

## ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ КЫШТЫМСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЛИСТ N-41-I)

Планомерное изучение геологического строения рассматриваемой территории началось в начале XX века. Первая съемка М 1:200 000 была выполнена Д.С. Белянкиным и Г.А. Соколовым в 1924–1928 гг. В конце 30-х годов прошлого века были начаты полистные геологосъемочные работы М 1:50 000 в Уфалейском и Кыштымском районах, направленные на изучение гипербазитов и поиски в них хромитов, необходимых в то время для бурно развивающейся черной металлургии. Большой вклад в исследования района внес Е.А. Кузнецов, занимавшийся изучением тектоники восточного склона Урала и геологией зеленокаменной полосы. В дальнейшем под редакцией И.Д. Соболева был составлен ряд геологических карт М 1:200 000, в том числе и лист N-41-I. Г.А. Глушковой в 1983–1984 гг. была проведена работа по подготовке к изданию серии карт М 1:200 000, в том числе и листа N-41-I в соответствии с легендой Средне-Уральской серии. В последние годы гипербазитовые массивы на рассматриваемой площади изучали А.С. Варлаков с соавторами [1998 и др.] и Г.Г. Кораблёв [1999 г.].

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

На данной площади ультрабазиты встречаются в различных структурно-формационных зонах: в Уфалейском и Ильменогорско-Вишневогорском метаморфических комплексах, в зеленокаменной полосе (Магнитогорской и Тагильской мегазонах), а также трансформируют границу Ильменогорско-Вишневогорского комплекса с Восточно-Уральской мегазоной (рис. 1).

Для всех ультрабазитовых массивов в целом характерно поясовое расположение, особенно ярко выраженное в пределах зеленокаменной полосы. Здесь можно выделить два пояса: западный, протягивающийся вдоль контакта Магнитогорской зоны и Уфалейского метаморфического комплекса, в него входят Таловский массив и серия мелких тел, вытянутых в меридиональном направлении (сакмарский комплекс), и восточный пояс, включающий в себя Карабашский, Сугомакский и Уфалейский массивы (уфалейский комплекс). Практически по границе Ильменогорско-Вишневогорского метаморфического комплекса и Восточно-Уральской мегазоны протягивается гипербазитовый пояс, включающий в себя Байрамгуловский и Беспаловский массивы. Во внутренней части Уфалейского метаморфического комплекса известны небольшие массивы ультрабазитов горы Даниловой, Шилейский, в пределах Ильменогорско-Вишневогорского — Каганский,

Байкский, Иткульский (рис. 1). Практически все массивы, обнажающиеся среди метаморфических толщ, согласно принятой легенде Южно-Уральской серии карт масштаба 1:200 000, относятся к каганскому комплексу.

В строении сакмарского комплекса, принимают участие дуниты, гарцбургиты, клинопироксениты и габбро. Здесь выделяется две ассоциации пород. Первая представлена дунитами и гарцбургитами, сильно измененными и представляющими собой лизардитовые серпентиниты, которые в результате метасоматоза превращены в талькиты, тальк-тремолитовые, тальк-актинолитовые, актинолитовые, тальк-антофилитовые породы реже — листвениты. Породы второй ассоциации представлены различными габброидами и пироксенитами. Породы сакмарского комплекса приурочены к зонам разломов, имеющих как крутые, так и пологие углы падения. Рассланцованные серпентиниты часто слагают матрикс меланжевых зон, где среди обломков встречается как слабо серпентинизированные ультрабазиты, так и вмещающие вулканогенные и осадочные породы. Породы первой (альпинотипной) ассоциации имеют низкую железистость (8,5–10,1%), в верлитах и пироксенитах она возрастает до 12,6–15,8%. Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту, имеют М или W-образную форму с сильно выраженными положительными или отрицательными Eu аномалиями.

Комплекс гипербазитов, объединяющий в себя Уфалейский, Сугомакский и Карабашский массивы, протягивается через весь лист N-41-I с юга на север и относится большей частью к Тагильской зоне. В его состав входит несколько крупных массивов (с юга на север): Карабашский, Сугомакский, Уфалейский и ряд более мелких безымянных тел. Гипербазиты приурочены к Серовско-Маукскому разлому и датируются, согласно легенде Южно-Уральской серии, ранним силуром.

Карабашский массив расположен в северном замыкании Магнитогорской мегазоны. В плане он имеет сильно вытянутую в меридиональном направлении форму, расширяясь в центре (на широте г. Карабаш) до 1,5 км [Кораблёв и др., 1999 г.]. Протяженность массива по простиранию достигает 6–7 км. Породы преимущественно представлены антигоритовыми серпентинитами, менее распространены хризотилитовые серпентиниты с реликтами β-лизардита. Апогарцбургитовые серпентиниты значительно преобладают над аподунитовыми, сравнительно редко встречаются жилы клинопироксенитов. На восточном склоне Золотой горы

встречаются многочисленные блоки вмещающих пород, в юго-восточной части массива — тела лиственитов. В осевой части массива на протяжении более чем 2 км прослеживается серия прерывистых даек родингитов, которые являются рудоконтролирующими для месторождения золота. Также в мас-

сиве встречаются редкие тела доломитовых карбонатов мощностью 0,5–2 м и протяженностью первые десятки метров, в центральных частях с магнетитом [Кораблёв и др., 1999 г.]. С породами массива связаны месторождения коренного золота и мелкие рудопроявления хромитов.

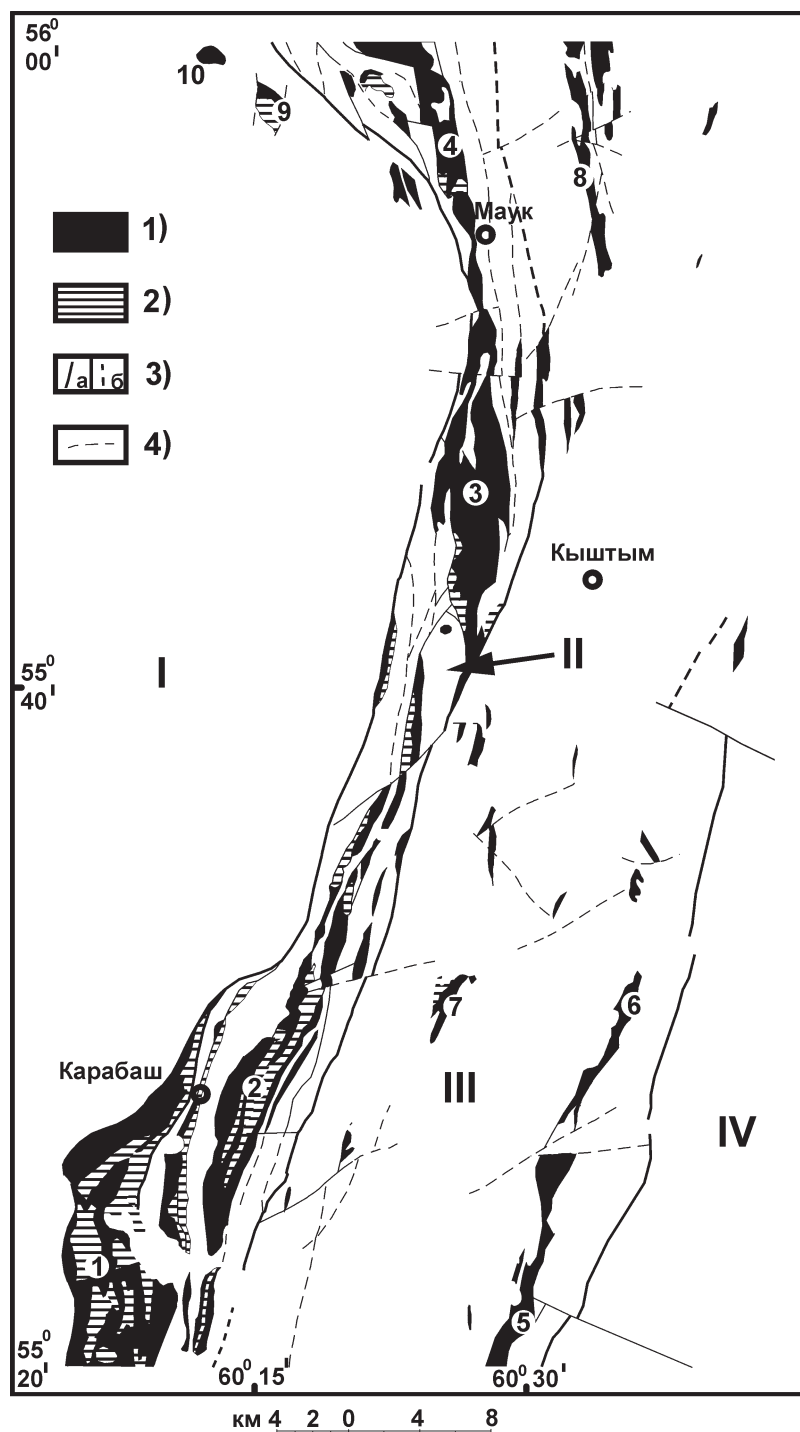


Рис. 1. Схема расположения гипербазитовых массивов на листе N-41-I

Условные обозначения: 1 — гипербазитовые массивы; 2 — габброиды; 3 — границы структурно формационных зон (а — достоверные, б — предположительные); 4 — тектонические нарушения. I — Уфалейский метаморфический комплекс; II — Магнитогорско-Тагильская мегазона; III — Ильменогорско-Вишневогорский комплекс; IV — Восточно-Уральская мегазона. Цифрами на схеме показаны гипербазитовые массивы: 1 — Таловский; 2 — Карабашский; 3 — Сугомакский; 4 — Уфалейский; 5 — Байрамгуловский; 6 — Беспаловский; 7 — Байкский; 8 — Каганский; 9 — гора Высокая; 10 — гора Данилова

Сугомакский массив в плане представляет собой линзовидное тело, вытянутое с севера на юг. В разрезе форма массива близка к пластине с восточным падением и увеличивающейся на восток мощностью от 800 до 1000 м, контакты массива тектонические. В строении массива приблизительно в равной степени принимают участие антигоритовые серпентиниты, в различной степени серпентинизированные дуниты, тальк-карбонатные, карбонат-тальковые и карбонат-тремолитовые породы. Значительно менее распространены мелкие жилообразные тела родингитов и родингитоподобных пород, дайки габбро; в юго-западной части встречаются пироксениты. В пределах массива известно несколько мелких рудопроявлений хромитовых руд, отработанных еще при разведке [Реестр хромитовых ..., 2000].

Уфалейский массив находится в северной части рассматриваемой территории. В структурном отношении он приурочен к южному замыканию Тагильской мегазоны и тяготеет к восточному ее борту, вплотную прилегая к ильменогорско-вишневогорскому мигматито-гнейсово-сланцевому комплексу. Массив представляет собой тектоническую пластину мощностью от 200 до 600 м, в некоторых местах распадаясь на несколько пластин меньшей мощности. Массив в целом характеризуется восточным падением, в южной части угол падения изменяется от 30° до 70° [Кузнецов ..., 2005 г.]. В строении массива доминируют апогарцбургитовые серпентиниты, реже встречаются серпентиниты, образовавшиеся по дунитам. Серпентиниты в основном антигоритовые, реже лизардитовые, иногда в них наблюдаются выделения бастита, реликты оливина. С корами выветривания по гипербазитам связаны месторождения силикатного никеля, разрабатываемые в настоящее время. В железистых охрах из кор выветривания установлено содержание палладия до 2 г/т и платины до 0,44 г/т, а в серпентинитовых метасоматитах, составляющих основную массу никелевой руды, палладия около 0,5 г/т [Додин и др., 2000]. С породами массива связаны небольшие месторождения хромитов, на данный момент в основном отработанные.

В Ильменогорском поднятии метаморфизованные гипербазиты и габброиды слагают байкский комплекс, датируемый ранним протерозоем, наиболее типичным представителем которого является одноименный массив, расположенный западнее оз. Увильды. Он сложен серпентинизированными энстатит-оливиновыми породами; здесь также встречаются небольшие выходы габбро-амфиболитов и пироксенитов. В краевых частях массива развиты антофиллитовые породы, они образуют поперечно-шестоватые жилы мощностью до 0,3 м. С породами комплекса связаны месторождения антофиллит-асбеста, проявления титанистого хроммагнетита.

В пределах Ильменогорского и Уфалейского метаморфических блоков выделяется каганский комплекс ультрабазитов и габброидов, состоящий из трех основных массивов: Шилейского, Генераловского и Косогорского. Согласно легенде Южно-Уральской серии, этот комплекс имеет среднерифейский возраст. В строении массивов принимают участие антигоритовые серпентиниты, оливин-антигоритовые, оливин-тальковые, энстатит-тальк-антофиллитовые, тремолитовые породы, менее распространены габбро-диориты, диориты и дайки долеритов. В Каганском массиве по простиранию установлена смена метагипербазитов, измененных в различных фациях регионального метаморфизма [Варлаков и др., 1998]. В составе Шилейского массива представлены почти все породы петрофонда комплекса; А.И. Белковский отмечает в составе массива наличие клинопироксенитов и гроспидитов и сопоставляет его с полосчатым комплексом офиолитов [Кораблёв и др., 1999 г.]. В массивах известны мелкие тела хромитов; с породами комплекса также связаны проявления титановых руд, золота, антофиллитовая и хризотил-асбестовая минерализация, проявления талька, мелких алмазов (г. Высокая) в гроспидитах.

#### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Изучение геохимических особенностей гипербазитов и габброидов листа N-41-I проведено на основе 34 силикатных анализов пород, выполненных в ИГ УНЦ РАН, г. Уфа, в этих же образцах проведено определение ряда элементов-примесей методом нейтронной активации в ГЕОХИ РАН. В общей выборке представлены метаультрабазиты Каганского комплекса, ультрабазиты Уфалейского, Сугомакского массивов и ассоциирующиеся с ними габброиды (табл.).

Метаультрабазиты каганского комплекса в общей выборке представлены 4 образцами пироксенитов г. Высокой и 2 образцами серпентинитов г. Даниловой. Все образцы характеризуются очень низкими содержаниями «базальтофильных» компонентов:  $TiO_2$  (<0,05%),  $Al_2O_3$  (< 1%, в одной пробе пироксенитов оно повышено до 5,5%),  $P_2O_5$  (< 0,05%) (табл.). Содержание щелочей в породах в целом типично для ультраосновных пород нормального ряда:  $Na_2O = 0,2-0,6\%$ ,  $K_2O = 0,01-0,1\%$ . Для большинства проб характерна низкая железистость, лишь в одном образце серпентинита (5059) она резко повышена, что связано, скорее всего, с обогащением породы пылевидным магнетитом при серпентинизации.

Для серпентинитов характерны высокие содержания тугоплавких сидерофильных элементов — никеля (1210–1990 г/т) и хрома (1030–4600 г/т). Высокая дисперсия содержаний хрома типична для ультрабазитов дунит-гарцбургитовой формации

## Химический состав пород гипербазитовых массивов листа N-41-I

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр.	4211/1	4219	4229/1	4236/2	4212	4215	4221	4225	4210/1	5257/17	5257/27
SiO <sub>2</sub>	48,20	59,00	40,40	39,00	41,00	50,00	39,50	40,50	53,15	44,00	40,00
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,09	0,01	0,01	0,06	0,80	0,09	0,02	0,86	1,34	2,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,70	15,50	1,80	0,90	0,50	17,70	0,97	0,97	15,70	16,60	15,10
Σ FeO	10,70	4,30	5,50	7,20	7,40	10,60	10,00	7,30	6,80	14,00	17,00
MnO	0,16	0,08	0,03	0,01	0,12	0,20	0,11	0,08	0,11	0,25	0,16
MgO	9,00	6,00	40,80	42,80	38,00	7,00	39,20	39,20	9,00	6,10	9,07
CaO	11,36	2,00	0,28	0,28	0,20	10,00	0,56	0,28	8,52	7,10	9,00
Na <sub>2</sub> O	4,59	4,10	0,28	0,08	0,35	3,85	0,31	0,28	4,86	4,40	2,10
K <sub>2</sub> O	0,12	8,00	0,03	0,07	0,06	0,03	0,06	0,05	0,06	4,00	3,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,42	0,02	0,01	0,02	0,19	0,02	0,01	0,48	2,66	1,22
ППП	0,15	0,24	10,42	10,42	11,80	0,20	8,82	11,10	0,15	0,15	2,00
S	99,52	99,73	99,57	100,78	99,51	100,57	99,64	99,79	99,69	100,60	101,28
Cr	145	25	1730	2000	420	210	25,5	1800	134	116	137
Ni	39	18	1420	1960	2180	79	1740	2070	159	38	40
Co	25	<10	54	71	100	41	144	100	6	28	49
La	1,700	49,600	0,150	0,120	0,620	7,330	0,074	0,340	31,000	143,200	91,000
Ce	4,530	92,000	0,330	0,290	1,090	16,000	0,190	0,490	59,800	196,000	157,000
Pr	0,730	9,900	0,042	0,042	0,110	2,000	0,031	0,042	6,460	18,400	15,500
Nd	4,020	37,000	0,180	0,200	0,380	8,210	0,160	0,130	23,900	60,000	50,300
Sm	1,490	9,300	0,052	0,066	0,091	2,390	0,058	0,016	5,870	12,100	11,400
Eu	0,056	3,610	0,320	0,011	0,012	0,220	0,160	0,048	2,140	3,090	4,820
Gd	2,380	8,400	0,093	0,140	0,150	3,500	0,130	0,070	6,200	10,900	10,900
Tb	0,380	1,080	0,017	0,025	0,028	0,560	0,023	0,017	0,930	1,350	1,460
Dy	2,470	5,030	0,120	0,190	0,210	3,260	0,180	0,150	5,220	6,500	7,310
Ho	0,560	0,970	0,031	0,051	0,054	0,740	0,049	0,049	1,160	1,190	1,400
Er	1,700	2,200	0,100	0,170	0,180	2,130	0,170	0,200	3,030	2,700	3,410
Tu	0,270	0,260	0,018	0,033	0,033	0,330	0,033	0,045	0,440	0,330	0,430
Yb	1,590	1,190	0,120	0,220	0,220	1,770	0,220	0,390	2,220	1,420	1,910
Lu	0,270	0,160	0,023	0,045	0,044	0,320	0,047	0,091	0,370	0,190	0,290

№ п/п	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
№ обр.	5257/28	5259/2	5257/22	5257/11	B-1	B-2	B-4	B-5	5039/1	5059	Уф-06
SiO <sub>2</sub>	51,15	43,00	45,00	47,00	50,00	50,00	42,50	40,00	41,00	39,00	50,00
TiO <sub>2</sub>	1,82	0,71	1,45	1,34	0,03	0,02	0,04	0,04	0,01	0,02	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,00	19,00	16,10	17,10	0,97	0,97	5,55	0,50	0,90	0,57	19,00
Σ FeO	11,80	6,80	13,00	12,00	4,70	4,40	6,40	8,80	6,50	12,80	6,80
MnO	0,16	0,08	0,21	0,12	0,14	0,14	0,16	0,14	0,07	0,14	0,08
MgO	2,00	5,11	4,04	6,40	22,15	21,87	22,72	21,58	40,00	37,60	2,80
CaO	7,13	4,40	8,20	6,44	20,20	20,60	20,00	20,80	0,28	0,14	12,00
Na <sub>2</sub> O	4,50	6,05	4,40	3,60	0,35	0,35	0,62	0,35	0,81	0,25	5,60
K <sub>2</sub> O	3,25	3,38	5,00	3,38	0,10	0,10	0,10	0,05	0,08	0,05	0,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,25	0,67	1,73	2,45	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,37
ППП	0,16	0,30	1,16	0,20	0,80	1,00	1,20	8,04	10,62	9,08	2,66
S	100,22	89,50	100,29	100,03	99,47	99,46	99,30	100,31	100,28	99,66	100,28
Cr	13	64	107	124	2947	1240	1690	1960	1030	4610	173
Ni	17	26	34	23	230	170	190	390	1990	1210	110
Co	7	<10	13	17	30	27	16	21	81	90	10
La	152,700	111,500	160,900	158,900	0,840	0,400	0,590	0,410	0,470	0,170	18,800
Ce	223,000	148,000	198,000	198,000	1,580	1,110	1,490	1,150	1,110	0,450	34,900
Pr	19,300	11,100	18,300	18,700	0,170	0,180	0,220	0,180	0,160	0,073	3,770
Nd	55,200	31,800	59,000	61,700	0,640	0,950	1,130	0,970	0,750	0,410	14,000
Sm	10,100	5,430	11,900	13,600	0,160	0,370	0,400	0,360	0,230	0,160	3,520
Eu	6,040	2,710	2,220	2,760	0,053	0,120	0,011	0,200	0,300	0,290	1,710
Gd	9,020	5,320	12,000	11,000	0,240	0,590	0,610	0,590	0,400	0,290	3,970
Tb	1,170	0,760	1,700	1,350	0,050	0,100	0,100	0,100	0,069	0,051	0,530
Dy	5,830	4,130	8,900	6,080	0,410	0,640	0,640	0,660	0,450	0,360	2,750
Ho	1,110	0,830	1,780	1,100	0,130	0,160	0,150	0,170	0,110	0,089	0,530
Er	2,540	2,120	4,470	2,400	0,470	0,490	0,450	0,500	0,340	0,280	1,320
Tu	0,320	0,290	0,590	0,270	0,095	0,079	0,070	0,080	0,057	0,050	0,180
Yb	1,470	1,410	2,970	1,170	0,700	0,480	0,430	0,490	0,370	0,320	0,870
Lu	0,200	0,210	0,440	0,150	0,160	0,088	0,073	0,090	0,065	0,060	0,130



№ п/п	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
№ обр.	Уф-08/1	Уф-10/1	Уф-09/1	Уф-03/2	Уф-02/3	Уф-03/4	Уф-04/2	Уф-09/3	Уф-10/2	Уф-01/2	Уф-02/2
SiO <sub>2</sub>	49,00	51,00	44,00	39,00	40,00	39,00	38,50	40,00	40,50	40	47
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,09	0,05	0,04	0,02	0,08	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,00	4,04	1,40	0,90	0,50	1,50	0,50	0,50	1,40	1,45	0,97
Σ FeO	6,80	7,80	7,50	8,70	7,20	7,80	6,80	9,30	7,80	4,70	4,70
MnO	0,14	0,17	0,09	0,10	0,16	0,10	0,10	0,17	0,08	0,18	0,08
MgO	11,00	15,00	31,40	40,00	40,60	38,60	38,00	41,20	38,00	40,80	11,36
CaO	14,40	20,46	0,28	0,28	0,56	0,28	0,28	0,28	0,85	2,28	28,00
Na <sub>2</sub> O	3,60	0,30	0,31	0,30	0,28	0,20	0,20	0,20	0,06	0,28	0,35
K <sub>2</sub> O	0,15	0,40	0,01	0,02	0,10	0,03	0,01	0,01	0,01	0,06	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,15	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
пшп	1,40	0,97	15,26	11,00	10,60	13,10	15,00	8,60	10,92	10,30	6,90
S	100,85	100,24	100,31	100,35	100,03	100,84	99,45	100,33	99,66	100,10	99,52
Cr	324	1660	2250	685	1700	1200	1540	2530	3020	1350	930
Ni	140	365	2050	2130	2066	2240	2050	2090	1089	1980	1245
Co	28	50	88	100	96	97	113	120	80	120	64
La	2,340	0,680	0,280	0,260	0,100	0,110	0,210	0,290	0,120	0,055	0,140
Ce	5,080	1,830	0,670	0,610	0,150	0,180	0,440	0,720	0,180	0,089	0,260
Pr	0,690	0,300	0,093	0,082	0,014	0,019	0,058	0,110	0,017	0,008	0,029
Nd	3,100	1,730	0,440	0,390	0,040	0,066	0,260	0,550	0,053	0,024	0,110
Sm	0,920	0,630	0,140	0,120	0,008	0,015	0,075	0,180	0,011	0,005	0,026
Eu	0,440	0,024	0,014	0,043	0,023	0,480	0,032	0,280	0,063	0,120	0,014
Gd	1,380	0,970	0,200	0,200	0,069	0,054	0,130	0,330	0,053	0,040	0,052
Tb	0,230	0,160	0,031	0,035	0,016	0,011	0,023	0,059	0,012	0,010	0,010
Dy	1,480	1,000	0,180	0,240	0,140	0,085	0,160	0,410	0,110	0,074	0,073
Ho	0,360	0,230	0,043	0,057	0,044	0,025	0,042	0,110	0,033	0,022	0,019
Er	1,090	0,690	0,120	0,170	0,180	0,089	0,130	0,300	0,130	0,080	0,066
Tm	0,180	0,110	0,018	0,029	0,039	0,017	0,023	0,055	0,029	0,016	0,012
Yb	1,030	0,640	0,100	0,170	0,320	0,130	0,140	0,360	0,240	0,110	0,081
Lu	0,180	0,110	0,017	0,033	0,075	0,027	0,028	0,065	0,055	0,025	0,017

Примечание: 1–9 — Сугомакский массив (1, 2, 6, 9 — габбро, 3, 4 — дунит, 5, 7, 8 — серпентиниты); 10–15 — щелочной разрез (10–13 — габбро, 14 — пироксенит, 15 — гипербазит); 16–21 — г. Высокая и г. Данилова (16–18 — пироксениты, 19–21 — серпентинизированные дуниты); 22–33 — Уфалейский массив (22, 23 — габбро, 24 — пироксенит, 25–28 — гарцбургиты, 29–33 — серпентинитовые дуниты). Содержания петрогенных окислов приведены в %, Co, Ni, Cr и P3Э — в г/т.

и связана с вариациями концентраций в породе аксессуарного хромшпинелида. Содержания никеля, как правило, более выдержанные, поскольку данный элемент обычно рассеян в породообразующих минералах, главным образом в оливине. В пироксенитах концентрация никеля резко снижается (до 170–390 г/т), а вот хром содержится здесь в значительных количествах, сопоставимых с его содержанием в серпентинитах (1200–2947 г/т).

По содержаниям редкоземельных элементов (P3Э) рассматриваемые породы практически не различимы (рис. 2): спектры хондрит-нормированных значений лантаноидов как для пироксенитов, так и для серпентинитов образуют довольно узкое поле вблизи хондритового уровня. Для всех проб характерна слабо проявленная тенденция увеличения P3Э<sub>N</sub> от лантана к лютецию.

Ультрабазиты Сугомакского массива характеризуются стандартным для офиолитовых комплексов составом: высокими содержаниями MgO (38,0–42,8%), Ni (1420–3180 г/т) и Cr (до 2000 г/т) и низкими — TiO<sub>2</sub> (<0,1%), Na<sub>2</sub>O (0,n%), K<sub>2</sub>O (0,0n%), CaO (0,2–0,56%). Обращает на себя внимание значительное снижение концентрации хрома в двух пробах

до 420 и 25,5 г/т. Для кобальта (54–144 г/т), глинозема (0,5–1,8%) и суммарного железа (5,5–10,0%) характерны умеренные значения.

Во всех пробах ультрабазитов отмечается несколько пониженное содержание P3Э по отношению к хондритовому уровню. Наиболее устойчивы хондрит-нормированные значения для «тяжелой ветви» кривой (Sm–Lu), наблюдается отчетливый их рост от самария к лютецию. В левой части графика (La–Sm) проявлено два типа распределения P3Э<sub>N</sub>: с преобладанием легких (обр. 4212, 4225) и средних (обр. 4221, 4229/1 и 4236/2) редкоземельных элементов.

Оба типа распределения встречаются в офиолитовых гипербазитах. Повышение концентрации легких P3Э по сравнению со средними обычно объясняется либо неоднократным плавлением мантийного субстрата в различных рТ-условиях верхней мантии, либо метасоматической проработкой ультрабазитов флюидами [Магматические ..., 1988]. В рассматриваемом случае W-образный тип распределения проявлен в наиболее интенсивно серпентинизированных породах и, возможно, связан с вторичным обогащением пород легкими P3Э в коровых условиях.

Подводя итог описанию геохимических особенностей ультрабазитов Сугомакского массива следует отметить, что они являются умеренно-деплементированными. Породы скорее всего представляют собой рстит от выплавления базальтового расплава в условиях океанической верхней мантии. Металлогеническая специализация ги-

пербазитов определяется потенциальной хромитонностью, что подтверждает диаграмма А.И. Богачёва (рис. 3). Однако, ввиду того, что массив претерпел значительную тектоническую переработку в коровых условиях, нахождение крупных скоплений хромита в его пределах маловероятно.

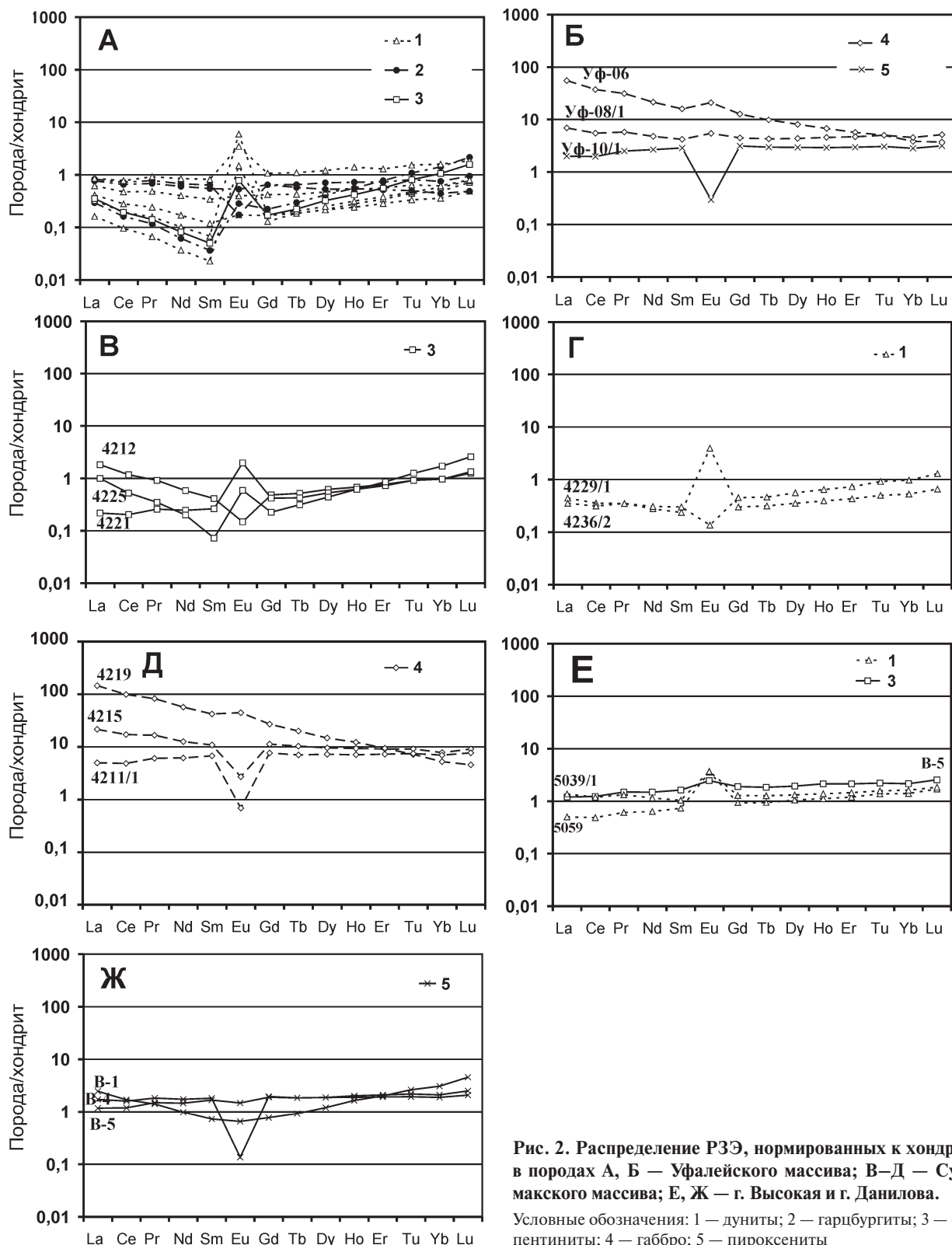
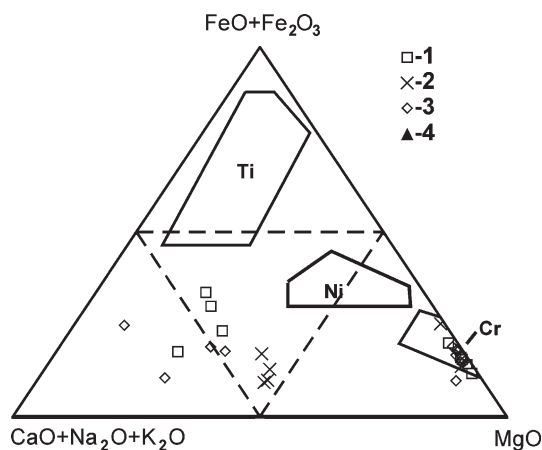


Рис. 2. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту в породах А, Б — Уфалейского массива; В–Д — Сугомакского массива; Е, Ж — г. Высокая и г. Данилова.

Условные обозначения: 1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — серпентиниты; 4 — габбро; 5 — пироксениты



**Рис. 3. Диаграмма А.И. Богачёва для определения потенциальной рудоносности ультраосновных пород**

Условные обозначения: 1 — Сугомакский массив; 2 — гипербазиты Уфалейского метаморфического комплекса (г. Высокая и г. Данилова); 3 — Уфалейский массив; 4 — Долгобродское гипербазитовое тело

В восточной части Сугомакского массива в ассоциации с гипербазитами встречаются два контрастных типа интрузивных пород — нормальные габброиды и монцониты (монцогаббро). Образцы габбро (4211/1 и 4215) очень близки по петрогеохимическим характеристикам. В них отмечены низкие («офиолитовые») содержания  $TiO_2$  (0,51–0,8%), преобладание натрия ( $Na_2O$  3,85–4,59%) над калием ( $K_2O$  0,03–0,12%). Для пород характерны близкие содержания суммарного железа (10,6–10,7%),  $MgO$  (7,0–9,0%) и  $CaO$  (10,0–11,36%). В обр. 4215 несколько повышена концентрация  $Al_2O_3$  (17,7% против 14,7% в обр. 4211/1) и  $SiO_2$  (50,0% против 48,2% в обр. 4211/1).

Концентрация хрома (145–210 г/т) в габброидах несколько повышена по сравнению со средней для габбро и указывает на их «офиолитовую» природу. В рассматриваемых породах зафиксированы умеренные содержания никеля (39–79 г/т), кобальта (25–39 г/т) и редкоземельных элементов. В обеих пробах отмечена отрицательная европиевая аномалия, содержание остальных лантаноидов находится вблизи уровня, превышающего хондритовый в 10 раз. Отличие между изученными габбро заключается в том, что в обр. 4215 наблюдается незначительное преобладание  $La_N$  над  $Lu_N$ , а в обр. 4211/1 напротив —  $La_N/Lu_N < 1$ . Отношение  $La_N/Lu_N$  в данном случае коррелирует с изменением в породах концентрации глинозема и кремнезема. Рассмотренные габброиды скорее всего являются дифференциатами базальтового расплава, выплавившегося при деплетировании верхней мантии в обстановке палеоспрединга.

В монцогаббро и монцонитах (обр. 4219, 4212/1), по сравнению с рассмотренными габбро, повышено содержание  $SiO_2$  (до 59%), щелочей ( $Na_2O$  4,1%,  $K_2O$  8,0%) с преобладанием калия, резко понижена концентрация  $CaO$  (2%) и  $TiO_2$

(0,09%), породы обогащены легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми, в них резко снижены содержания сидерофильных элементов-примесей — никеля (18 г/т), хрома (25 г/т) и кобальта (менее 10 г/т). Таким образом, габброиды двух рассмотренных типов, пространственно ассоциирующиеся с ультрабазитами Сугомакского массива, не являются комагматичными. Если для габбро первого типа есть все основания предполагать парагенетическую связь с гипербазитами, то щелочные калиевые габброиды (монцониты) с резко пониженными содержаниями титана образовались на более поздних этапах развития данной территории, возможно в условиях островной дуги.

Уфалейский габбро-гипербазитовый массив большей частью находится за пределами листа N-41-I, заходя на него с севера узким клином меридионального простирания. В южной его части породы интенсивно серпентинизированы в антигритовой фации. Менее измененные породы слагают его северную часть в окрестностях г. Верхний Уфалей. Изученные нами образцы были отобраны в центральной части массива, они представлены частично серпентинизированными гарцбургитами и дунитами. В восточной эндоконтактовой части массива нами были отобраны образцы габброидов и пироксенитов.

Гипербазиты Уфалейского массива по основным петрохимическим параметрам сопоставимы с типичными офиолитами: на диаграммах A-S и OI-En-Di (рис. 4, 5) они практически полностью попадают в поле гарцбургитов с низким содержанием диоксида (менее 3%). Для них характерны низкие содержания  $TiO_2$  (0,02–0,08%),  $Al_2O_3$  (0,5–1,5%),  $CaO$  (0,2–0,8%, редко до 2,28%). Вместе с тем, в породах повышены концентрации  $MgO$  (в среднем около 40%), хрома (в среднем 1800 г/т), никеля (в среднем 2000 г/т).

Распределение редкоземельных элементов в ультрабазитах дунит-гарцбургитовой ассоциации Уфалейского массива довольно выдержанное и характеризуется незначительным преобладанием тяжелых РЗЭ над легкими при минимальных хондрит-нормированных значениях для средних лантаноидов (Nd, Sm, Gd). При этом содержания тяжелых РЗЭ в породах примерно соответствуют хондритовому уровню, для легких этот показатель в среднем равен 0,5 ед., а для средних — ниже 0,1 ед. Почти во всех проанализированных образцах отмечается положительная европиевая аномалия различной интенсивности. Форма кривых распределения РЗЭ, таким образом, приближается к W-образному типу, часто встречающемуся в гипербазитах офиолитовой ассоциации.

В пироксенитах резко возрастает содержание  $CaO$  (до 28,0%), снижается концентрация хрома и никеля. В основных породах восточной части массива зафиксированы низкие содержания  $TiO_2$  (0,33–

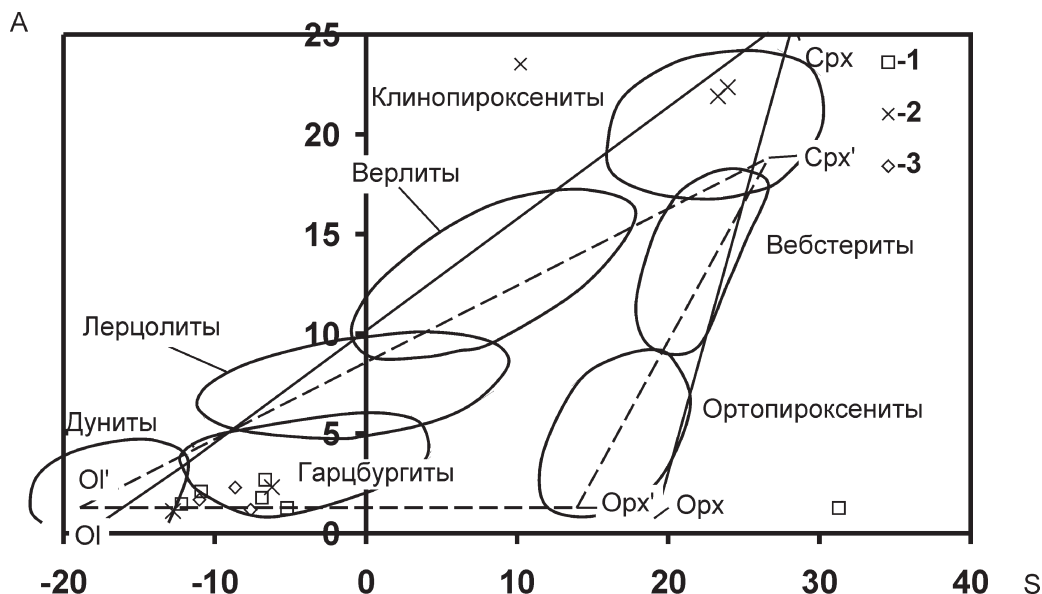
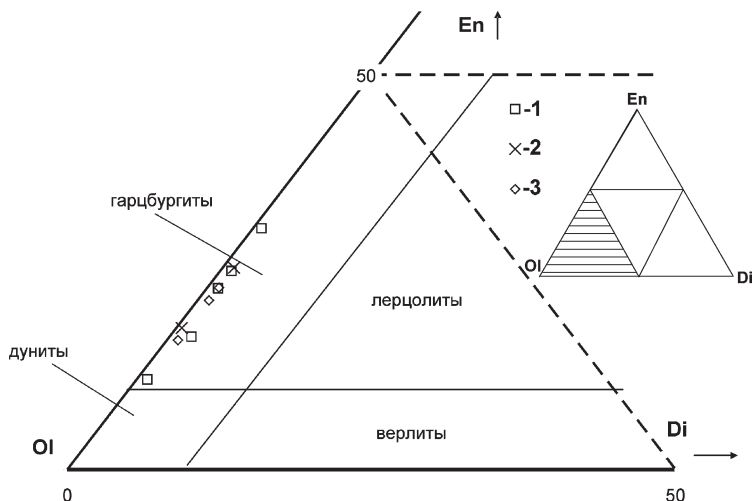


Рис. 4. Диаграмма S ( $\text{SiO}_2 - (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{MnO}_2 + \text{TiO}_2)$ ) – A ( $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ )

Условные обозначения: 1 – Сугомакский массив; 2 – гипербазиты Уфалейского метаморфического комплекса (г. Высокая и г. Данилова); 3 – Уфалейский массив

Рис. 5. Диаграмма OI – En – Di

Условные обозначения: 1 – Сугомакский массив; 2 – гипербазиты Уфалейского метаморфического комплекса (г. Данилова); 3 – Уфалейский массив



0,72%) и резкое преобладание натрия над калием, что характерно для габброидов офиолитовых ассоциаций.

По распределению РЗЭ габброидный комплекс Уфалейского массива (рис. 2) отличается от дунит-гарцбургитовой ассоциации. Во-первых, следует отметить постепенное возрастание хондрит-нормированных значений легких РЗЭ от пироксенитов к габбро, а в габброидах оно прямо пропорционально содержаниям  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . При этом хондрит-нормированные значения для тяжелых РЗЭ находятся примерно на одном уровне. Во-вторых, поведение РЗЭ<sub>N</sub> отличается от типа N-MORB, наиболее распространенного в габбро офиолитовых комплексов. В-третьих, для пироксенитов характерно накопление средних РЗЭ по сравнению с легкими и тяжелыми, минимальны содержания европия; в габбро, напротив, происходит накопление европия и легких редких земель.

Проведенный анализ геолого-петрографических и петрогеохимических особенностей ультрабазитов Кыштымской площади позволил сделать ряд предварительных выводов:

1. Состав и морфология массивов зависят от их структурного положения. Во внутренних частях

метаморфических комплексов чаще всего встречаются мелкие изометричные и слабо вытянутые, согласные с простираем вмещающих пород, будинообразные тела (г. Данилова, Шилеинский, Байкский массивы). Вблизи границ крупных структур преобладают линейные тела серпентинитов (Беспаловский, Байрамгуловский, Каганский массивы). Первичные породы этих массивов практически полностью переработаны в результате неоднократного проявления метаморфических процессов. По геохимическим параметрам они сопоставимы с альпийскими гипербазитами складчатых областей.

Для серпентинитов характерен дунит-гарцбургитовый состав при почти хондритовом типе распределения редкоземельных элементов: установлено незначительное преобладание  $\text{Lu}_N$  над  $\text{La}_N$ , наклон кривой РЗЭ очень пологий. Содержание редкоземельных элементов в пироксенитах находится



практически на том же уровне, что и в серпентинитах, и соответствует хондритовому.

2. В пределах Тагило-Магнитогорской зоны наиболее крупные массивы гипербазитов приурочены к северной и южной частям изучаемой территории (Уфалейский, Таловский) Породы этих массивов менее тектонизированы, чаще встречаются первичные ультрабазиты. Максимальная тектоническая переработка характерна для пород Сугомакского массива, который был сильно сдавлен и разделен на серию пластин, сложенных серпентинитами.

Ультрабазиты Уфалейского и Сугомакского массивов сложены в значительной степени деплетированными мантийными реститами гарцбургитового состава, для них характерны низкие содержания СаО,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  и обеднение легкими и средними редкоземельными элементами по отношению к тяжелым.

Среди габброидов, ассоциирующих с гипербазитами Главного Уральского разлома, встречаются как типичные офиолитовые низкотитанистые разновидности, обедненные легкими редкоземельными элементами, так и породы, характеризующиеся повышенными концентрациями лантаноидов.

#### *Литература:*

**Варлаков А.С., Кузнецов Г.П., Кораблёв Г.Г., Муркин В.П.** Гипербазиты Вишневогорско-Ильменогорского метаморфического комплекса (Южный Урал). Миасс, 1998. 195 с.

**Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А.** Платино-металльные месторождения России. СПб.: Наука, 2000. 754 с.

**Магматические** горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы // *Под ред. Е.В. Шаркова.* М.: Наука, 1988. 508 с.

**Реестр** хромитовых месторождений в альпинотипных гипербазитах Урала // *Под ред. Б.В. Перевозчикова.* Пермь, 2000. 474 с.