 11 – поверхность надвига и другие контакты, 12 – место отбора пробы.

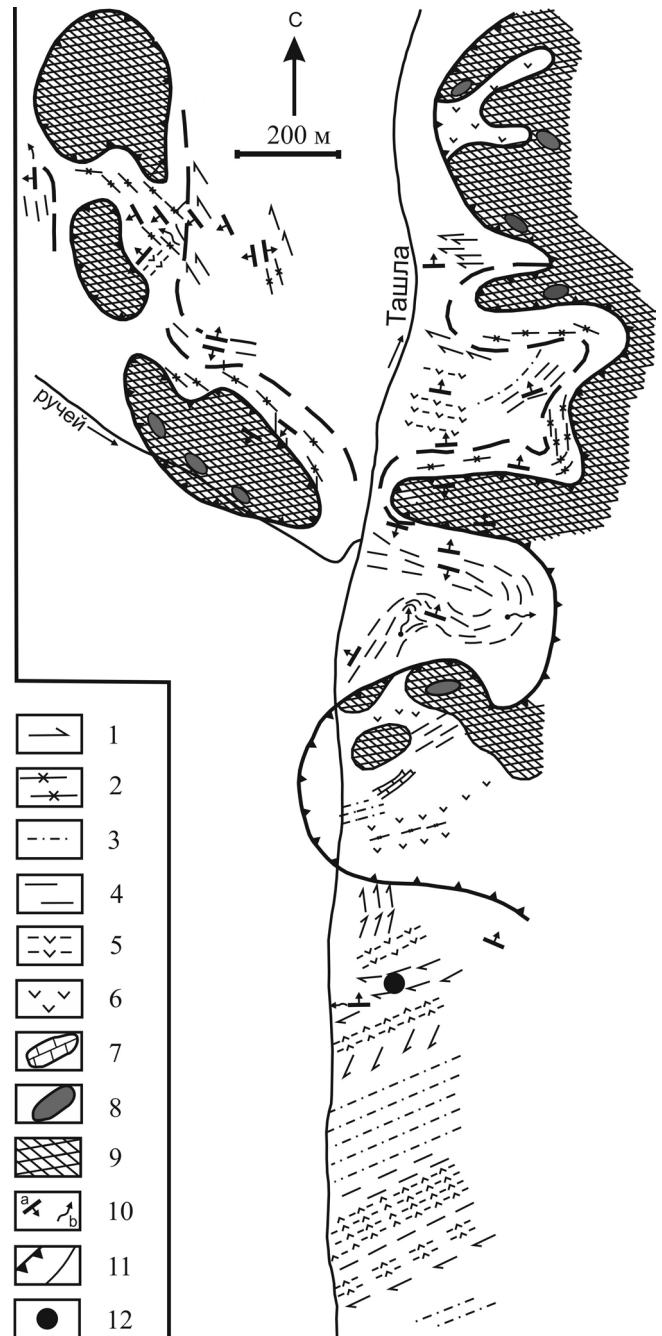
Fig. 2. Simplified geological map of part of Tashlinsky block which located near Novotashlinsky settling.

1 – garnet-glaucophane and glaucophane-clinozoisite schists, 2 – epidote-crossite schists, 3 – garnet-mica-quartz schists, 4 – graphite quartzites, 5 – greenschists in places with garnet, 6 – greenstones in places with garnet, 7 – marbles, 8 – garnet-clinopyroxene and garnet-chlorite rock, 9 – antigorite serpentinite, 10 – elements of bedding (a – foliation, б – fold hinge), 11 – thrust surface and other contacts, 12 – sample location.

и глаукофану из эклогитов “метатерригенной единицы”, послужили основанием для заключений о связи высокobarического метаморфизма максютовского комплекса с коллизией Магнитогорской островной дуги и утоненной окраины Восточно-Европейского континента, а также наложенности голубосланцевого метаморфизма (Шацкий и др., 1997; Лепезин и др., 2006; Matte et al., 1993; Beane, Connelly, 2000; Glodny et al., 2002). Подробная информация по проблемам метаморфизма и возраста породных ассоциаций комплекса изложена в многочисленных работах (Добрецов, 1974; Ленных, 1977; Ленных, Вализер, 1986; Пучков, 1987, 2000; Добрецов и др., 1989; Вализер, Ленных, 1988; Краснобаев и др., 1998; Лепезин и др., 2006; Русин, 2007; Вализер и др., 2013а, б; Glodny et al., 2002; и др.).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Микрозондовый анализ состава минералов выполнен на растровом микроскопе РЭММА-202М с микроанализатором в лаборатории КМИИ Института минералогии (аналитик В.А. Котляров). Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток на образце $H \cdot 10^{-10}$ А. Стандарты: AstJMEХ scientific Limited MJNM 25–53 Mineral Mount serial № 01–044. Химические анализы породы и слюды получены атомно-абсорбционным методом в лаборатории ИГЗ УрО РАН (аналитики Н.В. Шаршueva). Применялись государственные стандарты образцов (мас. %): SiO_2 – 61.66, TiO_2 – 1.19, Al_2O_3 – 61.66, Fe_2O_3 – 4.65, FeO – 3.45, MnO – 0.19, CaO – 3.54, Na_2O – 6.16, K_2O – 4.28, P_2O_5 – 0.33. Содержания РЗЭ и РЭ определены на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой ELAN-9000 в ЦКП УрО РАН “Геоаналитик”. U-Pb возраст цирконов установлен



на микрозонде SHRIMP II в ЦНИИ ВСЕГЕИ по известной методике (Williams, 1998). Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы “Микромасс” (АЦ ИГМ, г. Новосибирск, аналитик А.В. Травин) по стандартным процедурам (Лиханов и др., 2011).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЯ ГЛАУКОФАНСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

Изучение породных ассоциаций в районе пос. Новоташлинский (рис. 2) показало, что они

слагают аккреционный блок, состоящий из серии тектонических пластин. В верхней пластине обнажаются фрагменты мафит-ультрамафитовой ассоциации: антигоритовые серпентиниты с телами гранат-клинопироксеновых, гранат-клинопироксен-хлоритовых и хлорит-кальцитовых пород. По строению и составу данная ассоциация имеет сходство с подобными образованиями в других районах комплекса, но отличается отсутствием лавсонит-содержащих пород в метасоматических ореолах. В залегающих ниже тектонических пластинах обнаруживается значительное разнообразие породных ассоциаций. Непосредственно ниже контакта с антигоритовыми серпентинитами прослеживается зона шириной до 20–50 м массивно-полосчатых гранат-кроссит-эпидотовых сланцев и переслаивающихся полос гранат-фенгит-глаукофановых и гранат-пироксен-глаукофан-хлоритовых пород и сланцев. Подстилающие образования представлены графитистыми и слюдяными кварцитосланцами и сланцами. В породах зафиксирована сложная система складок с шарнирами СЗ и СВ падения, на которую накладывается поздняя складчатость с меридиональными шарнирами складок.

Гранат-кроссит-эпидотовые сланцы имеют темно-синюю окраску, полосчатую или линзовидно-полосчатую текстуру, нематогранобластовую структуру основной ткани. Сложены гранатом (3–5%), кросситом (30–35%), эпидотом (30–45%), мусковитом (2–5%), плагиоклазом и кварцем (до 20%), актинолитом, хлоритом, магнетитом и титанитом. Порфиобласты граната (размером 1–2 мм) бесформенны и раздроблены, по трещинам развит плагиоклаз, фенгит и актинолит. Кроссит образует призмы размером 0.1–2 мм, вытянут по сланцеватости, слагает полосы и линзы, чередующиеся с полосами, сложенными цоизит-пистацитом, плагиоклазом и кварцем. По кросситу развит тремолит, а плагиоклаз переполнен мелкими иголками тремолита.

Гранат-пироксен-глаукофан-хлоритовые породы имеют пятнистую и линзовидно-полосчатую текстуру, представленную пятнами и скоплениями зерен глаукофана, плагиоклаза, кварца и хлорита или чередующимися полосами пироксен-глаукофана и эпидота. По минеральному составу (гранат 3–5%, клинопироксен 10–20, глаукофан 10–20, эпидот 20–50, фенгит до 5, плагиоклаз + кварц 5–20, хлорит 5–10% и титанит) они близки гранат-кроссит-эпидотовым сланцам. Клинопироксен замещается мелкошестичленным глаукофаном и хлоритом. Зерна плагиоклаза содержат включения мелкоигольчатого тремолита. В зернах граната наблюдаются включения кварца, плагиоклаза и хлоритовые каймы.

Гранат-фенгит-глаукофановые сланцы имеют голубой цвет, сланцевато-полосчатую текстуру, порфиобластовую структуру. Порфиобласты граната (размером 2–3 мм) иногда сохраняют грани ромбодекаэдра, в центре кристаллы содер-

жат включения плагиоклаза, кварца и хлоритовую кайму. Основная ткань нематобластовой структуры представлена (%): глаукофаном (30–55), эпидотом (20–30), фенгитом (до 5), плагиоклазом и кварцем (5–20), хлоритом (2–10), тремолитом (>10). Тремолит и хлорит развиты по глаукофану.

МИНЕРАЛЫ

Гранат в гранат-кроссит-эпидотовых сланцах присутствует в незначительном (до 2–3%) количестве. Представлен двумя разновидностями. Спессартин-гроссуляр-альмандин характеризуется высоким содержанием марганца ($Sps = 39–16$ мол. %), в кристаллах которого определены включения диопсида, фенгита и хлорита (табл. 1). Гроссуляр-альмандин имеет низкое содержание марганца ($Sps \leq 1.5$ мол. %) и более высокое содержание магния (до 4.5 мол. %) и кальция ($Ca\text{-}comp = 34–37$ мол. %). Включения в кристаллах данного граната представлены омфацином, железистым глаукофаном (кросситом) и эпидотом. Кристаллы гранатов зональны, с замещением от центра к краю зерна марганца на железо и кальция на железо + магний (рис. 3а). Гранат в гранат-фенгит-глаукофановых сланцах образует крупные (1.5–2.5 мм) порфиобласты и слагает скопления и полосы из мелких зерен в плоскостях расщепления в ассоциации с глаукофаном. Порфиобластовый гранат имеет состав гроссуляр-альмандина с высоким содержанием марганца ($Sps \leq 17$ мол. %), с прямой зональностью, выраженной в замещении марганца железом от центра к краю кристалла (см. табл. 1, рис. 3а). Содержит включения эпидота, глаукофана, кварца и титанита. Мелкий гранат соответствует гроссуляр-альмандину с низким содержанием марганца ($Sps \leq 1.3$ мол. %), неоднороден (см. табл. 1, рис. 3а).

Гранат в гранат-кроссит-эпидотовых и гранат-фенгит-глаукофановых сланцах отличается от акцессорного граната из антигоритовых серпентинитов более низким содержанием кальция: 1) $c = Py_2Alm_{21-28}Sps_{21-32}Grs_{45-51}$, $r = Py_{3-4}Alm_{36-40}Sps_4Grs_{53-56}$; 2) $Py_3Alm_{40}Sps_{14}Grs_{43}$, и разным типом зональности: 1) $Fe \rightarrow Mn$ и $Fe(Mg) \rightarrow Ca$, 2) $Ca \rightarrow Mn$ соответственно, содержит включения омфацина и пумпеллиита. Аналогичные различия наблюдаются и с гранатом гранат-клинопироксеновых пород: 1) $c = Py_2Alm_{56}Sps_{0.5}Grs_{41.5}$, $r = Py_{3-4}Alm_{30}Sps_{0.1}Grs_{65.9}$; 2) $c = Py_2Alm_{40}Sps_{0.21}Grs_{37}$, $r = Py_7Alm_{41}Sps_{0.2}Grs_{51.8}$, которые содержат включения диопсида, омфацина, хлорита, клиноцоизита, парагонита и мусковита (см. рис. 3а).

Амфибол в гранат-кроссит-эпидотовых сланцах представлен призматическими кристаллами, образует полосы мощностью первые сантиметры. Отвечает железистому глаукофану (кросситу) при отношении $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 0.6/0.4$. Для его состава характерно высокое содержание кремнезема

Таблица 1. Химический состав и кристаллохимические формулы минералов гранат-глаукофановых сланцев (мас. %)**Table 1.** Mineral and stoichiometric composition of minerals of the garnet-glaucophane schist samples from Maksutov complex (wt %)

1																	
Ком- по- нент	Grt		Omp		Grt	Gl	Ep	Grt		Di			Grt		Ph	Chl	Gl
	с	г	Inkl в Grt			Inkl в Grt		с	г	Inkl в Grt			с	г	Inkl в Grt		
SiO ₂	37.6	37.6	51.9	54.0	37.5	53.6	38.5	37.4	37.4	53.4	52.5	50.1	36.9	37.2	51.8	27.5	54.8
TiO ₂	0.14	0.00	0.11	0.10	0.04	0.10	0.62	0.12	0.26	0.22	0.42	0.12	0.11	0.15	0.08	0.23	0.00
Al ₂ O ₃	20.2	21.2	6.86	8.86	20.7	11.9	24.0	20.0	20.3	2.68	3.90	8.20	19.7	20.8	25.4	15.9	7.80
FeO	27.7	27.4	13.5	10.3	27.4	18.1	10.7	19.6	20.3	6.91	6.06	14.6	16.9	25.9	6.88	31.5	20.2
MnO	0.48	0.05	0.00	0.00	0.65	0.03	0.00	9.69	7.69	0.28	0.19	1.44	17.1	7.03	0.18	1.53	0.16
MgO	0.89	1.11	7.01	6.24	0.81	6.08	0.39	0.44	0.49	14.3	15.1	5.54	0.66	1.27	3.20	10.5	7.16
CaO	12.9	12.0	15.1	13.7	12.5	1.47	23.7	12.6	13.1	20.1	18.5	15.6	8.29	7.52	0.10	0.14	0.43
Na ₂ O	0.00	0.00	4.84	6.43	0.00	6.57	0.00	0.00	0.00	2.03	2.67	4.49	0.00	0.00	0.00	0.00	7.53
K ₂ O	0.00	0.00	0.09	0.04	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	10.2	1.80	0.00
Σ	99.91	99.36	99.41	99.67	99.60	97.93	97.91	99.85	99.54	99.92	99.34	100.1	99.66	99.87	97.84	89.10	98.08
Коэффициенты кристаллохимической формулы																	
Si	3.00	3.00	1.93	1.97	3.00	7.59	3.01	3.00	3.00	1.95	1.91	1.87	3.00	2.99	3.36	2.99	7.77
Al	1.90	2.00	0.30	0.38	1.95	1.98	2.21	1.89	1.92	0.11	0.17	0.36	1.88	1.98	1.94	2.03	1.31
Ti	0.01	0.00	—	—	—	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	—	0.02	0.00
Fe	1.84	1.83	0.42	0.31	1.83	2.14	0.70	1.33	1.36	0.21	0.18	0.46	1.14	1.74	0.37	2.86	2.39
Mn	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.66	0.52	0.01	0.01	0.05	1.17	0.48	0.01	0.14	0.02
Mg	0.11	0.14	0.39	0.34	0.10	1.28	0.05	0.03	0.06	0.78	0.82	0.31	0.08	0.15	0.31	1.69	1.51
Ca	1.11	1.03	0.60	0.54	1.07	0.22	1.99	1.08	1.12	0.79	0.72	0.62	0.72	0.65	0.01	0.02	0.09
Na	—	—	0.35	0.46	—	1.80	—	—	—	0.14	0.18	0.33	—	—	0.00	—	2.07
K	—	—	0.01	—	—	0.02	—	—	—	0.00	0.00	—	—	—	0.84	0.25	0.00
Mg#	0.05	0.07	0.48	0.52	0.05	0.38	*0.24	0.06	0.03	0.78	0.81	0.38	0.03	0.06	0.45	0.36	0.39

1										2							
Ком- по- нент	Win	Gl	Bar	Tr	Gl	Bar	Chl	Ab	Ep	Grt ₁			Grt ₂		Gl		
	k	с	k	k	с	k				с	i	г	с	г	1	2	3
SiO ₂	55.1	56.2	48.7	54.7	55.7	51.00	25.9	66.8	38.5	37.3	37.3	37.5	37.5	37.5	56.9	55.5	55.4
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	1.60	0.16	0.32	0.30	0.12	0.09	0.07	0.08	0.00
Al ₂ O ₃	2.12	9.42	4.64	1.08	10.7	3.21	19.2	19.6	22.4	21.0	20.6	21.1	21.4	21.0	10.3	10.4	8.71
FeO	19.8	16.8	24.0	15.9	14.2	22.7	29.2	1.17	15.3	23.4	21.0	30.0	29.9	30.5	14.6	15.3	15.2
MnO	0.30	0.00	0.37	0.35	0.02	0.22	1.69	0.00	0.56	7.12	1.88	0.38	0.31	0.36	0.00	0.00	0.00
MgO	11.3	8.22	8.78	14.7	8.80	10.1	13.4	0.00	0.62	0.55	1.07	1.26	1.41	1.42	8.56	8.70	9.71
CaO	5.59	0.24	7.62	9.42	0.37	7.09	0.00	0.31	21.0	10.5	9.69	9.34	9.33	8.98	0.92	1.19	2.40
Na ₂ O	3.38	6.76	2.94	1.49	7.68	3.30	0.00	11.2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.82	7.03	6.49
K ₂ O	0.11	0.13	0.49	0.14	0.15	0.22	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ	97.70	97.77	97.54	97.78	97.62	97.93	89.39	99.22	99.98	100.03	91.86	99.88	99.97	99.85	98.17	98.20	97.91
Коэффициенты кристаллохимической формулы																	
Si	7.85	7.81	7.22	7.77	7.76	7.45	2.75	2.95	2.89	2.99	3.00	3.00	3.00	3.00	7.86	7.71	7.76
Al	0.36	1.54	0.81	0.18	1.76	0.55	2.40	1.02	2.14	1.98	1.95	1.99	2.01	1.98	1.68	1.70	1.44
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	—	0.10	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	—
Fe	2.36	1.95	2.98	1.89	1.65	2.77	2.58	0.04	0.94	1.56	1.95	2.01	1.99	2.04	1.69	1.78	1.77
Mn	0.04	0.00	0.05	0.04	—	0.03	0.15	—	0.03	0.48	0.13	0.03	0.02	0.03	—	—	—
Mg	2.39	1.70	1.94	3.12	1.83	2.19	2.12	—	0.07	0.08	0.13	0.15	0.17	0.17	1.76	1.80	2.03
Ca	0.85	0.04	1.21	1.43	0.06	1.11	0.00	0.02	1.83	0.90	0.83	0.80	0.80	0.77	0.14	0.18	0.36
Na	0.93	1.82	0.85	0.41	2.07	0.94	0.00	0.96	—	—	—	—	—	—	1.83	1.90	1.76
K	0.02	0.02	0.09	0.03	0.03	0.04	0.00	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg#	0.50	0.47	0.39	0.62	0.53	0.44	0.44	—	*0.29	0.03	0.06	0.07	0.08	0.08	0.51	0.50	0.53

Табл. 1. Окончание

Table 1. End

Ком- по- нент	2																3	4	5
	<i>Gl</i>		<i>Gl</i>	<i>Win</i>	<i>Gl</i>	<i>Win</i>	<i>Ph</i>		<i>Ep</i>		<i>Tr</i>		<i>Ab</i>	<i>Ttn</i>	<i>Chl</i>		<i>Ph</i>		
	с	г	с	г	с	г	1	2	1	2	1	2			1	2			
SiO ₂	56.6	55.5	56.5	52.6	56.7	52.1	52.5	52.3	37.6	37.8	52.8	54.7	68.5	29.9	25.9	25.4	49.6	51.5	51.1
TiO ₂	0.05	0.00	0.01	0.00	0.06	0.06	0.38	0.12	0.00	0.01	0.16	0.00	0.00	35.6	0.00	0.00	0.55	0.53	0.53
Al ₂ O ₃	4.96	10.1	10.6	2.83	9.93	3.76	25.7	24.5	24.6	23.3	2.67	2.01	19.5	2.42	16.7	16.6	24.1	23.9	24.3
FeO	17.7	14.6	13.6	19.2	14.9	19.7	3.45	4.59	11.4	13.5	19.2	13.7	0.00	3.35	33.4	37.6	6.33	4.86	6.70
MnO	0.07	0.00	0.00	0.08	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.65	0.53	0.00	0.00	0.80	0.31	0.47	0.00	0.00	0.00
MgO	11.5	9.22	8.64	12.3	8.72	11.3	3.57	3.78	0.29	0.05	12.2	16.5	0.00	0.00	12.9	10.8	2.62	3.67	3.69
CaO	2.24	1.24	0.61	8.81	1.26	8.07	0.00	0.00	24.3	22.9	9.80	11.0	0.08	26.9	0.00	0.00	0.33	0.25	0.36
Na ₂ O	4.44	6.83	7.23	1.79	6.12	2.45	0.00	0.00	0.00	0.00	1.23	1.04	11.7	0.00	0.00	0.00	0.36	0.20	0.00
K ₂ O	0.11	0.11	0.13	0.19	0.17	0.31	10.1	10.4	0.00	0.00	0.06	0.13	0.10	0.00	0.00	0.00	10.4	10.0	9.90
Σ	97.67	97.60	97.32	97.80	97.86	97.92	95.70	95.69	98.19	98.21	98.65	99.08	99.88	98.97	89.21	90.87	94.29	94.91	96.58
Коэффициенты кристаллохимической формулы																			
Si	7.79	7.73	7.88	7.56	7.86	7.52	3.45	3.46	2.93	2.97	7.57	7.64	3.00	0.92	2.76	2.74	3.42	3.46	3.43
Al	0.80	1.66	1.74	0.48	1.62	0.64	1.99	1.91	2.16	2.16	0.45	0.33	1.00	0.09	2.13	2.11	1.95	1.89	1.92
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	—	0.00	0.02	—	—	0.88	—	—	0.03	0.03	0.03
Fe	2.04	1.70	1.58	2.31	1.72	2.37	0.19	0.25	0.75	0.89	2.30	1.60	—	0.09	3.00	3.38	0.33	0.25	0.25
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	—	—	—	0.04	0.06	—	—	0.02	0.03	0.04	—	—	—
Mg	2.35	1.91	1.80	2.64	1.79	2.44	0.35	0.37	0.03	0.01	2.60	3.43	—	—	2.08	1.73	0.27	0.37	0.37
Ca	0.33	0.19	0.09	1.36	0.19	1.25	—	—	2.03	1.93	1.51	1.65	0.00	0.94	—	—	0.02	—	0.03
Na	1.19	1.84	1.96	0.50	1.64	0.69	—	—	—	—	0.34	0.28	0.99	—	—	—	0.05	0.03	—
K	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.06	0.85	0.88	—	—	0.01	0.02	0.01	—	—	—	0.93	0.86	0.85
Mg#	0.54	0.53	0.53	0.53	0.51	0.51	0.65	0.59	0.25	0.29	0.52	0.68	—	—	0.41	0.34	0.45	0.59	0.60

Примечание. 1 – гранат-кроссит-эпидотовый сланец (обр. 8/13), 2 – гранат-фенгит-глаукофановый сланец (обр. 1605), 3 – гранат-кроссит-эпидотовый сланец (обр. 87-45а), 4 – гранат-фенгит-глаукофановый сланец (обр. 87-46б), 5 – то же (обр. 87-46в), Mg# = Mg/(Mg + Fe + Mn), *Fe_{ep} = Fe³⁺/(Al + Fe³⁺). Ab – альбит, Bar – барруазит, Chl – хлорит, Di – диопсид, Ep – эпидот, Gl – глаукофан, Grt – гранат, Omp – омфациит, Ph – фенгит, Tr – тремолит, Ttn – титанит, Win – винчит.

Note. 1 – garnet-crossite-epidote schist (sample 8/13), 2 – garnet-phengite-glaucophane schist (sample 1605), 3 – garnet-crossite-epidote schist (sample 87-45a), 4 – garnet-phengite-glaucophane schist (sample 87-46b), 5 – the same (sample 87-46v), Mg# = Mg/(Mg + Fe + Mn), *Fe_{ep} = Fe³⁺/(Al + Fe³⁺). Ab – albite, Bar – barroisite, Chl – chlorite, Di – diopside, Ep – epidote, Gl – glaucophane, Grt – garnet, Omp – omphacite, Ph – phengite, Tr – tremolite, Ttn – titanite, Win – winchite.

(7.7–7.9 к.ф.), октаэдрического алюминия (1.3–1.6 к.ф.) и низкое кальция (Ca-comp до 0.03) (см. табл. 1, рис. 36). Часто зерна кроссита имеют кайму размером до 5 мкм, сложенную в основном винчитом, реже барруазитом и тремолитом. Винчит (Si⁴⁺ = 7.54–7.82 к.ф., Al^{VI} = 0.03–0.22 к.ф., Ca-comp = 0.31–0.69 и Mg# = 0.45–0.55) характеризуется низким содержанием алюминия, широкими вариациями по кальцию и натрию и высокой железистостью (см. табл. 1). Барруазит (Si⁴⁺ = 7.2–7.4 к.ф., Al^{VI} = 0.03–0.17 к.ф., Ca-comp = 0.51–0.56 и Mg# = 0.39–0.53) отличается от винчита только более низким содержанием кремнезема. Тремолит (Si⁴⁺ = 7.7–7.8 к.ф., Ca-comp = 0.75–0.86 и Mg# = 0.60–0.63) содержит до 0.43 к.ф. натрия, не содержит алюминия в октаэдрической позиции. В гранат-фенгит-глаукофановых сланцах глаукофан представлен мелкими “чешуйчатыми” агре-

гатами в плоскостях расщепления, полосчатости. Имеет более магниальный состав (0.50–0.53) и более высокое содержание кальция (Ca-comp = 0.04–0.22). Глаукофан по краям зерен замещен винчитом (Si⁴⁺ = 7.5–7.8 к.ф., Al^{VI} = 0.04–0.2 к.ф., Ca-comp = 0.42–0.72 и Mg# = 0.46–0.57) с очень низким содержанием октаэдрического алюминия и широкими вариациями кальция и натрия. В гранат-фенгит-глаукофановых сланцах в значительном количестве присутствует магниальный тремолит (Mg# = 0.5–0.7) с широкими вариациями кальция (Ca-comp = 75–91%) и натрия (см. табл. 1, рис. 36). По особенностям состава аналогичен тремолиту гранат-клинопироксен-хлоритовых пород.

Клинопироксен во включениях в гранате гранат-кроссит-эпидотовых сланцев представлен магниальным диопсидом (Mg# = 0.75–0.82, Jd = 7–10 мол. %) и железистым омфациитом

($Mg\# = 0.38\text{--}0.52$, $Jd = 25\text{--}35$ мол. %) с невысоким количеством жадеитового компонента. По составу сопоставим с диопсидом и омфацитом из гранат-клинопироксен-хлоритовых пород.

Светлая слюда присутствует в незначительном количестве в гранат-кроссит-эпидотовых и больше – в гранат-фенгит-глаукофановых сланцах. Отвечает фенгиту с высоким содержанием кремнезема в гранат-кроссит-эпидотовых (3.36–3.41 к.ф.) и гранат-фенгит-глаукофановых (3.44–3.46 к.ф.) сланцах при магнезиальности 0.44 и 0.59–0.60 соответственно (см. табл. 1, рис. 3б). Следует подчеркнуть, что в гранате гранат-клинопироксен-хлоритовых пород присутствуют включения парагонита ($Si^{4+} = 2.97\text{--}2.99$, $Al_{\text{общ}} = 2.95\text{--}2.99$, $K = 0.02\text{--}0.17$ к.ф.) в ассоциации с цинцит-клиноцоизитом и мусковитом ($Si^{4+} = 2.92\text{--}3.04$, $Al_{\text{общ}} = 2.77\text{--}2.97$, $Na = 0.05\text{--}0.25$ к.ф.) и мусковит с хлоритом.

Эпидот во всех разновидностях отвечает железистой разновидности – пистациту (0.24–0.29) (см. табл. 1).

Хлорит слагает матрикс гранат-кроссит-эпидотовых и гранат-фенгит-глаукофановых сланцев, соответствует железистому рипидолиту ($Mg\# = 0.34\text{--}0.44$). Определен в виде включений в гранате из гранат-кроссит-эпидотовых сланцев, где имеет состав прохлорита ($Mg\# = 0.36$) (см. табл. 1). Сопоставим по составу с прохлоритом из гранат-клинопироксен-хлоритовых пород, который отличается более высокой магнезиальностью.

ПЕТРОГЕОХИМИЯ ПОРОД

Гранат-глаукофановые сланцы имеют содержание кремнезема в пределах 48–50.5 мас. %. Количество глинозема колеблется от 13 до 15 мас. % при содержании натрия от 2 до 2.5 мас. % и калия от 0.5 до 2 мас. %. Для них характерны низкая магнезиальность ($Mg\# = 0.38\text{--}0.47$) и кальциевость ($Ca\# = 0.32\text{--}0.35$). Суммарное содержание железа высокое (12.5–15 мас. %) при соотношении $Fe_2O_3 \geq FeO$. По петрохимическим характеристикам ($A^1 = 26\text{--}27$, $S^2 = 27\text{--}29$ и $al^3 = 0.73\text{--}0.79$ и др.) протолитом могут являться габброиды калиево-натриевого ряда.

Гранат-кроссит-эпидотовые и гранат-фенгит-глаукофановые сланцы обладают субхондритовым типом распределения РЗЭ, при содержании их 54–61 и 50–89 г/т и отношение La/Yb и La/Sm 1–1.2 и 1–1.1, 1.1–3.0 и 1.0–2.1 соответственно. Гранат-клинопироксеновые и гранат-клинопироксен-амфибол-хлоритовые породы характеризуются сходным содержанием (59–86 и 44–52 г/т) РЗЭ при низком отношении La/Yb и La/Sm 0.87–0.88 и 0.82–0.93, 0.78–0.79 и 0.84–0.87 соответственно

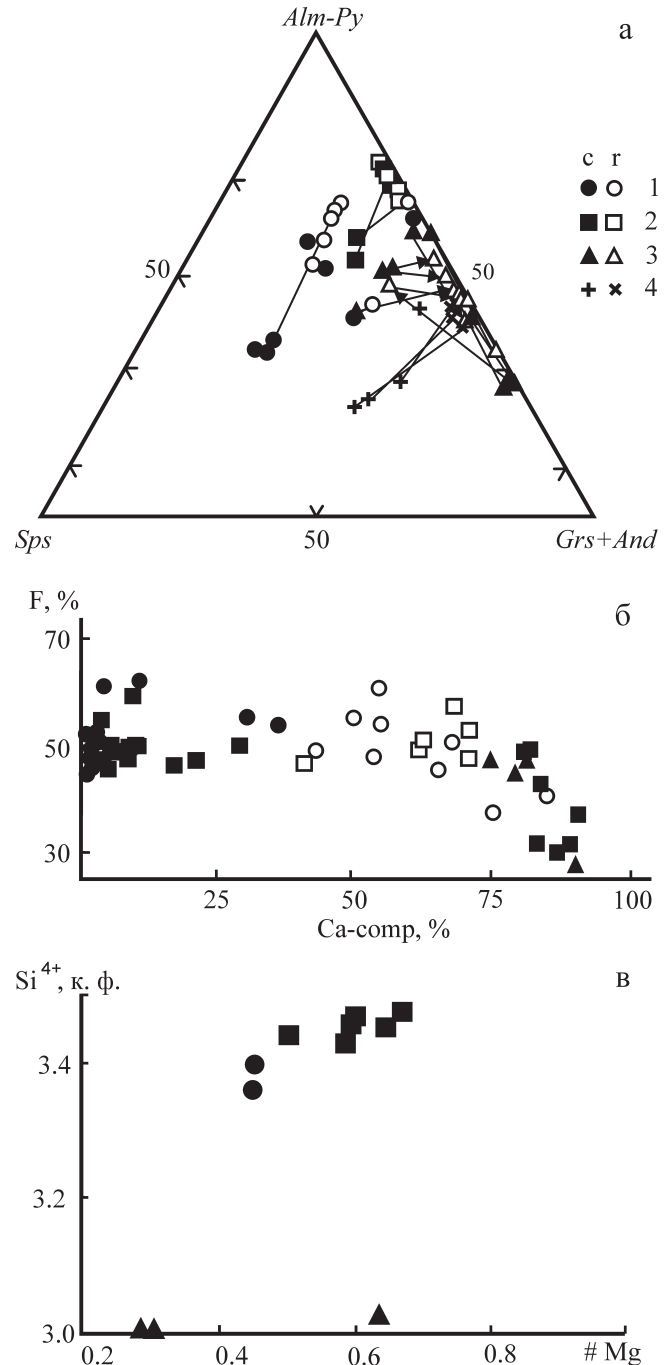


Рис. 3. Вариации составов гранатов (а), амфиболов (б), слюд (в) в породах Ташлинского блока.

Состав минералов: 1 – из гранат-кроссит-эпидотового сланца, 2 – из гранат-фенгит-глаукофанового сланца, 3 – из гранат-клинопироксеновой и гранат-клинопироксен-хлоритовой породы, 4 – из антигоритового серпентинита; с – центр зерна, г – край зерна.

Fig. 3. Composition variations in the garnets (a), amphiboles (b), micas (v) from Tashlinsky block rocks.

Mineral compositions of: 1 – garnet-crossite-epidote schist, 2 – garnet-phengite-glaucophane schist, 3 – garnet-clinopyroxene and garnet-clinopyroxene-chlorite rock, 4 – antigorite serpentinite; c – core, r – rim.

¹ $A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$.

² $S = SiO_2 - (Fe_{\text{общ}} + Mg + Mn + TiO_2)$.

³ $al = Al_2O_3 / (Fe_{\text{общ}} + MgO)$.

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас. %), редких и редкоземельных (г/т) элементов в породах Ташлинского блока

Table 2. Examples of chemical (wt %) and REE (ppm) analyses of Tashlinsky block rocks from Maksutov complex

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47.22	46.34	46.01	48.72	48.75	46.42	46.61	39.64
TiO ₂	2.28	2.63	2.41	2.17	2.32	1.03	0.83	0.03
Al ₂ O ₃	14.22	16.48	15.38	14.13	15.13	14.28	18.33	0.89
Fe ₂ O ₃	8.47	10.35	11.99	5.78	6.99	4.15	2.24	5.69
FeO	7.27	4.87	5.74	6.61	7.67	6.03	5.95	1.80
MnO	0.26	0.29	0.21	0.15	0.35	0.20	0.20	0.11
MgO	4.58	3.48	3.84	6.40	4.71	7.08	4.94	38.31
CaO	8.50	9.30	8.02	9.60	8.12	12.64	14.21	0.95
Na ₂ O	3.80	2.72	2.83	3.02	2.21	3.56	3.08	0.13
K ₂ O	0.40	1.20	1.16	0.56	1.86	0.24	0.52	0.00
П.п.п.	2.87	2.08	2.14	2.00	1.98	3.78	2.41	12.30
P ₂ O ₅	0.00	0.16	0.27	0.22	0.30	0.09	0.02	0.00
Σ	99.87	99.90	100.0	99.86	100.4	99.50	99.34	99.85
La	5.32	3.97	4.27	6.01	6.03	2.92	2.56	0.10
Ce	17.82	9.77	13.1	14.4	20.1	0.1	9.07	0.29
Pr	3.14	1.96	2.31	2.21	3.38	1.87	1.58	0.01
Nd	17.92	10.1	11.9	9.90	17.4	9.84	8.19	0.14
Sm	6.13	3.62	4.04	2.93	5.90	3.46	2.95	0.01
Eu	2.16	1.37	1.54	1.15	1.97	1.31	1.22	Н.о.
Gd	6.80	4.84	5.40	3.47	7.69	4.77	3.89	0.01
Tb	1.49	1.01	1.07	0.66	1.55	0.96	0.81	Н.о.
Dy	10.41	6.40	6.71	3.87	9.62	6.30	5.29	0.01
Ho	2.21	1.44	1.52	0.84	2.17	1.42	1.19	Н.о.
Er	6.27	4.41	4.28	2.48	6.37	4.12	3.46	Н.о.
Tm	0.90	0.59	0.57	0.32	0.87	0.57	0.48	Н.о.
Yb	5.67	3.92	3.57	2.10	5.50	3.77	3.24	0.02
Lu	0.78	0.54	0.45	0.29	0.71	0.51	0.43	Н.о.
Rb	5.78	1.87	2.75	9.69	9.66	3.67	14.8	Н.о.
Sr	154	372	365	193	149	193	121	4.36
Y	52.3	39.7	39.3	22.6	58.9	36.1	29.7	0.22
Zr	28.1	13.4	18.3	15.6	21.1	16.7	15.3	0.83
Nb	4.20	2.00	2.19	6.17	1.56	1.79	2.78	0.32
Ba	28.9	4.45	18.7	159	32.7	31.2	135	7.63
Hf	1.00	0.40	0.52	0.43	0.56	0.50	0.42	Н.о.
Ta	2.1	0.58	0.29	0.55	0.14	0.21	0.22	0.09
Th	0.55	0.12	0.19	0.40	0.21	0.10	0.13	Н.о.
U	0.51	0.45	0.30	0.36	0.19	0.13	0.20	0.24

Примечание. 1–3 – гранат-кроссит-эпидотовый сланец, (обр. 8/13, 87-45а, 87-45); 4–5 – гранат-фенгит-глаукофановый сланец (обр. 1605, 87-46в); 6–7 – гранат-клинопироксен-амфибол-хлоритовая порода (обр. 612, 811); 8 – антигоритовый серпентинит (обр. 9/13). Н.о. – не определялось.

Note. 1–3 – garnet-crossite-epidote schist (samples 8/13, 87-45a, 87-45); 4–5 – garnet-phengite-glaucophane schist (sample 1605, 87-46v); 6–7 – garnet-clinopyroxene-amphibole-chlorite rock (samples 612, 811); 8 – antigorite serpentinite (sample 9/13). Н.о. – not determined.

и однотипным характером распределения РЗЭ (табл. 2, рис. 4). По содержанию и распределению РЗЭ гранат-глаукофановые сланцы имеют сходство

с роговообманковым габбро массива Нурали (Ферштатер и др., 2004).

P-T УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Оценка термодинамических параметров глаукофанового метаморфизма при образовании гранат-кроссит-эпидотовых и гранат-фенгит-глаукофановых сланцев выполнена с использованием гранат-пироксенового, гранат-амфиболового и гранат-фенгитового геотермобарометров (Krogh, 1988; Perchuk, 1989, 1990; Ravna, 2000; Ravna, Krogh, 2000; Ravna, Paquin, 2003). В гранат-кроссит-эпидотовых сланцах гроссуляр-альмандиновый гранат и включения в нем омфациита ($Jd = 25–35$ мол. %, $F = 48–52\%$) отражают, вероятно, наиболее ранние условия метаморфизма, отвечающие температуре от 585 до 615°C при $P_{\min} \geq 10$ кбар. Кроссит в ассоциации с гроссуляр-спессартин-альмандиновым гранатом и кроссит из включений в гроссуляр-альмандиновом гранате образован при температуре от 393 до 490.5°C. Фенгит и гроссуляр-спессартин-альмандиновый гранат формировался при $P_{\min} \geq 9.5$ кбар и $T_{\min} \geq 544.6^\circ\text{C}$.

В гранат-фенгит-глаукофановых сланцах образование глаукофана, гроссуляр-альмандинового граната с низким содержанием спессартинового минала и фенгита определяется температурой от 375 до 455°C и давлением 10.5–12 кбар. Замещение глаукофана и кроссита винчит-барруазитом и актинолитом свидетельствует о зеленосланцевом диафторезе при повышенном давлении (до 7 кбар).

Гроссуляр-альмандиновый и спессартин-альмандин-гроссуляровый гранат с высоким содержанием гроссулярового минала (38–58 мол. %) характерен для гранат-пироксен-хлоритовых пород, которые образуют как оторочки будинированных тел гранат-клинопироксеновых пород, так и отдельные тела (см. рис. 2). В таком гранате содержатся многочисленные включения омфациита ($Jd = 20–49$ мол. %, $F = 30–52\%$), диопсида ($F = 30–32\%$) и парагонита. Условия их образования определяются областью T от 420 до 747°C при $P_{\min} = 12–14$ кбар. Отметим, что рост железистости омфациита от 30 до 52% и гроссулярового компонента в Fe-Са гранате от 30 до 57% согласуется со значительным увеличением температуры и давления. Если же принять во внимание присутствие в гранатах включений парагонита, устойчивого в присутствии водного флюида до 25 кбар (Holland, 1979), то вполне можно предположить, что породы мафит-ультрамафитовой пластины испытали не только НР, но, возможно, и УНР метаморфизм.

В антигоритовых серпентинитах редко встречается гроссуляр-альмандиновый гранат с повышенным содержанием спессартина ($Sps = 8–13$, $Grs = 46–47$), в котором обнаруживаются включения омфациита ($Jd = 40–47$ мол. %, $F = 36–46\%$) и пум-

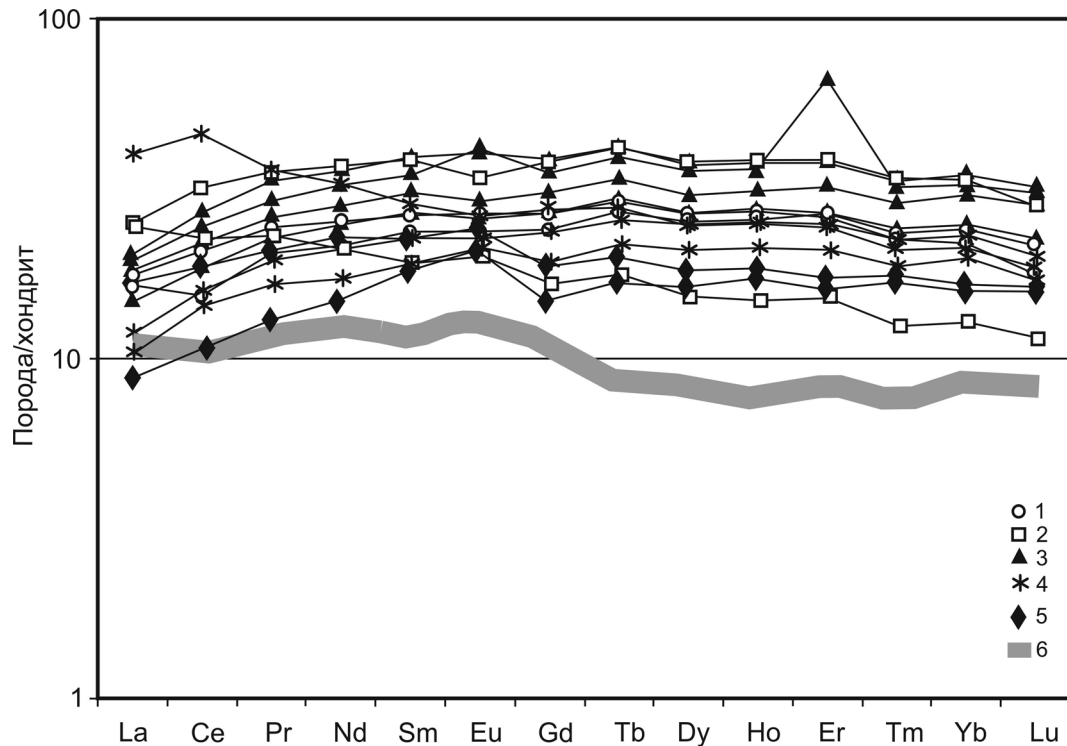


Рис. 4. Спектры распределения РЗЭ в породах Ташлинского блока.

1 – гранат-кроссит-эпидотовый сланец, 2 – гранат-фенгит-глаукофановый сланец, 3 – гранат-клинопироксеновая порода, 4 – гранат-клинопироксен-глаукофан-хлоритовый сланец, 5 – роговообманковые габбро массива Нуралы (Ферштатер и др., 2004), 6 – средний состав габброидов (Ферштатер и др., 2004).

Fig. 4. Chondrite-normalized rare-earth-element plot for Tashlinsky block rocks.

1 – garnet-crossite-epidote schist, 2 – garnet-phengite-glaucophane schist, 3 – garnet-clinopyroxene rock, 4 – garnet-clinopyroxene-glaucophane-chlorite schist, 5 – hornblende gabbro from Nuraly (Ферштатер и др., 2004), 6 – average composition of gabbroids (Ферштатер и др., 2004).

пеллиита. Образование омфациита и граната определяется T от 575 до 691°C при $P_{\min} \geq 10$ кбар. Отметим высокое содержание алюминия (≥ 5.3 мас. %) в титаните из антигоритового серпентинита, что также указывает на повышенное давление при их преобразовании.

ИЗОТОПНО-ХРОНОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИРКОНА, ГЛАУКОФАНА И ФЕНГИТА

Для определения возраста пород и процессов метаморфизма выполнено датирование циркона (U/Pb методом) из гранат-фенгит-глаукофановых сланцев, фенгита ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом) из гранат-фенгит-глаукофановых и гранат-кроссит-эпидотовых сланцев, кроссита из гранат-кроссит-эпидотовых сланцев.

Цирконы. Сочетание основных минералогических, геохимических и возрастных характеристик цирконов гранат-фенгит-глаукофановых сланцев (рис. 5) позволяет решить некоторые вопросы их

происхождения и эволюционного развития. Рисунок 5а (кристаллы А–К) дает представление о минералогических свойствах цирконов. Уже при первой оценке облика кристаллов, особенно в проходящем свете, может возникнуть идея об окатанности некоторых, т.е. об их механической абразии в осадочных процессах. А отсюда далее – и о принадлежности гранат-фенгит-глаукофановых сланцев к парапородам, поскольку абразия в первую очередь уничтожает (нивелирует) любые выступающие и “остроугольные” части кристаллов (различные выросты, реберные ограничения, границы сколов), придает им наиболее энергетически выгодный, а значит, и наиболее устойчивый округлый облик. Однако ситуация с цирконами гранат-фенгит-глаукофановых сланцев качественно иная, поскольку в ее основе лежит сочетание фрагментов первичного роста кристаллов (идиоморфизма), следов растворения (коррозии) с возникающими при этом округлыми и причудливыми контурами зерен и проявлений тектонического влияния в виде различно направленных зон хрупких деформаций и

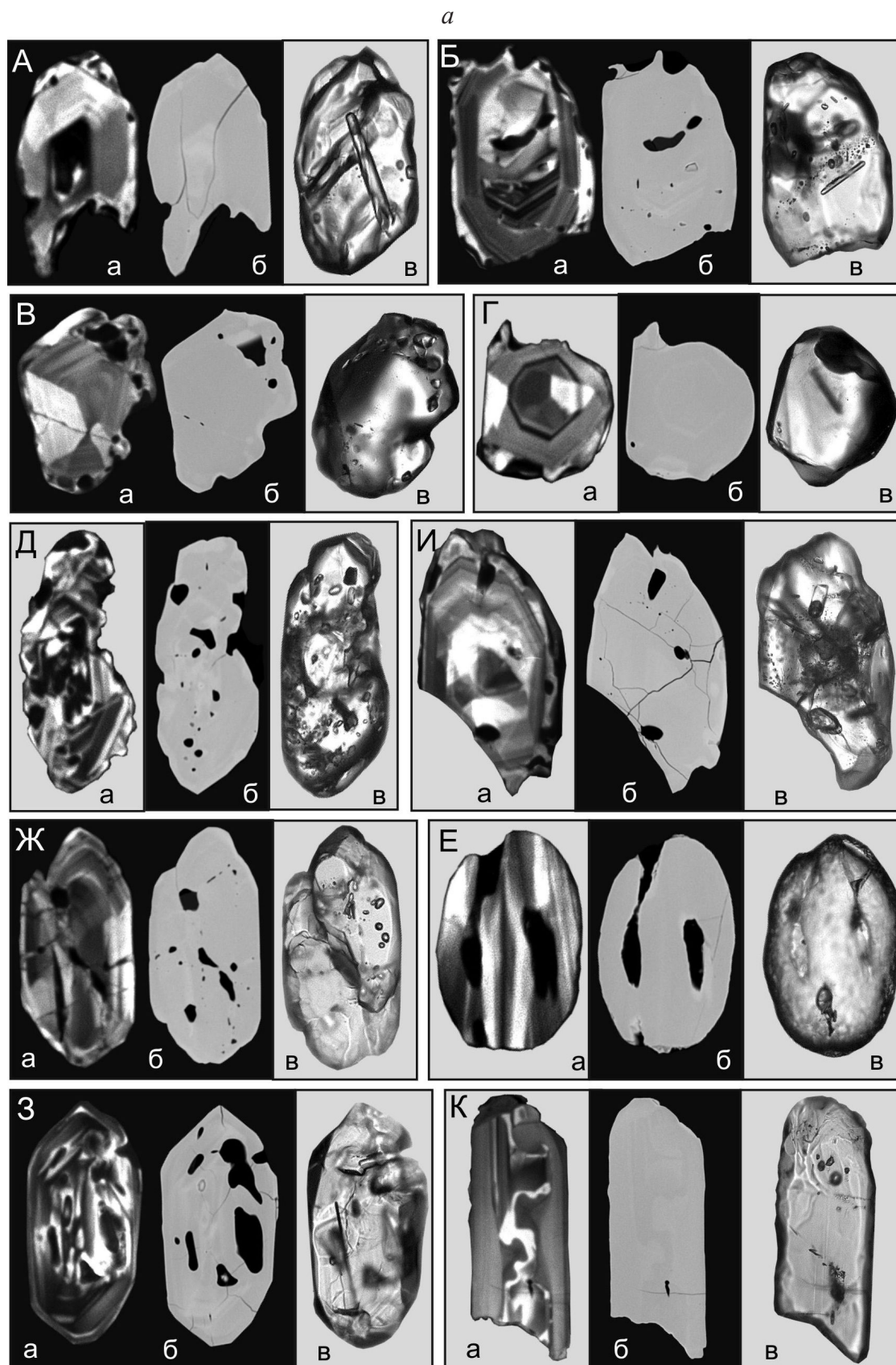




Рис. 5. Минералогические (а), минералого-геохимические и возрастные (б) особенности цирконов гранат-фенгит-глаукофановых сланцев.

Цифры – номера кристаллов, кратеров, U и Th (г/т), T – млн лет по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (см. табл. 3); а – CL, б – BSE, в – оптика, проходящий свет. Увеличение 100–150.

Fig. 5. Mineralogical (а), geochemical and geochronological (б) characteristics of zircons from garnet-phengite-glaucophane schists.

Numbers are crystal numerations, crater, U and Th (ppm), T is age Ma by $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dating (Table 3); а – images in CL, б – images in BSE, в – plain polarized light images (magnification 100–150).

трещиноватости, иногда заполненных характерными для них вторичными включениями. Сочетание прямолинейных, округлых, пилообразных фрагментов в объеме единого кристалла (кристаллы А–Д, особенно на BSE) демонстрирует сказанное. Подобная расшифровка особенностей современного облика кристаллов, даже в приложении к “иде-

альным” эллиптическим зернам (кристалл Е), исключает их абразивную природу. С учетом особенностей строения кристалла Ж включения в зерне Б могут быть отнесены ко вторичным, возникшим при участии флюидной (расплавной) субстанции, одновременно испытавшей и частичную расшнуровку. Изредка проявляются и первичные включе-

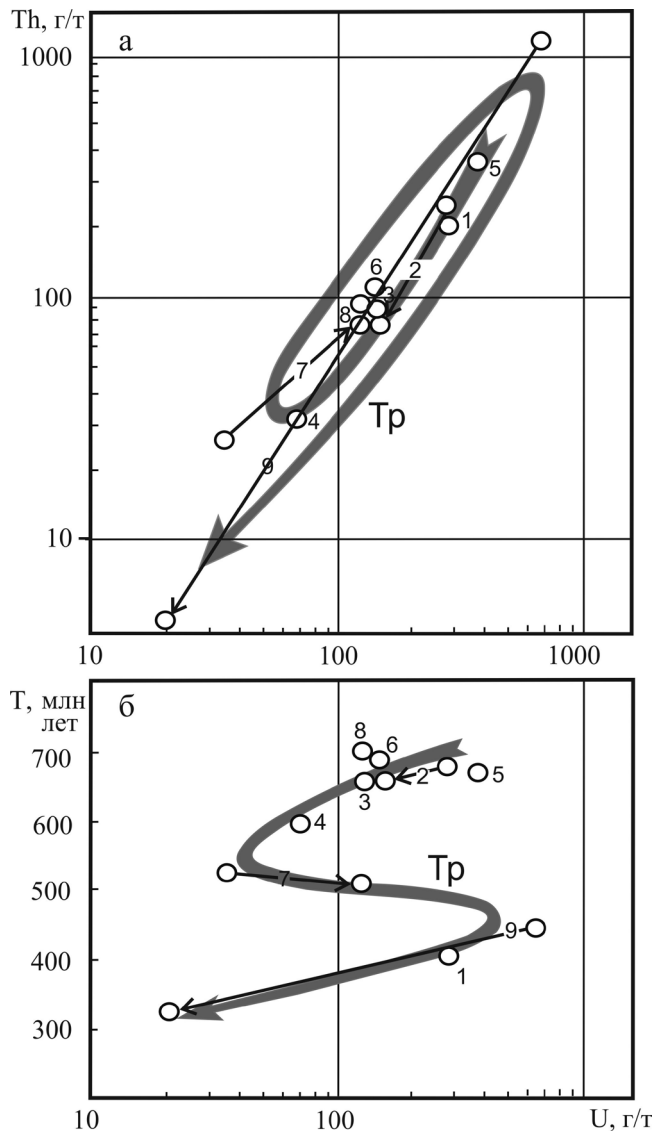


Рис. 6. Корреляционная связь U–Th (г/т) (а) и U(г/т)– $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ (б) в цирконах гранат-фенгит-глаукофановых сланцев.

Стрелками соединены последовательные генерации гетерогенных кристаллов. Тренд (Tr) отражает геохимическую и возрастную эволюцию цирконов.

Fig. 6. A correlation between U–Th (ppm) (a) and U(ppm)– $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ (b) of zircons from garnet-phengite-glaucophane schists.

Arrows joint sequential generations of heterogeneous crystals. Trend (Tr) reflects geochemical and geochronological evolution of zircons.

ния, прежде всего игольчатые (апатит?, кристалл Б) в сочетании с “прилипшими” к ним каплями расплава (кристалл З), отражающими промежуточный этап цирконообразования. К типичным признакам магматических цирконов могут быть отнесены и проявления широкополосного (грубого) зонально-

го строения (кристаллы Б, Г, И), и секториальности (кристалл В). О вторичных изменениях состава ранних генераций свидетельствуют преобразования (CL) кристалла К, что может привести к появлению псевдоядер благодаря преимущественному замещению центральных (ранних) частей кристалла относительно сохранивших первичные свойства периферических.

Повышенная в целом сохранность большей части цирконов гранат-фенгит-глаукофановых сланцев позволяет надеяться и на замкнутость их изотопных систем. Все рассмотренные данные, а также отсутствие у цирконов характерных для вулканических разностей расплавных включений (Краснобаев и др., 2013) указывает на повышенную глубинность (абиссальность) образования цирконов гранат-фенгит-глаукофановых сланцев. Отсюда следует вывод о том, что наиболее вероятным субстратом гранат-фенгит-глаукофановых сланцев служили магматические габброиды, т.е. исследованные нами метаморфические породы относятся к ортотипу.

Особенности цирконов, представленных на рис. 5б, подтверждают и уточняют характеристики, отмеченные для кристаллов А–К (см. рис. 5а). Однако здесь они уже отягощены аналитическими данными (табл. 3), полученными с применением методики SHRIMP (Williams, 1998). Особенности эволюции в цирконах U и Th (рис. 6а) свидетельствуют о преобразованиях в едином геохимическом пространстве, о дважды проявленной при этом инверсии в их эволюционном развитии, вызванной изменениями состава среды цирконообразования. Основные этапы инверсии определяются направленностью стрелок кристаллов 2.1–2.2, 7.1–7.2, 9.1–9.2, причем для кристалла 9 (от периферии к центру, см. рис. 5б) она обусловлена псевдоядерной природой поздней генерации (9.2). Подтверждением этому служат и исключительно высокая дискордантность ее изотопных отношений (–159) и самые низкие концентрации U и Th (21 и 5 г/т соответственно, см. табл. 3). Вероятно, эта специфика кристалла 9.2 связана с участием “стерильных” метасоматических растворов, вызвавших замещение центральной части кристалла 9 с сопутствующим ее рафинированием.

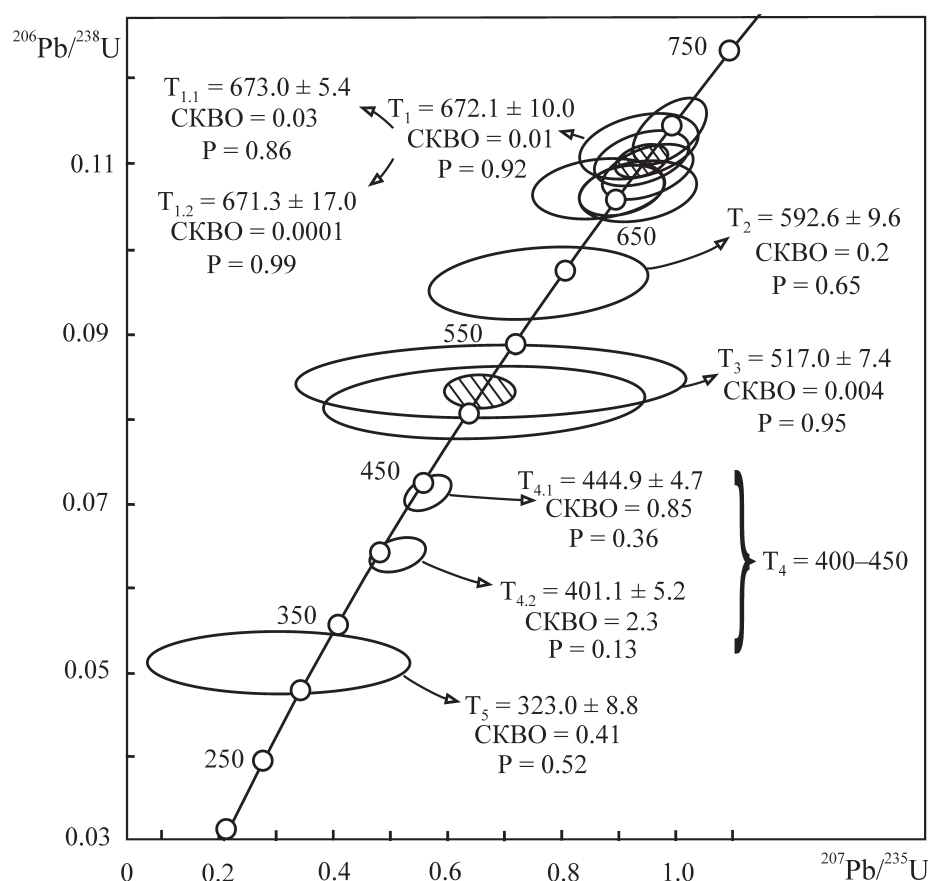
Взаимосвязь U–T (см. рис. 6б) отражает возрастной контроль инверсионных процессов в эволюции цирконов, начиная с момента образования и заканчивая метасоматическим преобразованием. Два этапа в развитии цирконов происходили при снижении содержания урана, а разделяющий их этап – при его возрастании. В совокупности это проявилось в возникновении пяти возрастных групп (T_1 – T_5) цирконов с характерной для каждой уран-ториевой спецификой (рис. 7). Первая (T_1) с возрастом $T_1 = 672.1 \pm 10$ млн лет включает кристаллы с хорошо сохранившимся первичным строением (2.1–2.2,

Таблица 3. U-Pb возраст цирконов из гранат-глаукофановых-сланцев максютовского комплекса**Table 3.** U-Pb zircon dating of garnet-glaucophane schists from Maksutov complex

Анализ, кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	Содержание, г/т			²³² Th/ ²³⁸ U	Возраст, млн лет (1) ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	D, %	Изотопные отношения						Rho
		U	Th	²⁰⁶ Pb*				²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*, ±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U, ±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U, ±%				
1	0.77	290	198	16.1	0.71	400.3 ± 4.9	31	0.0578	3.6	0.511	3.8	0.06407	1.3	0.328
2.1	0.05	282	236	26.8	0.86	677.8 ± 7.7	−4	0.0614	3.4	0.939	3.6	0.1109	1.2	0.336
2.2	0.98	152	79	14.1	0.54	657.0 ± 8.1	−17	0.0584	5.4	0.864	5.5	0.1073	1.3	0.235
3	0.18	143	89	13.2	0.64	655.3 ± 8.0	9	0.0632	4.3	0.932	4.4	0.107	1.3	0.287
4	1.66	72	33	6.02	0.48	592.6 ± 9.9	−16	0.0572	10	0.759	10	0.0963	1.7	0.169
5	1.48	378	362	36	0.99	668.0 ± 7.5	6	0.063	3.2	0.948	3.4	0.1092	1.25	0.346
6	0.34	146	109	14.1	0.77	686.2 ± 8.8	−10	0.0603	4.3	0.934	4.5	0.1123	1.4	0.299
7.1	1.74	37	27	2.75	0.75	524 ± 10	0	0.058	20	0.68	21	0.0847	2.1	0.101
7.2	2.95	128	81	9.33	0.66	510 ± 10	8	0.059	17	0.66	17	0.0823	2.1	0.119
8	0.23	130	91	12.8	0.72	695.8 ± 9.0	1	0.0629	2.3	0.988	2.7	0.114	1.4	0.507
9.1	0.40	652	1091	40.2	1.73	444.7 ± 4.9	13	0.0573	2.7	0.564	3	0.07142	1.1	0.386
9.2	3.33	21	5	0.972	0.23	323.1 ± 8.8	−159	0.043	39	0.3	39	0.0514	2.8	0.072

Примечание. Погрешность $\pm 1\sigma$. Pb_c и Pb^* – общий и радиогенный свинец. (1) – коррекция по ^{204}Pb . D – дискордантность. Rho – коэффициент корреляции. Ошибка калибровки стандарта пробы – 0.43%.

Note. Error $\pm 1\sigma$. Pb_c and Pb^* – stable and radioactive isotopes. (1) – correction of ^{204}Pb . D – discordance. Rho – correlation coefficient. Error calibration sample standard – 0.43%.

**Рис. 7.** U-Pb (SHRIMP) возраст цирконов гранат-фенгит-глаукофановых сланцев (см. табл. 3).**Fig. 7.** U-Pb (SHRIMP) zircon dating of garnet-phengite-glaucophane schists (see Table 3).

3, 5, 6, 8; см. табл. 3, рис. 5б), причем среди них выделяются относительно обогащенные U и Th гран-

ние генерации (I–1; 2.1, 5; $T_{1,1} = 673.0 \pm 5.4$ млн лет $U_{cp} - 330$ г/т, Th – 299 г/т, Th/ $U_{cp} - 0.92$, D_{cp} – 5) и

Таблица 4. Содержание РЗЭ (г/т) в цирконах из гранат-глаукофановых сланцев максютовского комплекса**Table 4.** Content REE (ppm) of zircons from garnet-glaucophane schists of Maksutov complex

Элемент	2		4	7		9	
	Кр. 2.1	Кр. 2.2		Кр. 7.1	Кр. 7.2	Кр. 9.1	Кр. 9.2
Ba	1.21	2.30	1.45	1.17	1.98	3.83	0.68
Nb	15.20	6.84	13.30	10.71	9.29	26.65	9.73
Sr	0.73	1.42	0.70	0.66	0.60	1.12	0.45
Hf	7612.56	9280.54	7986.37	6141.29	7282.72	7059.76	7980.53
Li	0.48	2.18	0.55	0.18	0.64	2.76	0.33
Y	1629.82	1386.14	1368.12	1768.17	651.79	2960.15	279.35
Ti	5.93	8.25	13.74	12.55	33.50	68.66	1.60
P	241.85	46.65	130.62	278.16	82.22	288.47	0.1
Ca	2.68	75.29	22.30	24.18	33.54	9.19	5.97
Th	259.36	101.34	50.76	32.26	135.94	555.99	17.20
U	449.18	309.54	137.09	56.90	134.44	596.17	51.08
La	0.14	0.25	0.65	0.17	1.65	0.71	0.00*
Ce	14.99	6.55	6.50	7.16	22.95	87.31	4.06
Pr	0.07	0.07	0.36	0.50	2.98	0.90	0.02
Nd	1.08	1.04	2.90	7.98	22.09	11.57	0.39
Sm	2.70	2.18	3.77	11.93	19.95	15.97	0.47
Eu	0.39	0.47	1.01	1.63	7.15	1.67	0.06
Gd	14.90	14.57	19.11	50.01	38.44	69.74	3.08
Dy	114.47	82.33	93.11	158.16	72.15	250.41	17.27
Er	314.23	228.74	254.02	273.87	107.09	461.39	33.97
Yb	661.23	511.0	557.19	432.70	194.87	797.88	79.01
Lu	123.16	95.05	102.86	70.91	34.48	130.82	17.11
Сумма	1247.4	942.3	1041.5	1015.1	523.2	155.5	1828.4
SI/SII	1.32			1.94		11.79	
(Sm/La) _N	31.7	13.9	9.44	113	19.6	50.75	7.73
(Yb/La) _N							
Ce/Ce*	36.9	11.8	3.22	5.87	2.47	26.2	727
Eu/Eu*	0.19	0.26	0.37	0.20	0.78	0.15	0.15

Примечание. SI/SII – сумма РЗЭ в ранней–поздней генерациях. Величины (Sm/La)_N, (Yb/La)_N, Ce*, Eu* получены при нормировании по хондриту (Mc Donough, Sun, 1995) до деления. Ce* = Ce/(La × Pr)^{1/2}; Eu* = Eu/(Sm × Gd)^{1/2}. При определении Ce* для пробы 9.2 содержание La принимаем равным 0.1 г/т, что не противоречит общему характеру спектра его РЗЭ (см. рис. 8). Кр. – кратер.

Note. SI/SII – total REE in early and late generation of zircons correspondingly. Amount (Sm/La)_N, (Yb/La)_N, Ce*, Eu* – chondrite-normalized (Mc Donough, Sun, 1995). Ce* = Ce/(La × Pr)^{1/2}; Eu* = Eu/(Sm × Gd)^{1/2}. Sizing Ce* for sample 9.2 contents La takes equal to 0.1 ppm, that is consistent with the general character of the spectrum REE (see Fig. 8). Кр. – crater.

обедненные (I–2; 2.2, 3, 6, 8; T_{1,2} = 671.3 ± 17 млн лет U_{cp} – 143 г/т, Th – 92 г/т, Th/U_{cp} – 0.67, D – 9.3), подтверждая в совокупности и их магматическую природу и связь с дифференцирующей средой цирконообразования. Ко II группе относится кристалл 4 с характерным внутренним строением, вероятным возрастом T₂ = 592.6 ± 9.6 млн лет, с пониженным содержанием U (72 г/т), Th (33 г/т) при Th/U = 0.48. Его дискордантность (–16) отражает и некоторую изотопную неравновесность, вызванную частичными преобразованиями. Отмеченная последовательность цирконов I–1, I–2 и II происходила при закономерных изменениях их минералогических и вещественных (U, Th, Th/U) характеристик. Кристалл 7, испытавший дробление и существенное растворение, отнесен к III группе с возросшими содержаниями примесей (U_{cp} – 83, Th_{cp} – 54 г/т, Th/U_{cp} – 0.71) при низкой дискордантности (–4). Совокупность

этих данных отражает смену (инверсию) эволюции цирконов вблизи T₃ = 517.0 ± 7.4 млн лет. Она продолжалась вплоть до появления кристаллов IV группы (1, 9.1) с вновь возросшими содержаниями U_{cp} – 471, Th – 154 г/т, Th/U_{cp} – 1.22, D – 22 в возрастном интервале T₄ ≈ 400–440 млн лет (кр. 9.1: T₄₋₁ = 444.9 ± 4.7 млн лет; кр. 1: T₄₋₂ = 401.1 ± 5.2 млн лет). Завершает эволюцию цирконов с одновременной сменой ее направленности появление метасоматической с повышенной стерильностью разновидности (группа V, кр. 9.2) с возрастом, вероятно сопоставимым с T₅ = 323.0 ± 8.8 млн лет.

РЗЭ в цирконах. С использованием методики (Hinton, Upton, 1991) определены (г. Ярославль, ЯФФТИА) РЗЭ и некоторые РЭ в цирконах гранат-фенгит-глаукофановых сланцев (табл. 4, рис. 8). По возможности анализы выполнялись в точках, ранее использованных для получения изотопных данных.

Полной аналогии с определенными ранее (по методике SHRIMP) анализами U и Th ожидать не приходится, но основные тенденции в изменениях состава были обязаны проявиться, что реально и наблюдается. Инверсионные перепады, отмеченные ранее для U и Th (см. рис. 6а), отразились и на распределении РЗЭ (см. табл. 4, для U: 2.1 – 1247, 4 – 1041.5, 7.1 – 1015.1, 9.1 – 1828.4, 9.2 – 155.5 г/т), и в сочетаниях с “контрастным” – “выположенным” распределением лантаноидов (см. рис. 8), и в изменениях Ce* и Eг* аномалий (рис. 9). Пониженная контрастность спектров кристаллов 4 и 7.2 (см. рис. 8) отражает их более позднее развитие в группах I и III.

В последние годы структура спектров РЗЭ цирконов стала широко применяться для установления магматической (М) или гидротермальной (hydrothermal) (Н) природы цирконов, причем последняя более соответствует метасоматической (Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005). Возможности этой методики успешно использовались и отечественными исследователями, в частности, для расшифровки природы цирконов миекситовых лампроитов Карелии (Скублов и др., 2009), рудоносных ультрамафит-мафитовых пород Норильской провинции (Малич и др., 2010).

На рис. 10 приведены данные для цирконов гранат-фенгит-глаукофановых сланцев. К магматическому (М) типу могут быть отнесены лишь ранние генерации кристаллов (2.1, 7.1, 9.1) и отчасти одна поздняя (2.2). Цирконов, уверенно отвечающих гидротермальному (Н) типу, не обнаружено. Однако тенденция эволюции в сторону цирконов Н типа отчетливо проявлена у поздней генерации 7.2, заметна и у кристалла 4. Ранее специфика этих зерен проявилась и в уплощении спектров их РЗЭ. Вероятно, подобные кристаллы могут рассматриваться как “промежуточные” между М и Н типами, а по существу представлять позднемагматические разности, для которых целесообразно определить соответствующую зону МІ. Эта “новая” зона, которая реально всегда присутствует, но особо не отмечена в (Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005), может служить связующей для процессов цирконообразования, начиная от раннемагматических генераций (М), через позднемагматические (МІ) к “гидротермальной” (Н) или, что, вероятно, точнее, постмагматической–метасоматической. Естественно, что такая последовательность зон с реальной аналитической – генетической нагрузкой имеет и вероятностный характер, и условные границы, но при этом она сможет облегчить сопоставимость конкретных результатов для цирконов различного происхождения, полученных разными исследователями.

Глаукофан, фенгит. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования по железистому глаукофану (см. табл. 1, № 1) и по фенгиту (см. табл. 1, № 2) представлены на рис. 11. В спектре глаукофана фиксируется две возрастных ступени плато при интеграль-

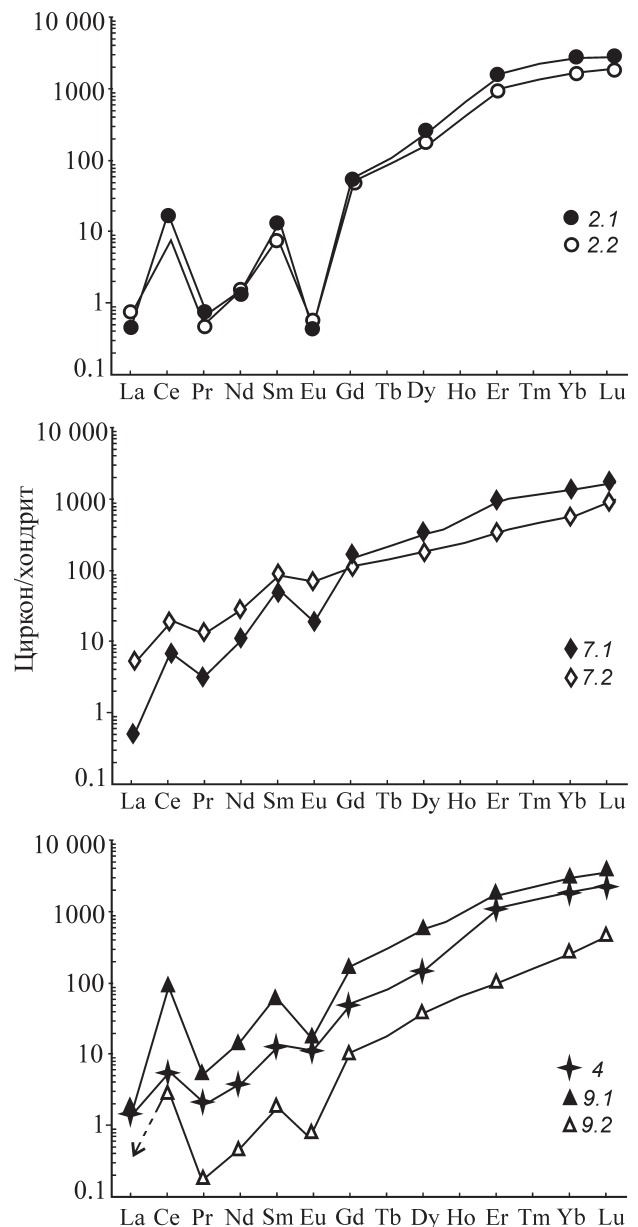


Рис. 8. Распределение РЗЭ в цирконах гранат-фенгит-глаукофановых сланцев.

Номера кристаллов соответствуют табл. 3. Нормировано по хондриту (Mc Donough, Sun, 1995).

Fig. 8. Rare-earth-element plot for zircons from garnet-phengite- glaucophane schists.

The crystals numbers correspond to Table 3. Normalization factors are from (Mc Donough, Sun, 1995).

ном возрасте 371.4 ± 3.7 млн лет. Возраст ступени плато 406.0 ± 4.6 млн лет отражает время проявления НР-глаукофанового метаморфизма, а возраст ступени плато 333.0 ± 4.6 млн лет – зелено-сланцевый диафторез, т.е. замещение железистого глаукофана Na-Ca и Ca-амфиболом. Измеренный возраст железистого глаукофана согласуется с воз-

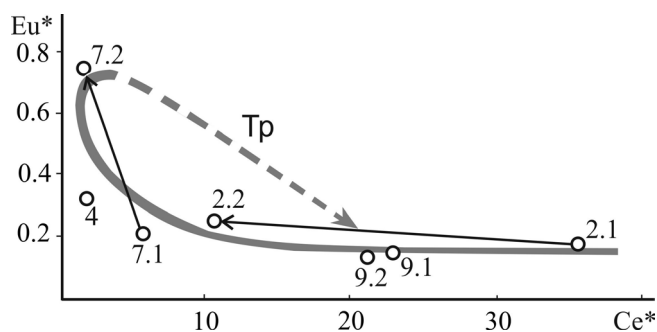


Рис. 9. Соотношение Ce^* – Eu^* аномалий в цирконах гранат-фенгит-глаукофановых сланцев (см. табл. 4).

Fig. 9. Relationship Ce^* – Eu^* anomalies of zircons from garnet-phengite-glaucophane schists (see Table 4).

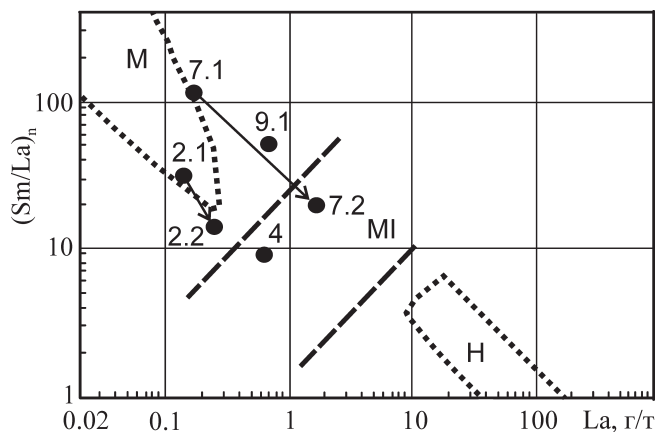


Рис. 10. Разделение цирконов гранат-фенгит-глаукофановых сланцев на основании распределения La (г/т) и $(Sm/La)_n$ (Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005).

Fig. 10. A separation zircons from garnet-phengite-glaucophane schists by distribution of La (ppm) and $(Sm/La)_n$ (Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005).

растом 389–411 млн лет для глаукофана из контакта гранатового глаукофанита и омфацит-гранатовой породы (района д. Караяново) – УНРМ породной ассоциации (Лепезин и др., 2006). В спектре фенгита выражено четкое возрастное плато, отвечающее 399.1 ± 3.7 млн лет (см. рис. 11). Измеренный возраст фенгита согласуется с максимальным значением возраста (392 млн лет) для фенгитов, установленного Г.Г. Лепезиным с соавторами (2006).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главной особенностью геологического строения Ташлинского блока является перекрытие гранат-кроссит-эпидотовых и гранат-фенгит-глауко-

фановых сланцев пластиной антигритовых серпентинитов с включениями гранат-клинопироксеновых пород, чего не наблюдается в других районах. Следует отметить, что гранат-клинопироксеновые тела в антигритовых серпентинитах имеют характерное зональное строение от центра к периферии: гранат + диопсид–гранат + диопсид + омфацит + клиноцоизит + хлорит–гранат + хлорит. В их минеральных ассоциациях отсутствуют лавсонит и фенгит, характерные для измененных гранат-клинопироксеновых пород районов деревень Караяново и Утарбаево, Юлдыбаево, пос. Антинган, (Вализер и др., 2013б), что возможно указывает на их формирование на различных уровнях в глубинной зоне континентального рифта, характеризующейся специфическими особенностями флюидного режима НР-УНР метаморфизма (Иванов, Русин, 1997; Русин и др., 2014).

Гранат-кроссит-эпидотовые и гранат-фенгит-глаукофановые сланцы перемежаются с гранат-клинопироксен-хлоритовыми и гранат-клинопироксен-глаукофан-хлоритовыми породами, при этом в последних глаукофан замещает клинопироксен, что согласуется с представлениями об образовании гранат-глаукофановых сланцев по диопсидовым габбро.

Минералы гранат-кроссит-эпидотовых и гранат-фенгит-глаукофановых сланцев отличаются по составу от минералов, слагающих гранат-глаукофановые ассоциации в других структурно-вещественных единицах комплекса:

- железистый глаукофан (кроссит), представленный в глаукофановых сланцах, не характерен для глаукофанизированных эклогитов и разнообразных сланцев метатерригенной единицы; в метатерригенной единице, по отдельным зонам в слюдистых кварцитосланцах (д. Ивановка, руч. Дергатыш, пос. Новосимбирка, р. Ташла), отмечаются факты обрастания порфириобластов глаукофана кросситом;

- омфацит, по сравнению с омфацитом эклогитов, содержит в основном значительно меньшее количество жадеитового минала и большее – акмитового и сопоставим с омфацитом измененных гранат-клинопироксеновых и лавсонитсодержащих пород;

- спессартин-гроссуляр-альмандин и альмандин-гроссуляровый гранат в гранат-кроссит-эпидотовых и гранат-фенгит-глаукофановых сланцах по составу и типу зональности сопоставим с гранатом из антигритовых серпентинитов, гранат-клинопироксеновых и лавсонитсодержащих пород. Отличительной особенностью состава данного граната от граната из эклогитов и гранат-глаукофановых породных ассоциаций метатерригенной единицы является низкое содержание (≤ 5 мол. %) пиропового, высокое (≥ 30 мол. %) кальциевого и спессартинового (до 39 мол. %) компонентов. Гроссуляр-альмандиновый гранат из гранат-фенгит-глаукофановых сланцев по содержанию гроссулярового

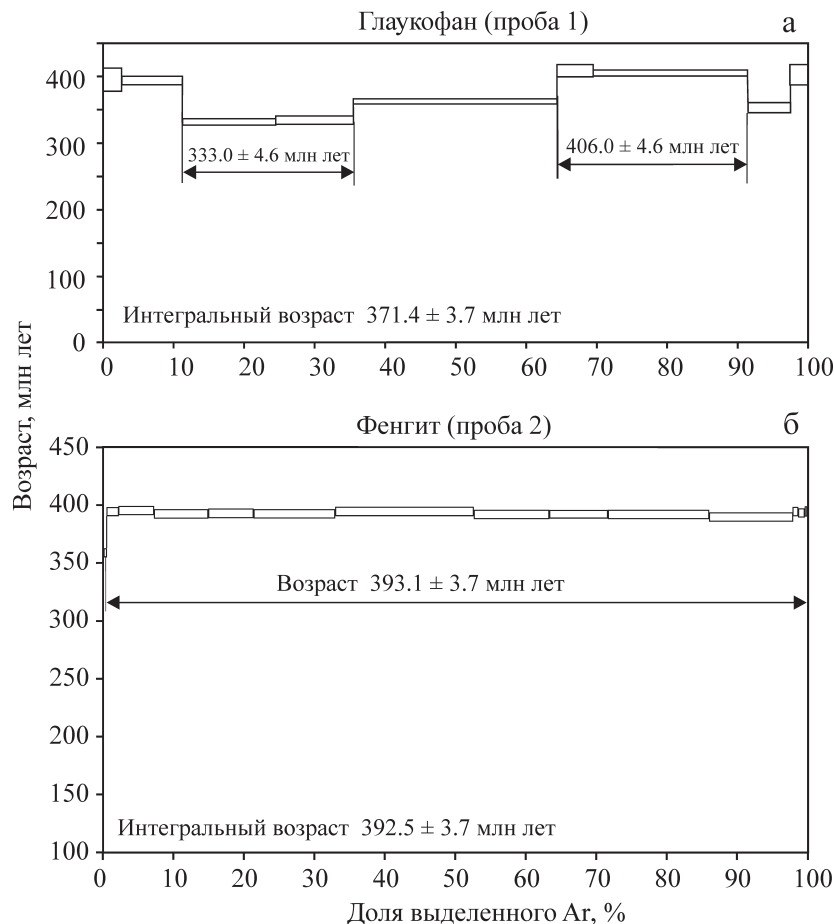


Рис. 11. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные спектры глаукофана и фенгита.

а – глаукофан из гранат-кроссит-эпидотового сланца, б – фенгит из гранат-фенгит-глаукофанового сланца.

Fig. 11. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of glaucophane and phengite.

а – glaucophane from garnet-crossite-epidote schist, б – phengite from garnet-phengite-glaucophane schist.

и спессартиновых компонентов близок по составу гранату из различных сланцев и кварцитосланцев метатерригенной единицы, а именно: эпидот в основном представлен пистацитом, тогда как в ассоциации с глаукофаном в породных ассоциациях УНРМ-эклогитовой и НРМ метатерригенной единиц развит цоизит-клиноцоизит, кроме того, значительное количество плагиоклаза (*Ol*) в гранат-кроссит-эпидотовых сланцах не характерно для глаукофановых пород metabasite состава в других единицах.

Петрогеохимические параметры породных ассоциаций и минералого-геохимические особенности циркона метамфитов НРМ голубосланцевой ассоциации в Ташлинском блоке показывают, что их субстратом, по-видимому, являлись ортопороды – магматические габброиды. Возрастные параметры $(673 \pm 5.4) - (592.6 \pm 9.6)$ млн лет могут рассматриваться как в различной мере преобразованные показатели возраста субстрата.

Формирование гранат-клинопироксеновых пород и их измененных разностей отвечает временному интервалу $(517.0 \pm 7.4) - (444.9 \pm 4.7)$ млн лет, что в общем согласуется с возрастными параметрами $((471 \pm 8) - (443 \pm 16))$ млн лет гранат-клинопироксеновых и лавсонитсодержащих пород районов деревень Караяново и Утарбаево. Однако следует подчеркнуть более древний $((824 \pm 21) - (2131 \pm 37))$ млн лет возраст их субстрата (Вализер и др., 2013б). Датировки возраста 401.1 ± 5 млн лет (по циркону) и 406 ± 4.6 млн лет (по кросситу) отражают время НР-глаукофанового метаморфизма, связанного, возможно, с наиболее ранней коллизионной фазой, а процесс винчит-зеленосланцевого диафтореза с возрастом около 330 млн лет – с аккрецией.

ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований позволяют рассматривать Ташлинский аккреционный блок

в качестве нового самостоятельного структурно-вещественного подразделения максютовского комплекса. В этом блоке совмещено несколько тектонических пластин, характеризующихся своеобразием состава породных ассоциаций и условий их метаморфического преобразования. Верхняя пластина представлена антигоритовыми серпентинитами с включениями гранат-клинопироксеновых пород, окаймленных метасоматическими ореолами, имеющими зональное строение. Сходная картина наблюдается в Утарбаевской мафит-ультрамафитовой единице (Вализер и др., 2013а, б), однако в биметасоматической зональности там широко развиты разнообразные лавсонитсодержащие породы. Вместе с тем анализ парагенезисов гранат-клинопироксеновых пород и сопровождающих их метасоматитов в Утарбаевской ассоциации и Ташлинском блоке дают основание полагать близость термодинамических параметров их метаморфического преобразования, происходивших, вероятно, в **НР-UHP условиях в глубинных зонах континентального рифта**.

В подстилающих верхнюю пластину метаморфических породах присутствуют многочисленные свидетельства проявления НР голубосланцевого метаморфизма. Подобные соотношения в максютовском комплексе нигде не наблюдались. Другая важная особенность гранат-голубосланцевых пород состоит в том, что протолитом их являлись не осадочные породы, составляющие основу метатерригенной эклогитсодержащей единицы, а магматические диопсидовые габбро, сформированные в позднем рифее до открытия Уральского океана. Метаморфические преобразования этих пород были многоэтапными. Можно допустить, что на ранних этапах они были связаны с декомпрессионным подъемом мантийного блока, однако голубосланцевый метаморфизм, как показывают новые изотопно-хронологические данные, они испытали до эклогитовой кристаллизации, обусловленной коллизией типа дуга-континент, а винчизеленосланцевый диафторез – при аккреции всех структурно-вещественных подразделений.

Характер соотношений породных ассоциаций в Ташлинском блоке и реконструированные последовательности их метаморфических преобразований существенно не только дополняют наши знания об эволюции НР-UHP метаморфизма максютовского комплекса, но и дают новые основания для выводов о геодинамических обстановках его формирования.

Исследования проводились при финансовой поддержке УрО РАН, конкурсные проекты 15-18-5-12 и 15-28-5-22.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. (2011) Ультравысокотемпературная ассоциация в ультрамафитах максютовского комплекса (Южный Урал). *Докл. АН.* **441**(4), 510-513.
- Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. (2013а) Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса (Южный Урал). *Литосфера.* (4), 50-61.
- Вализер П.М., Ленных В.И. (1988) Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 203 с.
- Вализер П.М., Русин А.И., Краснобаев А.А., Лиханов И.И. (2013б) Гранат-пироксеновые и лавсонитсодержащие породы максютовского комплекса. *Геология и геофизика.* **54**(11), 1754-1777.
- Добрецов Н.Л. (1974) Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 429 с.
- Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С. (1989) Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 234 с.
- Иванов С.Н., Русин А.И. (1997) Континентальный рифтовый метаморфизм. *Геотектоника.* (1), 6-19.
- Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И. (1998) Геохронологическая эволюция максютовского комплекса (Урал). *Докл. АН.* **362**(3), 397-401.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Сергеева Н.Д., Падерин И.П. (2013) Цирконная геохронология машакских вулканитов и problema возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал). *Стратиграфия. Геол. корреляция.* **21**(5), 3-20.
- Ленных В.И. (1977) Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 160 с.
- Ленных В.И., Вализер П.М. (1986) Лавсонитовые родиниты максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса. *Ежегодник-1985.* Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 73-76.
- Лепезин Г.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Волкова Н.И., Корсаков А.В. (2006) Возраст и термическая история максютовского метаморфического комплекса (по $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным). *Петрология.* **14**(1), 109-125.
- Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2011) Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации. *Геология и геофизика.* **52**(10), 1593-1611.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. (2010) Магматическая эволюция ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции (Россия): вещественные и геохронологические данные. *Литосфера.* (5), 37-63.
- Пучков В.Н. (1987) Коллизионная модель формирования эклогит-глаукофансланцевого метаморфического пояса Урала. *Новые данные по геологии Урала.* Свердловск: УрО АН СССР, 154-162.
- Пучков В.Н. (2000) Палеогеодинамика Южного и Северного Урала. Уфа: Даурия, 146 с.
- Русин А.И. (2007) Высокотемпературный метаморфизм Урала. *Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 421-460.
- Русин А.И., Вализер П.М., Русин И.А. (2014) НР-UHP ассоциации континентальной рифтовой и коллизионной стадий формирования Урала. *Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит.* Владивосток: ДВО РАН, 246-249.

- Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Гембицкая И.М., Толмачева Е.В. (2009) Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах микроскопических лампроитов Панозерского комплекса центральной Карелии. *Геохимия*. (9), 958-971.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Скэрроу Дж. (2004) Роговообманковые габбро Урала: типизация, геохимические особенности и петрогенезис. *Геохимия*. (5), 707-728.
- Френкель А.Э., Корсаков А.В., Лепезин Г.Г. (2001) Особенности химического состава и морфологии гранатов из гранат-омфацитовых и гранат-глаукофановых пород максютовского комплекса. *Кристаллогенезис и минералогия*. СПб.: СПбГУ, 111-113.
- Шацкий В.С., Ягоуцц Э., Козьменко О.А. (1997) Sm-Nd датирование высокотемпературного метаморфизма максютовского комплекса Южный Урал. *Докл. АН*. **352**(6), 285-288.
- Beane R.J., Connelly J.N. (2000) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb and Sm-Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov Complex, southern Ural Mountains. *J. Geol. Soc.* **157**, 811-822.
- Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G., Lennykh V.I., Valizer P.M., Lion J., Zhang R., Beane R. (1996) Tectonic setting and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in Maksyutov complex, Ural Mountains. Russia. *Int. Geol. Rev.* **38**, 136-160.
- Gao J., Klemd R., Zhang L., Wang Z., Xiao X. (1999) P-T path of high pressure/low temperature rocks and tectonic implications in the western Tianshan Mountains, NW China. *J. Metamorph. Geol.* **17**, 621-636.
- Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A. (2002) Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksyutov complex, Southern Urals, Russia. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **66**(7), 1221-1235.
- Gomez-Pugnaire M.T., Karsten L., Sanchez-Vizcaino V.L. (1997) Phase relationships and P-T conditions of coexisting eclogite-blueschists and their transformation to greenschist-facies rocks in the Nerkau complex (Northern Ural). *Tectonophysics*. **276**, 195-216.
- Hinton R.W., Upton B.G.J. (1991) The chemistry of zircon: variation within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenolites. *Geochim. Geosmochim. Acta*. 1991, **55**, 3287-3302.
- Holland T.J.B. (1979) Experimental determination of the reaction $\text{paragonite} = \text{jadeite} + \text{kyanite} + \text{H}_2\text{O}$ and internally consistent thermodynamic data for part of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, with applications to eclogites and blueschists. *Contrib. Mineral. Petrol.* **68**, 293-301.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Mineral. Geochem.* **53**, 27-55.
- Hoskin P.W.O. (2005) Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **69**(3), 637-648.
- Krogh E.J. (1988) The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.* **99**, 44-48.
- Lennykh V.I., Valizer P.M. (1999) High-pressure rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals). *Fourth Intern. eklogite field sumpos.* Novosibirsk: OIGGM SB RAS, 64.
- Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R., Leech M.P., Ernst W.G. (1995) Evolution of the Maksyutov complex Ural Mountains, Russia: Implication for metamorphism. *Int. Geol. Rev.* **37**, 584-600.
- Matte P., Maluski H., Caby R., Nicolas A., Kepezhinskis P., Sobolev S. (1993) Geodynamic model and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating for the generation and emplacement of the High Pressure (HP) metamorphic rocks in SW Urals. *C. R. Acad. Sci. Ser. II*. **317**, 1867-1874.
- McDonough W.F., Sun S.S. (1995) The Composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223-253.
- Perchuk L.L. (1989) P-T fluid regime of metamorphism and related magmatism with specific reference to the granulite-facies Sharyzhgaysk complex of Lake Baikal. *Evolution of metamorphic belts* (Eds J.S. Daly, R.A. Cliff, B.W.D. Yardley). *Geol. Soc. Spec. Publ.* **43**, 275-291.
- Perchuk L.L. (1990) Derivation of thermodynamically consistent system of geothermometers and geobarometers for metamorphic and magmatic rocks. *Progress in metamorphic and magmatic petrology*. (Ed. L.L. Perchuk). Cambridge University Press. 93-112.
- Ravna E.K. (2000) The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer: an updated calibration. *J. Metamorph. Geol.* **18**(2), 211-219.
- Ravna E.J., Krogh E.J. (2000) Distribution of Fe^{2+} and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet-hornblende Fe-Mg geothermometer. *Lithos*. **53**, 265-277.
- Ravna E.J., Paquin J. (2003) Thermobarometric methodologies applicable to eclogites and garnet ultrabasic rocks. *EMU Notes Mineral.* **5**(8), 229-259.
- Williams I.S. (1998) U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. *Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Rev. Econ. Geol.* **7**, 1-35.

Рецензент В.Н. Огородников

Garnet-glaucophane schists of Tashlinsky block from Maksyutov complex (Southern Urals)

P. M. Valizer*, A. A. Krasnobaev**, A. I. Rusin**, A. A. Zvorygina**

**Ilmeny State Reserve, Urals Branch of RAS*

***Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

On the basis of newest mineralogical, petrological and isotope-geochemical data we have considered the condition and the nature of garnet-glaucophane schists, associated with antigorite serpentinites. This rocks are localized in the lower part of antigorite serpentinites, which was never observed in other areas of the complex. Petrological and geochemical characteristics and mineralogical features of zircons indicate that the garnet-glaucophane schists relate to protolite which had substratum the diopside gabbro with age about 670 Ma. Isotope dating of zircons ($(444.9 \pm 4.7) - (401.1 \pm 5.2)$ Ma), glaucophanes (406.0 ± 4.6 Ma) and phengites (393.1 ± 3.8 Ma) from garnet-glaucophane schists suggest that blueschist facies metamorphism in the lower part of the Tashlinsky block ($T = 455 - 544^\circ\text{C}$, $P = 9.5 - 12$ kbar) have been developed before eclogite crystallization in metaterrigene unite of Maksutov complex dated 323 ± 8.8 Ma by the zircon and 333.0 ± 4.6 Ma by the glaucophane. Studies of formation of the metabasite includes in the upper part serpentinites indicate to higher P - T metamorphism, that probably compare with *Utarbayevo mafit-ultramafit unite*. Recently date evidences that the Tashlinsky block forms the independent part of the Maksyutov complex that have variety specific features indicating to need corrections in the traditional *schema of the evolution metamorphism and tectonic event of their generation*.

Key words: *garnet-glaucophane schists, garnet, glaucophane, isotope dating, Tashlinsky blok, Maksutov complex.*