

Д. Н. Салихов, А. А. Алексеев

#### ЭКЛОГИТЫ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ЮЖНОГО УРАЛА: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ГЕОЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Распространение продуктов высокобарического метаморфизма на Южном Урале в современных геодинамических представлениях связано с границами литосферных плит и относится к наиболее информативным признакам коллизионных, в первую очередь субдукционных зон. Но представление об эклогитсодержащих метаморфических комплексах как о фрагментах субдуцированной океанической коры не универсально, особенно с учетом сведений о существенной или весьма высокой доле в таких комплексах сиалического материала континентального происхождения. Различаются и взгляды на генетическую природу эклогитов в высокобарических комплексах складчатых поясов, объясняющие их формирование либо изофациальным метаморфизмом магматического субстрата эклогитов и вмещающих их апоосадочных метаморфических пород, либо тектоническим внедрением мантийных эклогитов или прямой кристаллизацией эклогитов из магматических расплавов. При обсуждении всех этих дискуссионных вопросов геологии и петрологии эклогитов существенное значение, как мы надеемся, могут иметь изложенные ниже материалы сравнительного геолого-петрологического и петрогеохимического анализа эклогитов из высокобарических метаморфических комплексов Южного Урала.

Урал, как полициклический складчатый пояс, является одной из классических структур Земли с разновозрастными и разнотипными проявлениями высокобарических эклогитсодержащих метаморфических комплексов. На Южном Урале эклогиты известны в трех метаморфических комплексах — максютовском (ММК), белорецком (БМК) и куртинском (КМК), развитых в узкой восточной части Западно-Уральского поднятия (ЗУП), представляющего интенсивно активизированную в позднем докембрии и палеозое окраину Восточно-Европейской платформы (рис. 1). По геолого-формационным чертам эклогитоносные комплексы Южного Урала относятся к двум типам — эклогит-сланцевому (белорецкий и куртин-

ский комплексы) и эклогит-глаукофансланцевому (максютовский комплекс), различающимся и по времени образования. На геологическом и изотопно-геохронологическом материале изучения метаморфических комплексов региона в истории его геологического развития достаточно надежно выявляются проявления высокобарического метаморфизма на трех возрастных уровнях, в общем соответствующих поздневендской (кадомской, ассинтской), раннедевонской или среднепалеозойской (каледонской) и позднепалеозойской (герцинской) эпохам тектогенеза [Алексеев, 2000].

Поздневендская эпоха высокобарического метаморфизма на Урале наиболее уверенно и однозначно подтверждается на примере белорецкого эклогит-сланцевого метаморфического комплекса, имеющего по сравнению с другими эклогитоносными комплексами достаточно надежное геологическое обоснование возраста субстрата и геологическое и радиологическое — времени зонального регионального метаморфизма. Субстрат БМК составляют отложения, слагающие Маярдакский антиклинорий и уверенно сопоставляемые с рифейскими сериями Башкирского мегантиклинория [Стратиграфические ..., 1993]. Эклогиты БМК образуют межпластовые согласные залежи незначительной (до нескольких метров) мощности в мраморах и кристаллических сланцах буганакской и кызылташской свит раннерифейского возраста (рис. 2) и известны в нескольких участках на сравнительно небольшой площади в 25–30 км<sup>2</sup> в ядре Буганакской брахиантиклинали. В среднерифейских отложениях БМК metabазиты представлены гранатовыми амфиболитами, в верхнерифейских — плагиоклазовыми амфиболитами. Доля metabазитов (эклогитов и амфиболитов) в составе БМК не превышает 10%, а в нижнерифейских отложениях — не более 2–3%. Карбонатные породы (мрамора) в объеме БМК составляют около 30%, а метатерригенные породы (кварциты и кристаллические сланцы) — до 60%. Эклогиты представлены мелкозернистыми разностями, в них размерность граната и омфациита не превышает 1–1,5 мм.

Для эклогитов БМК характерно развитие по омфациту роговообманково-плагноклазового симплектиста с превращением его в апоэклогитовые симплектитовые амфиболиты [Алексеев, Алексеева, 1979].

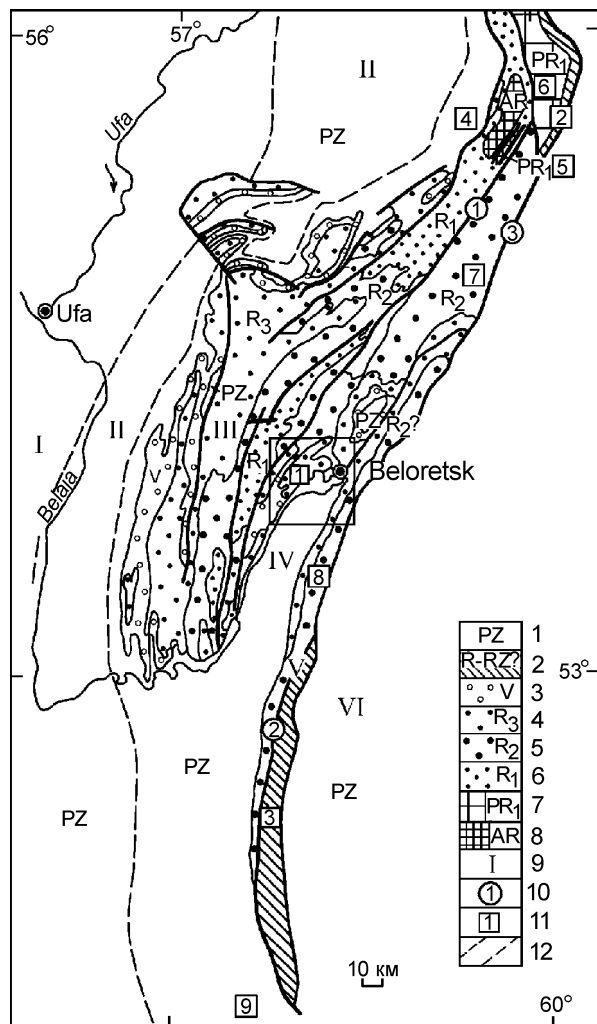


Рис. 1. Геологическая схема западного склона Южного Урала

**Условные обозначения:** 1 — палеозойские отложения нерасчлененные; 2 — метаморфические комплексы (максютовский, куртинский) с неопределенным возрастом (рифей, нижний палеозой?) субстрата; 3–6 — верхний протерозой (3 — венд, 4 — верхний рифей, 5 — средний рифей, 6 — нижний рифей); 7 — нижний протерозой (александровский и уфалейский метаморфические комплексы); 8 — верхний архей (тараташский метаморфический комплекс); 9 — основные структуры (I — Восточная окраина Русской платформы; II — Предуральский краевой прогиб; III–V — Западно-Уральское поднятие: III — Башкирский мегантиклинорий; IV — Зилаирский синклинорий; V — Уралтауский антиклинорий; VI — Магнитогорский синклинорий); 10 — основные разломы (1 — Юрюзано-Зюраткульский, 2 — Янтышевско-Юлукский, 3 — Главный Уральский); 11 — метаморфические комплексы: 1–3 — эклогитоносные (1 — белорецкий, 2 — куртинский, 3 — максютовский), 4–9 — прочие (4 — тараташский, 5 — александровский, 6 — уфалейский, 7 — златоустовский, 8 — суваянский, 9 — Сакмарское или Идельбаевское (Медногорское) поле метаморфических пород); 12 — границы Предуральского прогиба

Эклогиты белорецкого комплекса представлены разновидностями, сопоставимыми по петрохимическим особенностям с кварцевым толеитом, гиперстеновым базальтом и субщелочным базальтом с нормативным нефелином (табл. 1). Количество извести в них стабильно повышено (близко к 10,5% и выше), а количества оксида магния (6–7%) и оксида титана (0,7–1,6%) — умеренные и низкие. Всем им свойственны повышенные и высокие значения редких щелочей и никеля (табл. 2, рис. 3а). Большая часть проанализированных образцов имеет повышенные количества бария и тория. Важные в петрологическом плане химические элементы — стронций, скандий и уран в единичных образцах количественно сопоставимы с океаническими базальтами. Основная же часть проанализированных образцов, относительно тех же базальтов, имеет систематически низкие значения названных компонентов. Еще ниже содержания в эклогитах циркония, гафния, ванадия, ниобия, тантала, хрома и кобальта.

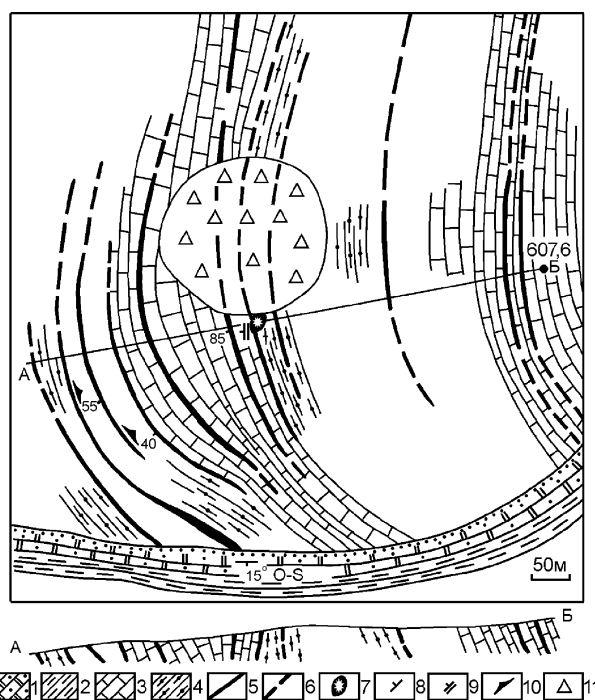


Рис. 2. Схема геологического строения и геологический разрез по линии АБ поля развития эклогитов на западном склоне высоты 607,6 м (составил А.А. Алексеев)

**Условные обозначения:** 1, 2 — палеозойские отложения (1 — песчанистые доломиты и доломитистые песчаники среднего и верхнего ордовика, 2 — глинистые сланцы нижнего силура); 3, 4 — метаморфические породы кызылташской свиты нижнего рифея (3 — мрамора, 4 — слюдисто-кварцевые сланцы); 5, 6 — эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты (5 — прослеженные, 6 — предполагаемые); 7 — щебеночный карьер; 8–10 — элементы залегания (8 — слоистости, 9 — контактов, 10 — сланцеватости); 11 — свалка

Таблица 1  
Силикатные анализы (в масс. %) и нормативно-минеральные составы эколлитов Южного Урала

Комплексы № образца → Компоненты ↓	Белорецкий					Куртинский					Макютовский									
	9782	9786	9790	15920	18615	18268	11788	14784	14786	14790	11168	11170	6130	6132	6143	6155	6151	8243	8281	8367
SiO <sub>2</sub>	48,70	50,86	45,12	48,0	48,75	49,17	44,56	48,60	45,60	46,50	47,70	47,96	46,97	46,07	47,26	49,05	48,93	50,66	49,25	47,86
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,54	0,71	1,52	1,33	1,47	2,60	1,39	1,29	1,43	1,25	1,95	3,36	4,20	3,56	3,44	1,28	1,32	2,32	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,02	11,67	14,82	12,01	15,35	14,24	12,93	11,23	10,80	12,20	13,87	12,43	12,24	12,22	11,90	11,29	12,29	11,61	12,48	13,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,54	4,55	2,17	3,94	2,77	1,69	5,13	4,14	4,23	2,70	1,75	3,99	6,37	4,83	8,55	3,08	4,98	4,81	6,25	3,86
FeO	9,33	7,38	11,92	12,46	8,55	9,19	13,93	12,3	9,08	9,91	9,35	11,96	9,76	10,75	7,59	12,35	8,55	7,18	8,39	5,71
MnO	0,12	0,23	0,17	0,21	0,21	0,17	0,20	0,22	0,14	0,15	0,17	0,20	0,16	0,71	0,18	0,16	0,19	0,22	0,21	0,21
MgO	7,07	7,88	6,63	9,4	8,05	7,44	6,89	8,0	9,88	8,83	9,00	7,36	6,93	6,28	7,06	7,78	8,98	5,95	6,44	9,40
CaO	10,90	11,84	13,02	10,26	11,74	12,54	10,70	12,16	13,72	12,87	11,94	11,48	9,61	9,38	8,55	6,18	8,97	11,83	9,27	14,01
Na <sub>2</sub> O	2,36	2,34	2,02	2,03	2,20	2,30	1,96	4,5	2,90	2,90	1,69	2,02	1,34	3,37	2,94	4,23	2,70	5,11	4,30	2,70
K <sub>2</sub> O	0,20	0,31	0,47	0,5	0,83	0,68	0,05	0,12	0,13	0,14	0,16	0,17	сл.	0,43	0,30	сл.	0,60	сл.	сл.	сл.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,04	0,23	0,08	0,07	0,05	0,10	0,08	0,69	0,12	0,10	0,18	0,29	0,30	0,14	0,14	0,06	0,24	0,14	0,10
П.П.П.	2,12	0,93	2,51	0,28	0,16	0,95	0,55	0,18	0,95	1,91	2,67	0,73	2,70	1,21	1,15	1,86	1,58	0,88	0,96	1,76
Сумма	99,68	99,57	99,79	100,41	99,85	99,84	99,60	102,74	99,41	99,66	99,65	100,43	99,73	99,75	99,18	99,46	99,08	99,78	100,02	99,52
Q	1,97	3,83										0,08	9,96		4,89		0,07			
OR	0,01	1,86	2,85	2,91	4,91	4,06	0,3	0,69	0,78	0,85	0,97	1,01	0,01	2,58	1,81	0,01	3,66	0,01	0,01	0,06
AB	19,96	20,07	14,37	16,94	18,64	19,68	16,74	19,23	15,99	17,91	14,75	17,14	11,69	28,94	25,35	36,67	23,55	3,5	36,73	20,02
AN	28,64	20,71	30,82	21,87	29,6	26,82	26,59	9,82	16,32	20,32	30,71	24,42	28,22	17,2	18,74	11,83	20,25	8,84	14,89	24,76
NE			1,73					9,66	4,84	3,89								5,54		2,09
DI	10,02	16,11	14,21	11,61	11,8	15,07	11	20,2	20,14	18,46	12,4		7,92	11,71	9,84	7,79	10,53	20,43	12,78	19,05
EN	5,61	10,73	6,51	6,63	7,08	8,41	5,36	10,52	12,9	10,77	7,27	13,16	5,16	6,78	8,04	4,26	6,73	12,8	8,35	13,45
FS	4,02	4,2	7,59	4,48	4,1	6,07	5,44	9,12	5,93	6,8	4,53	6,87	2,21	4,39	0,6	3,24	3,11	6,38	3,55	3,96
HY	12,45	9,17		8,33	5,17	3,45	7,69				12,09	5,93	12,63	3,55	10,13	9,54	15,04		4,3	
FS	8,92	3,59		5,63	2,99	2,49	7,8				7,54	11,52	5,42	2,3	0,76	7,27	6,96		1,83	
FO			7,33	7,42	5,49	4,82	3	6,22	8,48	8,22	2,63	9,94		3,88		4,24		1,53	2,48	7,35
FA			9,42	5,53	3,5	3,83	3,35	5,94	4,29	5,72	1,81			2,77		3,55		0,84	1,16	2,38
IL	2,14	2,97	1,39	2,85	2,53	2,82	4,99	2,57	2,49	2,78	2,45	3,71	6,58	8,09	6,89	6,69	2,51	2,53	4,45	0,93
MT	5,26	6,69	3,23	5,63	4,02	2,48	7,51	5,84	6,23	4	2,62	5,8	9,52	7,11	12,63	4,58	7,44	7,05	9,15	5,72
AP	1	0,09	0,55	0,18	0,16	0	0,23	0,18	1,62	0,28	0,24	0,42	0,69	0,7	0,33	0,33	0,14	0,56	0,33	0,24
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

**Примечание:** обр. 9782 — эколлит, ЮЗ склон, высота 607,6 м; обр. 9786 — эколлит, там же; обр. 9790 — эколлит амфиболитизированный, там же; обр. 15920 — эколлит, скв. 95, пл. 7 м; обр. 18615 — эколлит амфиболитизированный; обр. 18268 — эколлит амфиболитизированный, правый берег р. Буганак; обр. 11788 — эколлит симплектитовый, гора Острая; обр. 14784 — эколлит симплектитовый, гора Высокая; обр. 14786 — эколлит симплектитовый, там же; обр. 14790 — амфиболит, там же; обр. 11168 — эколлит симплектитовый окварцованный и позитизированный, участок Суул-Тюбе; обр. 11170 — эколлит, пос. Чаглинка; обр. 6130 — эколлит амфиболитизированный, урочище Каменный бутур; обр. 6132 — то же, там же; обр. 6143 — то же, там же; обр. 6155 — эколлит глаукофанитизированный, р. Зирекла; обр. 6151 — эколлит, р. Зирекла; обр. 8243 — эколлит, д. Ангинган; обр. 8281 — эколлит глаукофанитизированный, юго-западнее с. Ивановское; обр. 8367 — эколлит нижней эколлитовой зоны энстатит-эколлитовой дифференцированной залежи, р. Сакмара, левый берег в 2,5 км выше д. Утаркаево. Анализы подготовили: обр. 9782, 9790 — М.Г. Гусев; обр. 9786, 11788, 14786, 14788, 14789 — М.А. Костина; обр. 18615, 6130 — С.А. Ялудина; обр. 18268 — Ф.Р. Зарипова; обр. 11168, 11170 — Н.С. Дубовикова; обр. 6130, 6132, 6143, 6151, 6155, 8243, 8281 — Л.В. Жилкина; обр. 8367 — А.М. Габбасова.

Своеобразно распределение в них редкоземельных элементов (см. табл. 2, рис. 3а). Тяжелые элементы, начиная от лютеция до тербия включительно, имеют компактное расположение фигуративных точек на уровне более низком, чем положение тренда названных элементов океанических базальтов. От европия и до лантана тренды составов образцов раздвигаются в сторону уменьшения содержаний от океанического толеита и ниже, до аномальных, не свойственных базальтам значений.

Таким образом, несмотря на некоторые различия, эклогиты белорецкого комплекса геохимически сопоставимы между собой и они образуют довольно компактные тренды распределения рассеянных и редких (в том числе РЗЭ) элементов.

По петрогеохимическому составу эклогиты БМК близки к неметаморфизованным нижнерифейским магматическим образованиям более западных районов Башкирского мегантиклинория, отличающимся пониженной титанистостью [Алексеев, 1984]. Кроме геологических данных, раннерифейское время формирования субстрата эклогитов БМК подтверждается Pb/Pb возрастом в 1360 млн. лет по циркону из эклогитов [Glasmacher et al., 2001].

Минеральные ассоциации кристаллических сланцев БМК включают гранат, фенгитсодержащий мусковит и фенгит, цоизит, биотит, флогопит, кианит, тальк, силлиманит, кварц, олигоклаз, карбонаты. Термобарические условия формирования эклогитов и вмещающих их метаморфических пород БМК оцениваются в 600–650 °С и 10–12 кбар. На примере БМК было обосновано [Алексеев и др., 2002] выделение особой цоизитомфацитовой среднеградиентной фациальной серии метаморфизма, промежуточной по условиям формирования между относительно высокоградиентной кианит-силлиманитовой и низкоградиентной жадеит-глаукофановой фациальными сериями А. Миясиро [1976]. Поздневендское время метаморфизма пород БМК подтверждается

резко выраженными структурным и метаморфическим несогласиями между верхнедокембрийскими и палеозойскими (ордовикскими) отложениями [Алексеев, 1994] и изотопно-геохронологическими данными по метаморфическим породам и минералам (последние данные 590–703 млн. лет, К-Аг метод). Цифры 40Ar/39Ar возраста в основном в пределах 540–550 млн. лет отражают раннекембрийское время охлаждения пород комплекса и закрытия аргоновой системы [Glasmacher et al., 1999] и подтверждают допалеозойский возраст зонального регионального метаморфизма, в том числе и высокобарического, рифейско-вендского структурно-вещественного комплекса рифеид Урала.

Максютовский эклогит-глаукофансланцевый метаморфический комплекс Южного Урала, как один из наиболее крупных и известных в мире комплексов такого типа, изучен лучше. ММК прослеживается субмеридиональной полосой на 200 км при максимальной ширине до 10–16 км непосредственно западнее Главного Уральского разлома,

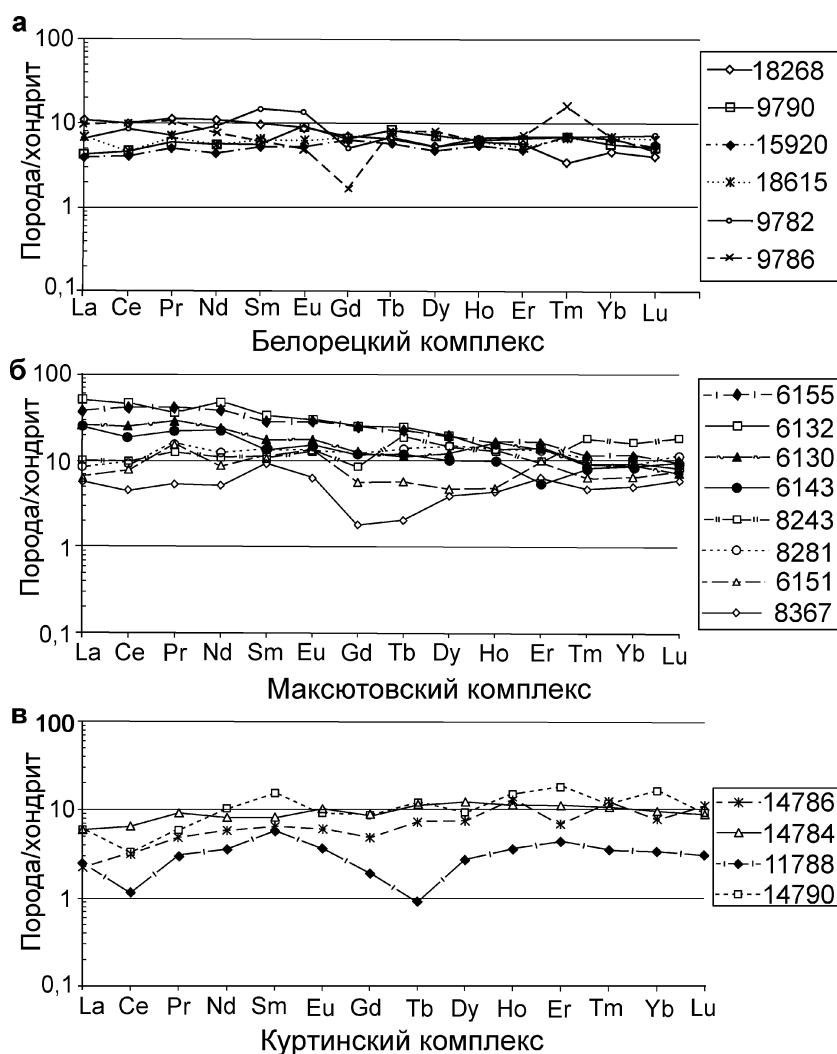


Рис. 3. Распределение редкоземельных элементов

Примечание: номера образцов отвечают номерам табл. 1

Таблица 2

## Редкие и рассеянные элементы в эколитах Южного Урала. Метод ICP-MS

Комплексы	Белорецкий						Куртинский						Максютовский							
	9782	9786	9790	15920	18615	18268	11788	14784	14786	14790	11168	11170	6130	6132	6143	6155	6151	8243	8281	8367
№ образцов → Компоненты ↓	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Be	0,22	0,18	0,24	0,17	0,13	0,15	0,16	0,25	0,18	0,25	0,12	0,29	0,53	0,3	0,38	0,34	0,22	0,92	0,24	0,14
Sc*	17,77	23,96	16,78	33,2	32,4	40,02	18,04		34,32	38,05	22,02	25,81	28,38	13,14	25,5	20,46	17,79	19,81	30,9	13,14
Ti*	584	803,3	1393	1038	796,7	1191	4249	20,45	1745	1967	1347	1652	1062	1319	1588	2258	714,9	1423	1629	458,9
V	96,2	87,62	92,96	82,18	84	88,66	389,8	128,8	120,2	124,6	89,36	107,5	104,8	119,7	101,4	122,4	105,1	77,98	114,4	70,08
Cr	85,86	85,33	86,77	83,3	141,6	81	13,88	39,36	72,9	44,08	102,3	47,77	89,07	57,01	122,9	97,52	127,9	60,24	23,7	147
Mn	388,7	288,1	508,8	374,9	390,7	305,3	382,9	436,1	428,5	489,6	346,6	395,4	326,1	266,2	301,6	626,8	310,8	354,2	440	355,2
Co	12,56	18,8	20,74	32,02	33	31	30,02	22,99	21,2	18,57	14,66	16,75	17,73	20,62	32	35,1	17,7	29,85	29,81	14,16
Ni	367,3	218,9	155	362,5	486,4	377,1	494	180,2	173,5	213,3	451,2	242,8	450,4	535,9	500	287,1	434,4	439,9	171	653
Cu	12,9	3,73	4,86	37,42	22,93	1,54	185,2	12,74	19,21	23,26	25,52	35,26	44,89	35,93	33,58	77,54	52,97	13,24	12,51	13,96
Zn	2,2	1,74	2,44	2,25	2,97	0,59	2,55	1,53	1,42	1,12	1,16	1,53	2,13	1,72	1,91	1,65	1,24	1,67	2,08	6,55
Ga	1,11	1,35	0,62	0,91	0,54	0,04	0,85	1,2	0,5	0,75	0,7	0,84	1,94	0,51	1,77	1,6	1,37	1,13	1,32	0,56
As	0,08	0,09	0,05	0,03	0,05	0,04	0	0,04	0,4	0,09	0,06	0,1	2,27	0,13	1,44	0,02	0,11	0,16	0	0,02
Rb	4,48	21,46	36,31	18,76	49,41	20	1	2,83	2,7	1,99	4,03	4,58	8,95	12	11,89	0,36	12,6	2,78	2,09	2,27
Sr	64,5	43,56	48,84	62,38	80,87	162,5	133,9	159,5	210,3	198,4	128,2	139,7	296,7	309,7	335,2	178,3	245,1	146	67,76	287,8
Y*	5,38	5,06	4,46	4,48	4,87	4,66	3,25	8,57	7,55	13,29	6,5	9,11	8,41	7,39	7,8	9,56	5,23	9,42	10,6	3,72
Zr*	21,91	53,23	0	0	0	66,42	60,73	51,02	0	55,91	37,56	73,6	78,96	43,12	99,14	0	32,47	178,4	0	27,37
Nb	0,12	0,31	0,17	0,24	0,19	0,29	0,01	0,37	2,18	0,58	0,2	0,33	0,32	0,29	0,48	0,95	0,14	0,3	0,18	0,08
Mo	0,48	0	0	0	0	0	0,31	0	0	0	0	2,93	1,87	7,2	1,21	0	2,33	0	0,49	
Ag	0,65	0,53	0,69	0,6	0,88	0,56	0,5	0,12	0,09	0,05	0,16	0,11	0,12	0,24	0,29	0,11	0,07	0,01	0,480	0,72
Cd	0,08	0	0,03	0	0,01	0	0	0,35	0,01	0,01	0	0,14	0,1	0,19	0	0,28	0	0,21	0	0
Sn*	10,49	37,78	11,65	11,85	22,54	34,49	13,34	0,3	0,16	0,21	0	0,38	0	0,11	0,06	0,31	0	0,61	12,64	24,77
Sb*	0	0	0	0	0	0	0	0	0,18	0	0,04	0	0	0,18	0	0	0	0	0	0
Te	0,47	0	0	0	0	0,39	0,28	7,6	0	0	0	1,19	0,53	2,13	0	5,33	0,79	0	3,55	0,1
Cs	0,34	0,26	0,29	0,36	0,62	0,39	0	0,06	0,16	0,04	0,13	0,15	0,95	0,04	0,66	0	0,38	0,09	0,04	0,13
Ba	4,32	27,4	48,06	28,45	40,52	45,4	12,17	36,5	148,4	34,71	7,29	7,57	369,4	126,6	573	3,27	80,28	53,16	0	5,08
La	2,23	3,34	1,43	1,31	2,36	3,69	0,85	2,04	0,77	2,04	2,24	2	9,01	17,26	8,57	12,95	2,21	3,44	2,91	1,92
Ce	7,71	9,2	4,21	3,73	4,36	9,2	1,08	6,02	2,98	3,09	5,54	2,77	23,21	43,1	17,03	38,43	7,12	9,03	9,18	4,2

Таблица 2 (окончание)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Pr	0,88	1,23	0,72	0,59	0,83	1,34	0,36	1,1	0,58	0,71	0,99	0,93	3,46	4,39	2,63	5,06	2,12	1,52	1,8	0,64
Nd	5,9	4,91	3,56	2,79	3,54	7	2,34	5,31	3,84	6,68	4,11	4,08	15,4	30,32	14,8	25	5,59	7,2	8,09	3,36
Sm	3,2	1,32	1,22	1,14	1,41	2,14	1,28	1,78	1,39	3,42	1,12	1,24	3,82	7,34	2,92	6,21	2,69	2,24	3,07	2,05
Eu	1,07	0,39	0,72	0,43	0,5	0,7	0,3	0,82	0,5	0,75	0,45	0,54	1,43	2,4	1,28	2,29	1,11	1,12	1,05	0,51
Gd	1,54	0,51	2	2,07	1,99	2,2	0,6	2,76	1,53	2,71	1,67	1,65	3,88	7,72	3,64	8,05	1,73	2,64	3,71	0,56
Tb	0,36	0,42	0,45	0,3	0,34	0,33	0,05	0,61	0,4	0,65	0,36	0,15	0,6	1,32	0,63	1,19	0,31	1,02	0,74	0,11
Dy	1,75	2,74	2,49	1,58	1,88	2,27	0,94	4,17	2,6	3,27	3,34	2,18	4,14	6,59	3,4	6,61	1,59	5,02	5,03	1,32
Ho	0,52	0,49	0,44	0,42	0,48	0,49	0,29	0,92	1,07	1,21	0,76	0,82	1,33	1,08	0,78	1,25	0,38	1,06	1,09	0,34
Er	1,12	1,68	1,53	1,09	1,25	1,36	1,05	2,65	1,64	4,3	2,1	1,52	3,79	3,24	1,24	3,32	2,27	2,28	3,17	1,48
Tm	0,24	0,57	0,25	0,25	0,24	0,12	0,13	0,39	0,45	0,43	0,34	0,32	0,42	0,32	0,29	0,42	0,23	0,65	0,39	0,17
Yb	1,51	1,53	1,27	1,49	1,55	1,04	0,79	2,23	1,82	3,78	1,58	0,99	2,05	2,1	1,95	2,63	1,47	3,75	2,44	1,14
Lu	0,25	0,22	0,18	0,17	0,16	0,14	0,11	0,32	0,4	0,34	0,23	0,18	0,29	0,33	0,25	0,35	0,26	0,64	0,4	0,21
Hf	0,13	0,29	0,18	0,36	0,17	0,27	0,3	0,27	0,39	0,36	0,26	0,42	0,32	0,26	0,34	0,27	0,16	0,58	0,14	0,42
Ta	0,01	0,14	0	0,01	0,02	0,01	0	0,12	2,35	0,17	0,04	0,67	0,34	0,24	0,71	0,16	0,06	0,23	0,02	0
W	34,04	2,09	203,5	0,39	0,64	0,67	0	65,67	0,11	0	0,01	0,1	0,16	1,47	0,24	0,19	0	0,73	0,23	0,36
Tl	0,02	0,02	0,08	0,02	0,06	0,04	0,01	0,01	0	0	0,01	0,015	0,01	0,02	0,02	0	0,02	0	0	0,01
Pb	0,7	0,67	8,18	0,98	3,2	0	0,55	1,31	1,02	1,63	1,12	0,96	1,6	0,88	1,72	0,73	0,86	2,55	1,32	5,64
Bi	0,02	0,01	1,09	0,07	0,06	0	0,02	0	0,02	0,01	0,01	0,07	0,02	0,05	0,01	0,03	0	0,09	0,01	0
Th	0,4	0,42	0,41	0,13	0,34	0,26	0,3	0,13	0,08	0,08	0,19	0,52	0,85	1,54	0,8	1,45	0,35	1,4	0,14	0,21
U	0	0	0,13	0,03	0,03	0,02	0,03	0,12	0,03	0,03	0	0	0,19	0,04	0,14	0,3	0,06	0,71	0	0

Примечание: Номера образцов и точки отбора соответствуют данным табл. 1. Исполнители анализов — С.А. Горбачева и Л.С. Цимлянская (ИГЕМ)

разделяющего здесь палеозойские отложения Магнитогорского мегасинклинария и метаморфические толщи зоны Уралтау. Геология и петрология этого комплекса рассматривались Д.Г. Ожигановым, В.И. Ленных, Н.Л. Добрецовым, А.А. Алексеевым, К.С. Ивановым и др. В сложении комплекса доля ортопород различной фациальной природы составляет в среднем 10–12% и не поднимается выше 20% от мощности всего разреза примерно в 3500 м, остальной объем комплекса сложен кварцитами и кристаллическими сланцами, представляющими продукты метаморфизма терригенных пород, в том числе полевошпатовых песчаников, а также отложений, обогащенных органическим веществом. Кроме того, в составе юагузинской свиты развита толща лептитоподобных пород (ортокварцитов) по магматическим породам кислого состава с высоким — до 7–9% содержанием  $K_2O$  в составе щелочей. Изредка в ММК наблюдаются линзы и прослойки мраморов. Для тектоники ММК характерны четко выраженные брахиантиклинальные структуры.

В его разрезе обычно выделяются от четырех до шести свит. По представлениям В.И. Ленных [1984], в разрезе ММК выделяются две серии или тектонические единицы, нижняя из них включает (снизу вверх) галеевскую, кайраклинскую и юагузинскую свиты, а верхняя — надвинутую на нижнюю единицу офиолитовую пластину карамалинскую свиты. Другие авторы [Захаров, Аржавитина, 2007] объединяют в нижнюю толщу галеевскую и юагузинскую, а в верхнюю — кайраклинскую и карамалинскую свиты. Эклогиты в ММК представляют широко развитую группу пород, для которой наиболее типичны крупнозернистые (до 1–1,5 см) породы гранатомфацитового, гранат-омфацит-фенгит-глаукофанового состава, слагающие преимущественно интрузивные межпластовые залежи и будины мощностью до десятков метров и протяженностью нередко до нескольких км. По реке Сакмара ниже урочища Караяново и выше д. Утарбаево описана дифференцированная залежь мощностью до 35 м, сложенная в нижней части зоной энстатитовых

пород (5–6 м) и в верхней — эклогитовой до 30 м, между которыми намечается переходная зона до 2 м мощностью [Алексеев, 1976]. В составе межпластовых эклогитов известны два петрохимических типа, различающихся по железистости и содержанию  $TiO_2$  — высокотитанистые и низкотитанистые [Алексеев, 1975]. В составе комплекса наблюдаются также эклогитоподобные породы или диопсидовые эклогиты в виде включений или ксенолитов в серпентинитах до 10–15 м размером, сложенные диопсидом или жадеитсодержащим диопсидом и альмандин-гроссуляром; отмечаются нередко сферновые эклогиты, представляющие переходные по степени метаморфизма различия между рутиловыми эклогитами и зеленокаменными породами и залегающие в виде некрупных силловых залежей, будин и небольших (до 60–70 м) интрузивных тел типа некков или штоков.

Эклогиты максютовского комплекса характеризуются широким

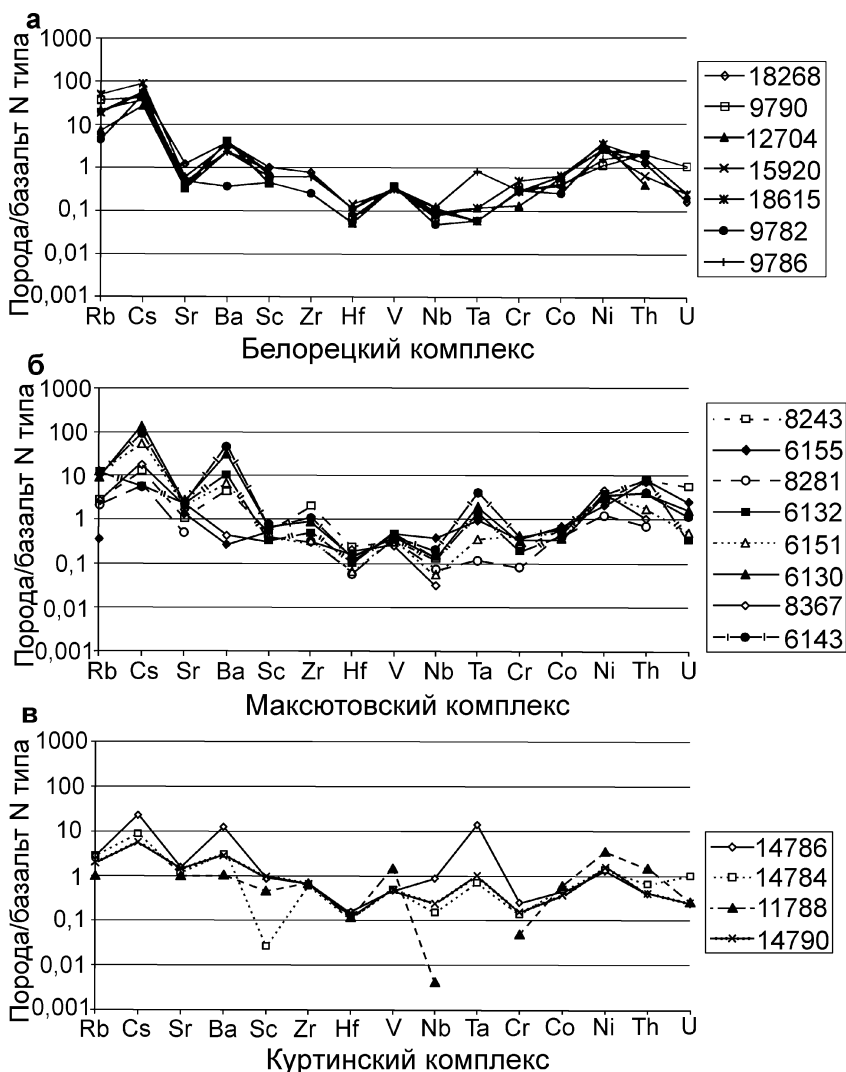


Рис. 4. Распределение некоторых редких и рассеянных элементов

Примечание: номера образцов отвечают номерам табл. 1

диапазоном содержаний петрогенных компонентов (см. табл. 1). Так, содержание оксида титана варьирует от 0,7 до 4,2%, оксида кальция — от 6,2 до 14,0%, оксида магния — от 4,4 до 9,4%, суммарная железистость — от 9,8 до 16,3% и, наконец, суммарная щелочность — от 1,3 до 5,1%. Все они могут быть объединены в три петрологические типа — кварцевые толеиты, гиперстеновые базиты и субщелочные базиты с нормативным нефелином. Названные петрохимические разновидности имеют высокие содержания редких щелочей и никеля (см. табл. 2, рис. 3б). При этом наиболее высокие концентрации и общий высокий фон указанных элементов отмечаются в эклогитах, сопоставимых с кварцевыми толеитами, в несколько меньшем количестве они присутствуют в разностях, близких к субщелочным базитам и минимальные — в гиперстеновых базитах.

Аналогичная картина высоких концентраций отмечается для бария, стронция, циркония, титана, тория и урана в эклогитах, соответствующих кварцевым толеитам и щелочным базитам, а в породах, отвечающих гиперстеновым базитам, те же компоненты присутствуют в количествах ниже, чем в океанических базальтах. Общий низкий фон распределения скандия, гафния, ванадия, ниобия, хрома и кобальта отмечается во всех разновидностях пород. По количественному содержанию РЗЭ и по рисунку распределения их (см. табл. 2, рис. 3б) можно выделить группы пород. Одна из них в целом отвечает толеитовым базитам, имеет тренд распределения РЗЭ, близкий к океаническому типу. Другая группа пород представлена разновидностями с повышенными значениями легких РЗЭ на уровне континентальных толеитов. Третья группа объединяет нестандартные анализы субщелочных базальтов и кварцевых толеитов с аномальными (положительными и отрицательными) содержаниями суммы щелочей или извести, или оксида титана. Соответственно, тренды распределения РЗЭ в них имеют запредельные либо высокие значения (обр. 12191), либо низкие (обр. 8367 и 6151), а каждый конкретный элемент — бессистемные вариации.

Метаморфизм ММК относится в целом к зонально-поясовому типу с развитием эклогитов и глаукофановых сланцев в докарамалинской части и лавсонитсодержащих ортосланцев по вулканитам в карамалинской части разреза. Термобарические условия метаморфизма пород комплекса изменялись в довольно широких пределах и оцениваются от 400–500 °С и 10–12 кбар до 500–550 °С и 15–22 кбар [Добрецов, 1974; Ленных, 1977]. Оценки РТ условий эклогитов в последние годы [Volkova et al., 2004] показывают на более высокие значения и их не-

стабильность. По Н.И. Волковой, температурные данные кристаллизации ядра граната 638–657 °С при давлении в 20,4–22,2 кбар и внешней его каймы — 723–749 °С при давлении 19,9–21,9 кбар. Одновременно происходило изменение химической среды кристаллизации: увеличивалось количество Mg и Fe<sup>3+</sup>. Вмещающие эклогиты гранат-кроссит-фенгит-кварцевые сланцы метаморфизованы в иных условиях; содержание Si в кристаллохимической формуле фенгитов из парасланцев составляет 3,4–3,5 ф. е. и нередко 3,65 ф. е., давление при их формировании было 12 кбар и могло достигать 15–17 кбар [Добрецов, Соболев, 1989]. В то же время коэситсодержащие эклогиты формируются при Р не менее 25 кбар [Бэрри, 1985], а алмазоносные породы — при Р не менее 50–60 кбар [Чепуров и др., 1997].

Палеонтологические материалы свидетельствуют о наличии в линзовидных залежах мраморов кайраклинской и карамалинской свит позднесилурийско-раннедевонских конодонтов [Захаров, Пучков, 1994; Захаров, Мавринская, 1994] и кембрийских археоциат [Львов, 1965]. В.И. Ленных [1981; Вализер, Ленных, 1988], детально описавший максютовский комплекс, рассматривал его как коллизионно-шовную зону на границе палеоконтинент — океан, в которой тектонически совмещены две формационно различные толщи: нижняя преимущественно терригенная — субконтинентальная и верхняя — офиолитовая. В таком варианте максютовский комплекс утвердился в отечественной [Ленных, 1981; Ленных и др., 1979] и международной [Broun, Spadea, 1999; Leech, Ernst, 2000; Volkova et al., 2004 и др.] литературе.

Однако возраст субстрата метаморфических пород и его метаморфической истории остается остро дискуссионным. Особенно высокие цифры 1517±40 млн. лет получены по рутилам из сланцев и эклогитов, 1216±93 млн. лет по цирконам из юагузинской свиты [Краснобаев и др., 1998] U-Pb методом, Rb-Sr методом в 1100 млн. лет [Добрецов, 1974], по терригенным цирконам из кварцитов галеевской и юагузинской свит — от 960–990±10 млн. лет до 2000–2130±210 млн. лет [Козлов, 1982]. Часть этих цифр вряд ли отражает возраст субстрата метаморфитов; цирконы, по-видимому, свидетельствуют о возрасте материнских пород области сноса, а не о времени поступления циркона в осадок. Заслуживает внимания цифра 550 млн. лет, полученная Ar-Ar методом [Matte et al., 1993]. Эта цифра фигурирует у многих исследователей, отвечает времени заложения Уральского палеоокеана и получена в данном случае по гипербазитам ГУР [Пучков, 2000; Попов, 2006]. Надо полагать, что это время проявления метаморфизма нижней

толщи максютовского комплекса, обломки которой вместе с серпентинитами отмечаются в линзе конгломератов бетринской свиты [Ожиганов, 1955].

Большое количество более или менее согласованных данных получено калий-аргоновым методом по фенгитовым слюдам — основная часть их отвечает интервалу в 370–420 млн. лет [Ленных, 1977; Алексеев, 1976]. Не противоречат этим цифрам  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки в 370 млн. лет по фенгитам из парасланцев комплекса [Matte et al., 1993], в 372,9; 377,7; 387,8 млн. лет [Coleman et al., 1993]. Для эклогитов ММК были также получены Sm-Nd датировки в 396 и 375–358 (в среднем 370) млн. лет [Шацкий и др., 1997]. Согласующиеся возрастные данные —  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  по фенгитам, U/Pb по рутилу и апатиту, Sm-Nd по гранату, омфациту, рутилу и апатиту [Beane, Connelly, 2000], также датируют время проявления высокobarического метаморфизма позднедевонской эпохой. С такими изотопными датировками метаморфизма хорошо согласуются геологические данные о присутствии в тяжелой фракции шлихов-протолок полимиктовых песчаников зилаирской серии (фаменский ярус девона) Южного Урала граната и редких зерен глаукофана [Аржавитина, 1978], а также отмеченные факты наличия обломочного глаукофана непосредственно в петрографических шлифах тех же пород, в том числе по скв. Сосновка-3 в Зилаирском синклинонии [Алексеев, 1994], свидетельствующие об эрозии пород ММК уже в позднедевонское время.

Еще более определенно о возрасте метаморфизма нижней толщи максютовского комплекса свидетельствуют многочисленные обломки мусковит-кварцевых парасланцев вместе с обломками серпентинитов, которые отмечаются в линзе конгломератов бетринской свиты силурийско-раннедевонского возраста по Д.С. Ожиганову [1955] или нижнего девона по О.В. Артюшковой и В.А. Маслову [2008].

Особое место занимают цифры абсолютного возраста в 365–355 млн. лет поздний девон – ранний карбон), полученные Ar-Ar методом [Beane, Connelly, 2000]. Этот этап метаморфизма является ретроградным, слагает сланцевую зону восточно-северо-восточного простирания, отвечает переходной голубосланцевой/зеленосланцевой фации и оценивается в  $T = 300\text{--}400^\circ\text{C}$  и  $P = 6\text{--}8$  кбар [Hetzl, 1999].

Метаморфизм в позднем девоне, отвечающий цифре  $375 \pm 2$  млн. лет, по мнению Glodny et al. [2002], является как бы пороговым, раньше которого высокobarические процессы не происходили, что обосновывается ими высокоточной внутриминеральной изохроной по омфациту и фенгиту, отражающей процесс эклогитизации, но режим давлений при

данной реакции противоречит появлению коэсита и тем более алмаза.

При учете последующего и заключительного фаменско-раннекаменноугольного метаморфизма, фиксируемого в максютовском комплексе, который характеризуется низкими PT параметрами, высокobarический метаморфизм проявляется в герцинскую стадию тектогенеза локально. При этом отсутствуют признаки последовательности в формировании эклогитов, с одной стороны, и с другой — ультрабарических метаморфитов с коэситом и алмазом. Надо полагать, что PT параметры для каждого локального участка регулируются внутренними причинами, самостоятельно проявляющимися на фоне внешнего общего для всей массы давления.

В куртинский эклогитоносный метаморфический комплекс (КМК) обычно выделяется сланцевая толща куртинской свиты в восточной периферии уфалейского метаморфического комплекса, относимая Г.А. Кейльманом [1974] к сланцевому обрамлению указанного гнейсово-мигматитового комплекса. Геологическое соотношение кристаллических сланцев куртинской свиты с плагииогнейсово-амфиболитовым ядром интерпретируются как трансгрессивное с угловым несогласием, а с палеозойским осадочно-вулканогенным комплексом Тагильского мегасинклинория — тектоническое по Главному Уральскому глубинному разлому. А.И. Белковским и И.Н. Локтиной [1979] образования куртинской свиты выделяются в качестве одноименной тектонической пластины размером  $1,5\text{--}11 \times 90$  км. Возраст субстрата гнейсового ядра определяется в интервале от раннего протерозоя до среднего рифея, а куртинской свиты — от среднего рифея до ордовика.

В составе куртинского эклогит-сланцевого комплекса существенно преобладают кристаллические парасланцы, составляющие не менее 90% его объема. Они представлены в основном гранат-фенгит-кварцевыми и двуслюдяно-гранат-кварцевыми сланцами, редко графитсодержащими их разностями, графитистыми и слюдястыми кварцитами. Иногда в них появляются кианит, ставролит, роговая обманка и хлоритоид. Акцессорные минералы — рутил, ильменит, турмалин, апатит, сфен по рутилу или ильмениту. А.И. Белковский [1986] почти все разновидности кристаллических сланцев рассматривает как метасоматические породы, образовавшиеся при кислотном выщелачивании эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов в близких к мантийным условиям при давлениях 9–17 кбар и  $585\text{--}610^\circ\text{C}$ . По А.А. Алексееву и Г.В. Алексеевой [1986], кристаллические парасланцы куртинской свиты представляют обычные парасланцы по песчано-глинистым отложениям, о чем свидетельствуют свойственные для них полосчато-слоистые текстуры,

наличие редких окатанных зерен циркона и постоянное присутствие в них в качестве типового акцессорного минерала метаморфогенного турмалина в призматических кристаллах, характерного именно для апопелитовых метаморфических пород.

Метабазиты в составе куртинского комплекса образуют межпластовые тела и будины апоэклогитовых гранатовых амфиболитов мощностью до 10 м при протяженности до 100–200 м и, реже, более крупные межпластовые линзовидные массивы до 45–200×500–2500 м, в которых изредка сохраняются реликты неполностью замещенных симплектитовых эклогитов. Метабазиты куртинского комплекса изучали А.П. Казак, М.Б. Аринштейн, Г.А. Кейльман, Н.Л. Добрецов, А.И. Белковский, И.Н. Локтина, Е.П. Мельников, А.А. Алексеев. Эклогитоподобные породы, ассоциирующиеся с амфиболитами, были описаны Г.М. Виноградской [1964]. Как и в БМК, прослеживаются все стадии замещения эклогитов симплектитовыми амфиболитами (с омфацит-плагиоклазовым и амфибол-плагиоклазовым симплектитом по омфациту), гранатовыми амфиболитами и гранат-цоизитовыми амфиболитами, со значительным развитием в дальнейшем альбита и местами калиевого полевого шпата.

Наиболее представительно эклогиты и замещающие их амфиболиты в крупных залежах обнажены на горах Беркут, Теплая, Острая, Бзялина. Эклогиты КМК более сланцеватые и крупнозернистые породы, чем БМК, размерность граната в них колеблется от 1 до 5–6 мм; его распределение в породе может быть равномерным и слабо полосчатым, нередко неравномерным, близким к венцовой или центрической структуре. В отличие от эклогитов БМК и ММК, рудный минерал в эклогитах чаще всего представлен ильменитом, ассоциацией ильменита и рутила и реже рутилом, образующими более или менее равномерно, но точно или пятнисто распределенные в породе вытянутые по сланцеватости агрегаты мелких кристаллов. Среди эклогитов и апоэклогитовых амфиболитов КМК имеются эклогиты как с повышенными, так и пониженными содержаниями  $TiO_2$ . В районе горы Высокой А.И. Белковский и И.Н. Локтина [1979] описали эклогиты, ассоциирующиеся с клинопироксенитами, и, по их мнению, образующиеся за счет клинопироксенитов, в связи с чем куртинская свита ими рассматривается как клинопироксенит-эклогит-амфиболит-сланцевая ассоциация глубинного (верхнемантийного) происхождения; термобарические условия формирования этой ассоциации определяются в пределах от 750 °С и 30–35 кбар (ультраосновные породы и эклогиты) до 560–575 °С и 9–10 кбар для процессов замещения эклогитов амфиболитами [Белковский, 1986]. Учитывая своеобразие химиз-

ма этих групп пород, резко различные содержания  $TiO_2$  в клинопироксенитах и залегающих среди них эклогитах и относительно высокую однородность их вещественного состава, трудно согласиться с таким представлением. Эклогиты горы Высокой по минералогии однотипны с другими эклогитами КМК и могут представлять метаморфизованные базитовые зоны в расслоенной интрузии (полосчатом комплексе ультраосновной интрузии) или силловые (дайковые) тела в ультраосновных породах.

Эклогиты куртинского комплекса по петрохимическим характеристикам (см. табл. 1) относятся к высокоизвестковистым породам с содержанием оксида кальция более 10%. Им свойственна также повышенная магнезиальность с абсолютными значениями оксида магния на уровне 9%, и лишь в единичных случаях этот показатель несколько снижается.

Рассматриваемые эклогиты характеризуются умеренно повышенной титанистостью. Почти все они содержат нормативный нефелин. Но есть породы и с нормативным гиперстеном.

Итак, куртинский комплекс эклогитов по вещественному составу близок к базальтам с субщелочным уклоном. Об этом же свидетельствуют данные по редким и рассеянным элементам (см. табл. 2, рис. 4 в). В них отмечается повышенная роль редких щелочей, рубидия и цезия, а также бария. Обращает на себя внимание, что в гиперстеновых разновидностях названные выше элементы присутствуют в умеренных количествах, соответствуя составу океанических базальтов. Здесь же отметим, что эклогиты с гиперстеновой составляющей резко обеднены ниобием и хромом, содержания же ванадия, никеля и тория незначительны, но превосходят их уровень в океанических базальтах, а между тем эклогиты с нормативным нефелином обеднены большинством элементов, за исключением стронция и никеля.

В распределении редкоземельных элементов (см. табл. 2, рис. 3 в) тренд их содержаний отличается от океанических базальтов прежде всего низким количеством легких разновидностей компонентов. Тяжелые РЗЭ вполне сопоставимы с трендом их в океанических базальтах, хотя некоторая нестабильность четных компонентов при этом наблюдается. Вместе с тем среди эклогитов куртинского комплекса присутствуют разновидности со значительным отклонением от стандартных трендов базальтов.

Термобарические условия формирования эклогитов в составе куртинской свиты оцениваются около 600 °С и 9–12 кбар [Добрецов, 1974]. По диаграмме стабильности фенгитовых слюд Б. Вельде [Velde, 1967], основанной на содержании Si в светлых слюдах, составляющего в фенгитах КМК 3,3–

3,45 ф. е., давление при метаморфизме парасланцев составляло не менее 8–9 кбар и было близко к 12 кбар, так как высококремниевые фенгиты с  $Si_{\text{форм.}} \geq 3,4$  характерны для давлений свыше 12 кбар [Добрецов, Соболев, 1989]. По содержанию жадеита в омфациите из эклогитов КМК (31–32%) давление при формировании эклогитов при температуре около 600 °С также оценивается в 12 кбар [Перчук, Аранович, 1991].

Достоверных геологических и радиологических данных о возрасте субстрата КМК пока нет. С учетом возможного среднерифейского возраста субстрата и близости БМК и КМК по условиям формирования и преобразования метабазитов, время высокобарического метаморфизма куртинского комплекса предположительно можно считать допалеозойским-вендским. При ордовикском возрасте субстрата, естественно, высокобарический метаморфизм должен быть моложе. Единичное определение К-Аг методом возраста биотита в лаборатории А.А. Краснобаева дало  $314 \pm 1$  млн. лет. С этой датировкой сопоставимы Аг/Аг определения возраста времени охлаждения и закрытия этой системы для роговой обманки ( $308 \pm 3$  млн. лет) и мусковита ( $293 \pm 2$  млн. лет) амфиболсодержащего двуслюдяно-гранат-кварцевого сланца [Glasmacher et al., 1999]. Независимые К-Аг и Аг-Аг датировки достаточно хорошо согласуются между собой и могут свидетельствовать о том, что КМК испытал в позднем палеозое высокобарический метаморфизм в связи с герцинским тектогенезом.

Итак, рассматриваемые три комплекса эклогитов характеризуются определенными различиями в химических составах. Эклогиты максютовского комплекса имеют широкий диапазон вариаций как петрогенных, так и редких, и рассеянных элементов в сравнении с белорецким и куртинским комплексами, в которых основная часть анализов химических элементов характеризуется компактным трендом. В белорецком комплексе эклогиты менее магнезиальны, чем в куртинском, в них понижены количества стронция, титана и редких земель, особенно низки содержания их тяжелых компонентов и, напротив, максимальны количества рубидия. Куртинский комплекс отличается минимальным в объеме рассматриваемых комплексов количеством редких щелочей (рубидий, цезий). Эклогиты максютовского комплекса имеют, как отмечалось выше, широкие вариации содержания химических компонентов, но вместе с тем именно в них многие компоненты в большинстве случаев количественно превосходят их содержания в белорецком и куртинском комплексах. Максютовскому комплексу свойственны повышенные содержания цезия, бария, циркония, тантала, урана и тория.

Сравнительный анализ эклогитов рассматриваемых комплексов с типовыми базальтами, формировавшимися в различных геодинамических обстановках, показал, что часть пород как по петрогенным, так и редким, и рассеянным, включая и редкоземельные элементы, близки к континентальным толеитам. Им свойственны высокие содержания оксида титана (до 3,5%), редких щелочей, бария, урана, тория, а также умеренно повышена роль легких редкоземельных элементов и повышено количество никеля при сниженном фоне хрома, кобальта, ванадия, гафния и ниобия. В целом эта группа эклогитов по нормативно-минеральному составу соответствует в основном кварцевым толеитам, что, вместе с данными по распределению редких и рассеянных элементов, вполне подтверждает континентальную их природу.

Вторая часть эклогитов максютовского комплекса характеризуется умеренным содержанием редких земель, а тренд всех РЗЭ близок океаническим базальтам. Высокие значения редких щелочей, бария, урана и тория, а также присутствие нормативного нефелина выявляют в этих эклогитах общность с базальтами E MORB. Об общности эклогитов максютовского комплекса с E MORB пишут Н.И. Волкова с соавторами [Volkova et al., 2004].

Ближе всего к океаническим базальтам химические составы эклогитов куртинского комплекса, спектр распределения редкоземельных элементов в которых близок тренду океанических толеитов. Хотя содержания редких и рассеянных элементов в них и имеют некоторые отклонения, но в целом они довольно близки к океаническим базальтам. Стабильно умеренно повышены лишь щелочи и никель. Заметим, что в нормативно-минеральном составе в породах комплекса различаются оливиновые и нефелиносодержащие разновидности базальтов.

Белорецкий комплекс представлен эклогитами, в которых очень низки содержания тяжелых редких земель и стронция, но другие редкие и рассеянные элементы в них количественно сопоставимы или несколько ниже, чем в базальтах E MORB. Низкий уровень содержания тяжелых редких земель принято объяснять истощенностью этими элементами мантии процессами предшествовавшей магмогенерации.

Итак, по химическому составу среди эклогитов Южного Урала выделяются разновидности, сопоставимые с континентальными базальтами, и разновидности без строгой ориентации их геодинамической природы, хотя по ряду частных особенностей элементного состава они близки к базальтам E MORB. Последние, как известно, формируются в океанических областях с повышенной мощностью

базальтовой коры, т. е. являются не типичными для СОХ, хотя и широко распространенными в них. Среди рассмотренных эклогитов отсутствуют разновидности, сопоставимые по химическому составу с типичными базальтами СОХ (N MORB).

В итоге отметим, что химические составы эклогитов не всегда отражают первичный состав протопород. Так, в серии диаграмм (рис. 5), класси-

фицирующих базиты в соответствии с определенными геодинамическими режимами формирования, точки рассматриваемых эклогитов размещаются частично или полностью за пределами типовых полей. Такая обособленность фигуративных точек может отражать лишь специфичность условий формирования эклогитов в связи с аллохимическими явлениями метаморфизма.

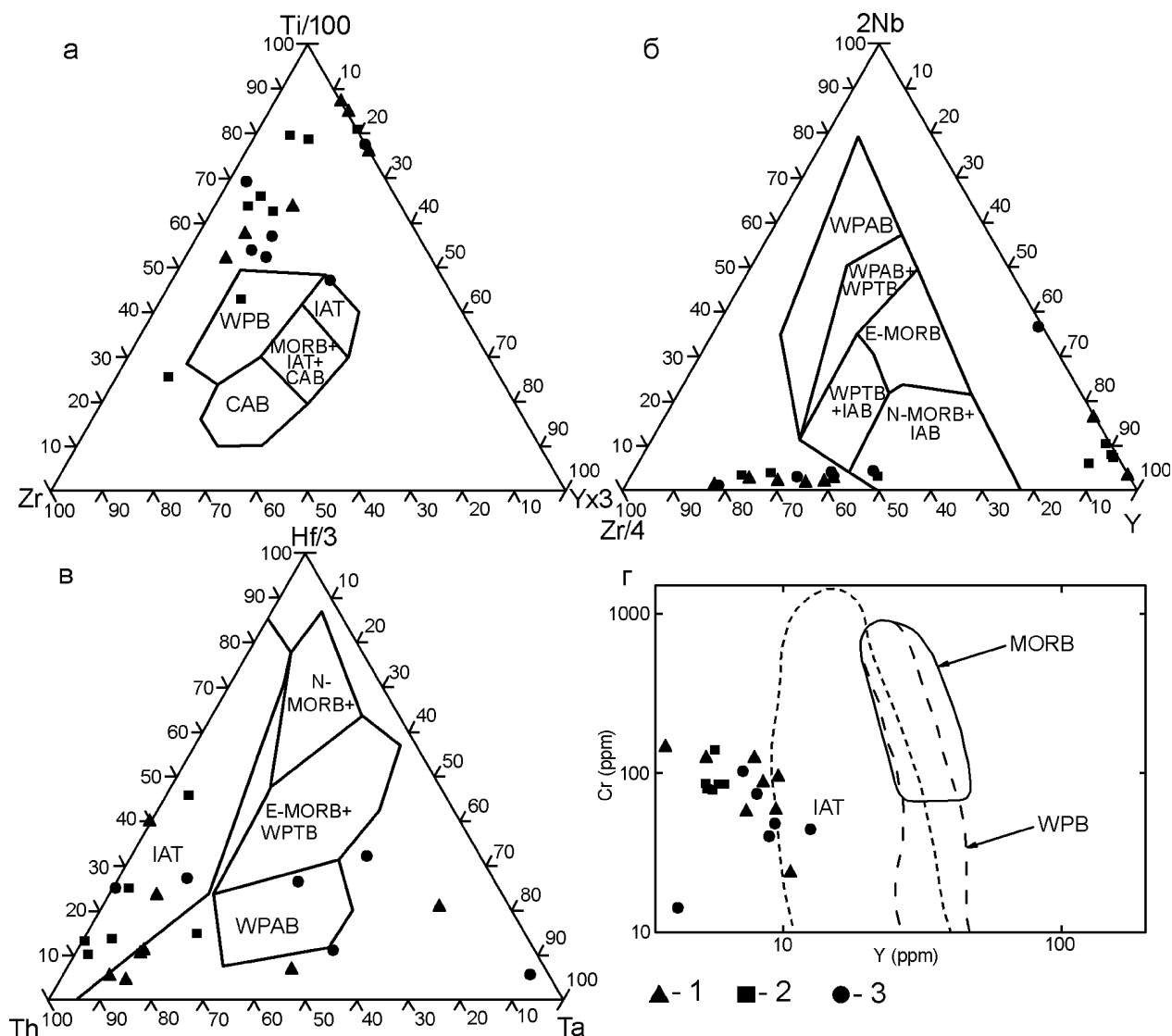


Рис. 5. Классификационные диаграммы соотношений некоторых химических элементов

Условные обозначения: 1 — максютовский комплекс; 2 — белорецкий комплекс; 3 — куртинский комплекс

**Литература:**

Алексеев А.А. Минералогия, минеральные ассоциации и метаморфические фации максютовского эклогит-глаукофаносланцевого комплекса / Магматизм, метаморфизм и рудоносность Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1975. С. 154–199.

Алексеев А.А. Магматические комплексы зоны хребта Урал-Тай. М.: Наука, 1976. 170 с.

Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.

Алексеев А.А. Предордовикское метаморфическое несогласие на Урале и его палеотектоническая интерпретация // Ежегодник–1993 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1994. С. 9–11.

Алексеев А.А. Высокобарический метаморфизм в геологической истории Урала // Петрография на рубе-

же XXI века. Итоги и перспективы. Сыктывкар: ИГ КНЦ УрО РАН, 2000. С. 7–9.

**Алексеев А.А., Алексеева Г.В.** Новый район развития эклогитов на западном склоне Южного Урала // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 3. С. 702–706.

**Алексеев А.А., Алексеева Г.В.** Акцессорные минералы и их ассоциации как показатели первичной природы и условий образования метаморфических пород // Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986. С. 106–112.

**Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А.** Белорецкий эклогитоносный метаморфический комплекс (Южный Урал) — представитель особой фашиальной серии метаморфизма // Докл. РАН. 2002. Т. 383, № 3. С. 366–370.

**Аржавитина М.Ю.** Особенности минерального состава терригенных пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория // Минералого-геохимические особенности колчеданных месторождений, вулканогенных и осадочных образований Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1978. С. 48–55.

**Артюшкова О.В., Маслов В.А.** Новые данные по корреляции девонских отложений на восточном борту Зилаирского мегасинклинория (Южный Урал) и некоторые проблемы реконструкции фашиальных обстановок. // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли: Мат-лы / 5-го Всерос. литологич. совещ. Екатеринбург, 2008. Т. 1. С. 35–38.

**Белковский А.И.** К природе «эвгеосинклинальных» образований восточной части Уфалейского блока // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 60–69.

**Белковский А.И., Локтина И.Н.** К проблеме выделения сланцевых обрамлений в полиметаморфических комплексах высоких давлений // Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 101–110.

**Бэрри Л.** Полиморфизм // Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. С. 263–264.

**Вализер П.М., Ленных В.И.** Амфиболиты голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 203 с.

**Виноградская Г.М.** Петрология гранитоидов Уфалейского района на Урале // Труды / ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1964. Т. 119. С. 162–237.

**Добрецов Н.Л.** Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.

**Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.** Эклогиты и глаукофанновые сланцы в складчатых областях // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Метаморфические и гидротермальные процессы. М.: Наука, 1989. С. 204–213.

**Захаров О.А., Аржавитина М.Ю.** Геология и геохимия максютовского комплекса зоны Уралтау. Уфа: Гилем, 2007. 91 с.

**Захаров О.А., Мавринская Т.М.** Новые палеонтологические данные о возрасте субстрата метаморфитов Уралтау // Ежегодник–93 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1994. С. 19–20.

**Захаров О.А., Пучков В.Н.** О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале: Доклад Президиуму УНЦ РАН. Уфа, 1994. 30 с.

**Кейльман Г.А.** Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.

**Козлов В.И.** Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 127 с.

**Краснобаев А.А., Ленных В.И., Давыдов В.А.** Геохронологическая эволюция максютовского комплекса (Урал) // Докл. РАН. 1998. Т. 362, № 3. С. 397–401.

**Ленных В.И.** Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.

**Ленных В.И.** Эволюция докембрийских базит-гипербазитовых комплексов западного склона и главного офиолитового пояса Урала // Эволюция офиолитовых комплексов. Вып. 2. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 49–71.

**Ленных В.И.** Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 21–42.

**Ленных В.И., Вализер П.М., Пучков В.Н.** Глаукофановые сланцы и амфиболиты в северо-западном контакте Войкаро-Сыевинского гипербазитового массива (Полярный Урал) // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск, 1979. С. 3–31.

**Львов К.А.** Уральская складчатая область // Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М.: Недра, 1965. С. 71–114.

**Миясиро А.** Метаморфизм и метаморфические пояса / Пер. с англ. М.: Мир, 1976. 535 с.

**Ожиганов Д.Г.** Стратиграфия и фашиальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала // Ученые записки Баш. пед. ин-та. Вып. 4. Уфа, 1955. С. 55–92.

**Перчук А.Л., Аранович Л.Я.** Термодинамика жадеит-диопсид-геденбергитового твердого раствора // Геохимия. 1991. № 4. С. 539–547.

**Попов В.С.** Геологические обстановки формирования дунит-верлит-клинопироксеновых ассоциаций: общие и специфические черты // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика: Мат-лы / Междунар. научн. конф. 30 мая – 2 июня, 2006. Екатеринбург, 2006. С. 44–51.

**Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

**Стратиграфические** схемы Урала (докембрий, палеозой) / Межведомственный стратиграфический Комитет России. Екатеринбург, 1993. 152 с.

**Чепуров А.И., Федоров И.И., Санин В.М.** Экспериментальное моделирование процессов алмазообразования. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 191 с.

**Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А.** Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 1997. Т. 352, № 6. С. 812–815.

**Beane R.L., Connelly J.N.** <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, U-Pb, and Sm-Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov Complex, southern Ural Mountains // J. of the Geological Society. London, 2000. V. 157. P. 811–822.

**Brown D., Spadea P.** Processes of forearc and accretionary complex formation during arc-continent collision in the southern Ural Mountains // Geology. 1999. V. 27. P. 649–652.

**Coleman R.G., Dobretsov N., Shatsky V., Lennykh V.** Tectonic setting of the UHPM Maksutov complex, Ural Mountains, Russia // Fall Meeting Amer. Geoph. Union: Abstr. Denver, 1993. 547 p.

**Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseyev A.A., Puchkov V.N. et al.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Thermochronology west of the Main Uralian fault, Southern Urals, Russia // Geol. Rundschau. 1999. V. 87. P. 515–525.

**Glasmacher U.A., Bauer W., Giese U. et al.** The metamorphic complex of Beloretsk, SW Urals, Russia — a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermodynamic evolution // Precambrian Research. 2001. V. 110. P. 185–213.

**Glodny J., Bingen B., Austrheim H. et al.** Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: the Maksutov Complex, Southern Urals, Russia // Geochimica Cosmochimica Acta. 2002. Vol. 66. P. 1221–1235.

**Hetzel R.** Geology and geodynamic evolution of high-P / low-T Maksutov Complex, southern Urals, Russia // Geologische Rundschau. 1999. V. 87. P. 577–588.

**Leech M.L., Ernst W.G.** Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksutov Complex, Karayanova area, southern Urals Mountains: structural and oxygen isotope constraints // Lithos. 2000. V. 52. P. 236–252.

**Matte Ph., Maluski H., Nicolas A. et al.** Geodynamic model and  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  dating for generation and emplacement of the High Pressure metamorphic rocks in SW Urals // C.R. Acad. Sci. Paris. 1993. V. 317, Ser. 2. P. 1667–1674.

**Velde B.**  $\text{Si}^{+4}$  content of natural phengites // Contr. Mineral. Petrol. 1967. V. 14, No 3. P. 250–258.

**Volkova N.I., Frenkel A.E., Budanov V.I., Lepezin G.G.** Geochemical signatures for eclogite protolith from the Maksutov Complex, South Urals // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 745–759.