

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА: ВКЛАД В ПОНИМАНИЕ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

© 1999 г. Г. Б. Ферштатер\*, Ф. Беа\*\*, Е. В. Пушкарев\*,  
Дж. Гарути\*\*\*, П. Монтеро\*\*, Ф. Заккарини\*\*\*

\*Институт геологии и геохимии УрО РАН  
620151. Екатеринбург, Почтовый пер., 7

\*\*Университет Гранады, Гранада, Испания

\*\*\*Университет Модены, Модена, Италия

Поступила в редакцию 13.05.97 г.

В пределах Платиноносного пояса Урала выделены следующие четыре ассоциации (в порядке формирования): 1 – дунит-клинопироксенит-габбровая (ДКГ), 2 – габбровая, 3 – лейкогаббро-анортит-плаггиогранитная (ЛАП) и 4 – жильных мелкозернистых амфиболовых габбро (МАГ), различающиеся составом одноименных пород и мантийного источника. Массивы ДКГ-серии представляют собой разные сечения первично однотипно построенных трубообразных тел, строение которых и генезис всех пород серии обусловлены динамическим фракционированием оливина и оливин-клинопироксеновой котектики в ходе интрузии. В качестве исходного расплава предполагается порода типа полевошпатового оливинового клинопироксенита-тылаита. Габброиды перечисленных выше серий фиксируют эволюцию от известково-щелочных до толеитовых составов, что, по-видимому, связано с формированием ППУ в зоне раздвига. Породы ДКГ-серии Платиноносного пояса обнаруживают латеральную геохимическую зональность, общую с зональностью ДКГ-серии на Среднем Урале, – с запада на восток в одноименных породах падает содержание некогерентных редких элементов, что отражает прогрессивное деплетирование мантии под Уралом в направлении от палеоокеанических к палеоконтинентальным структурам.

### ВВЕДЕНИЕ

Платиноносный пояс Урала (ППУ), представленный зональными дунит-клинопироксенит-габбровыми и габбровыми массивами, – одно из уникальных геологических явлений. Сравнимый по масштабам пояс подобных массивов известен в Юго-Восточной Аляске, и поэтому сам тип интрузий определяется как урало-аляскинский. ППУ протягивается примерно на 1000 км от Приполярного до Среднего Урала и располагается в шовном мегаблоке [1] (рис. 1). Он детально изучается с начала XX века, и сведения о нем изложены в многочисленных статьях и монографиях, полный список которых читатель найдет в наиболее важных работах последних 30 лет [2–8 и др.]. Проведенные ранее геохимические исследования [9–11] выявили ряд важных особенностей пород ППУ, в частности, повышенное содержание Sr, Sc, V, пониженное содержание Ni в дунитах и ряд других особенностей, которые отличают породы ППУ от других гипербазит-габбровых формаций Урала и которые сохранили свое значение до настоящего времени. В последние годы в результате совместных исследований с испанскими и итальянскими коллегами нами были получены дополнительные данные по геохимии, позволяющие на новом уровне вернуться к вопросам петрологии и петрогенезиса ППУ.

### АНАЛИТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Общий анализ пород был выполнен в Институте геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург, Россия) рентгено-флюоресцентным методом на приборе СРМ-18. FeO, Na<sub>2</sub>O и п.п.п были определены в этом же Институте обычным химическим методом. Лаборатория аттестована в соответствии с действующими стандартами.

Анализы на редкие, в том числе редкоземельные элементы, были выполнены в Университете г. Гранада (Испания) методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Навески 0.1000 г выдерживались в течение 150 мин в смеси HNO<sub>3</sub> + HF в сосудах с тефлоновым покрытием при высокой температуре и давлении, выпаривались досуха и затем растворялись в 100 мл 4%-ной HNO<sub>3</sub>. Инструментальные измерения производились трижды на спектрометре PE SCIEX ELAN-500 с использованием Rh, Re и In в качестве внутренних стандартов. Точность анализов составляет 2 и 5 отн. % для концентраций 50 и 5 г/т соответственно.

Для анализов на элементы платиновой группы (ЭПГ) в Университете г. Модена (Италия) из 10–20-граммовых навесок были приготовлены путем плавления при температуре 1000° Ni<sub>3</sub>S<sub>2</sub> – корольки, в которых концентрируется практически

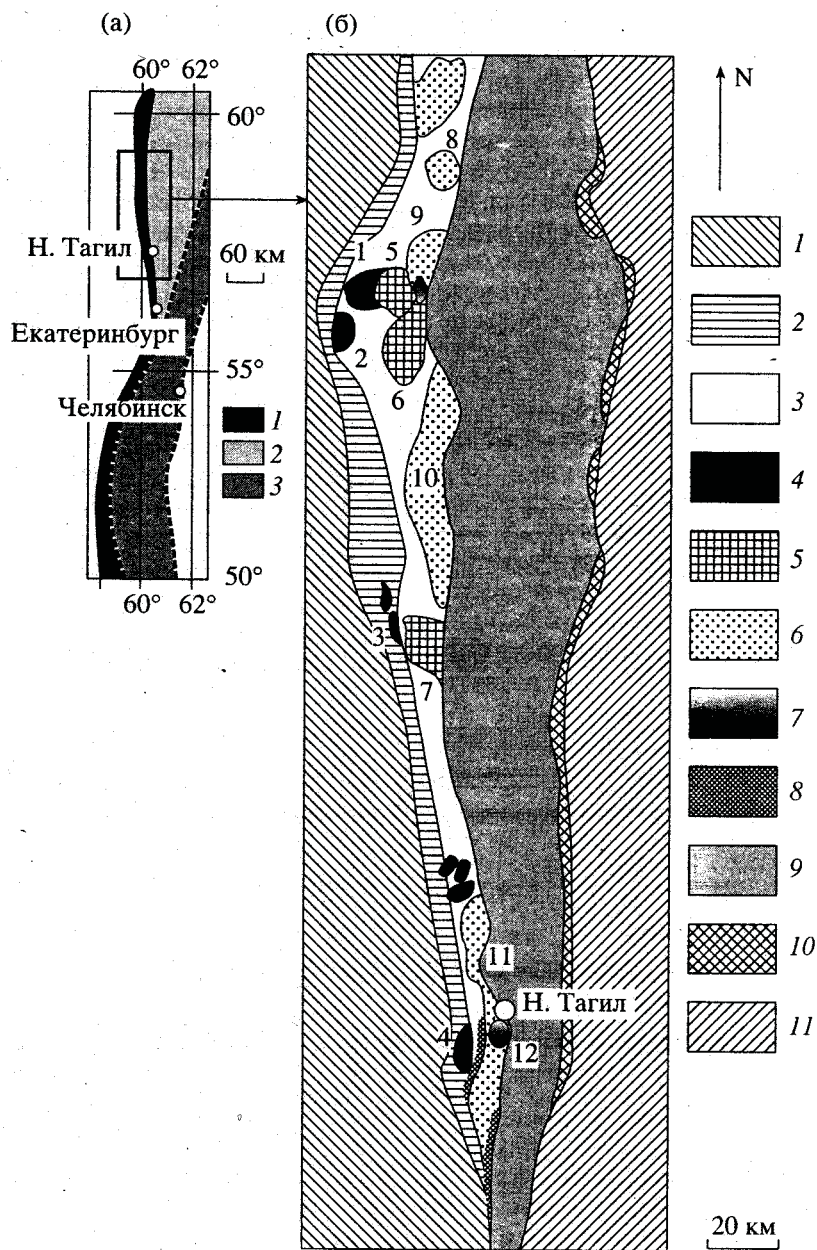


Рис. 1. Геологические схемы Южного и Среднего Урала (а) и рассматриваемой части Платиноносного пояса Урала (б).

Схема а. Мегаблоки [1]: 1 – шовный, 2, 3 – островодужно-континентальные С-З (2) и Ю-В (3).

Схема б. 1 – допалеозойские осадочные и метаморфические породы Центрально-Уральского поднятия; 2 – сланцы, в том числе высокобарические,  $O_1$ ; 3 – амфиболиты  $O_2$ ; 4, 5 – ДКГ-серия: 4 – дуниты, верлиты, клинопироксениты, 5 – анортитовые габбро; 6 – лабрадоровые габбро габбровой серии; 7 – лейкогаббро, анортозиты, плагиограниты ЛАП-серии; 8 – зоны жильных амфиболовых габбро МАГ-серии; 9 – вулканиты и гранитоиды островодужного типа силурийского возраста; 10 – офиолиты Серовско-Маукской сутуры; 11 – вулканогенно-осадочные породы активной континентальной окраины преимущественно девонского возраста.

Массивы: 1 – Тылай-Конжаковский, 2 – Косвнинский, 3 – Светлый и Вересовый бор, 4 – г. Соловьева, 5 – Серебрянский, 6 – Сухогорский, 7 – Качканарский, 8 – Кумбинский, 9 – Валенторский, 10 – Павдинский, 11 – Тагило-Баранчинский, 12 – Черноисточинский.

100% ЭПГ. Эти корольки были растворены в горячей “царской водке” и полученные растворы были проанализированы методом ICP-MS в Университете Гранады.

## ГЕОЛОГИЯ

В широтном сечении ППУ имеет зональное строение. Дуниты приурочены к его западной части, в средней части преобладают пироксенит-

габбровые и габбровые массивы, а на востоке появляются гранитоиды. Этот факт, известный давно и показанный на всех геологических картах Урала, отражает восточное падение массивов и уменьшение в восточном направлении эрозийного среза и глубинности становления интрузивных тел. В восточной части пояса появляются, например, гипабиссальные верлиты порфириковой структуры с интерстициальным криптокристаллическим или стекловатым базисом базитового состава, замещенным родингитовым минеральным парагенезисом [12]. Сейсмические исследования, выполненные в разные годы [13], свидетельствуют о падении всей структуры ППУ на восток под углом  $30^{\circ}$ – $50^{\circ}$ . В то же время изучение внутренней структуры массивов [3] свидетельствует о преимущественно крутой до вертикальной ориентировке таких основных структурных элементов, как углы падения полосчатости, контактов отдельных тел, шпиров и т.д. Массивы залегают среди сланцев и апофиолитовых амфиболитов, возраст которых определяется как  $O_{1-2}$ . В экзоконтактовом ореоле массивов развиты двупироксеновые и амфиболовые роговики.

В физических полях Платиноносный пояс зафиксирован крупной положительной аномалией силы тяжести, фиксирующей ультрамафитовый и мафитовый состав пород. Конфигурация аномалии подтверждает восточное падение ППУ [14].

В рамках Платиноносного пояса нами выделены следующие четыре серии, каждая из которых включает в себя габброиды (в порядке формирования): 1) дунит-клинопироксенит-габбровая (ДКГ), отвечающая по объему эпидунитовой группе А.А. Ефимова [3, 4], в которой габброиды представлены оливин-клинопироксеновыми и амфиболовыми анортитовыми высокостронциевыми разностями плутонического типа [15] (табл. 1); 2) габбровая, состоящая из двупироксеновых и амфиболовых лабрадорных габбро с варьирующим содержанием калия, близких по составу к известково-щелочным высокоглиноземистым базальтам (табл. 2) и принадлежащих к вулкано-интрузивной группе; 3) анатектическая лейгогаббро-анортозит-плагιοгранитная (ЛАП) серия и 4) серия жильных мелкозернистых амфиболовых габбро (МАГ) толеитового типа, образующих дайковые зоны в краевых частях пояса и сходных по составу с океаническими базальтами N-типа (табл. 2). Две последние серии не связаны непосредственно с формированием собственно Платиноносного пояса и представляют собой наложенные ассоциации: ЛАП-серия является продуктом анатексиса амфиболовых габбро первых двух серий [16, 17], а наиболее молодые жильные амфиболовые габбро МАГ-серии фиксируют зоны разрыва коры в области Платиноносного пояса, по-видимому, в связи с формированием силурийского трога Тагильской островодужной зоны [18].

Породы ДКГ серии, с которыми связаны все коренные и россыпные месторождения платины, а также магнетитовые месторождения в пироксенитах и горнблендитах, слагают как зональные изолированные тела с дунитовыми ядрами, окруженными каймами оливиновых клинопироксенитов, так и существенно габбровые массивы, в которых дуниты и клинопироксениты образуют мелкие тела, участвующие в полосчатости. Ориентировка полосчатых структур обычно крутая, с падением внутрь массива. Внутренняя структура массивов всегда автономна и отлична от тектонической структуры рамы [3]. В рассматриваемой части Платиноносного пояса породы серии слагают массивы Светлый бор, Вересовый бор, горы Соловьева (рис. 1). В рамках сложного Кытлымского массива выделяются [4] Тылай-Конжаковский и Косьвинский дунит-пироксенитовые массивы, Сухогорский массив оливиновых анортитовых габбро и Серебрянский массив, сложенный оливиновыми клинопироксенитами и клинопироксен-амфиболовыми и амфиболовыми анортитовыми габбро. Обращает на себя внимание, что все, сравнительно крупные дунитовые массивы приурочены к западной части пояса, в центральной зоне развиты габбровые массивы с полосчатыми дунит-клинопироксенит-тылайитовыми сериями, характеризующимися неустойчивым составом пород и широко проявленными деформационными структурами, а на востоке залегают существенно габбровые массивы.

В совокупности с данными о концентрически-зональном строении массивов и крутой ориентировке полосчатости можно предположить, что обнаженные на современной поверхности тела этой серии представляют собой разные срезы трубообразных массивов первоначально примерно одинакового строения (рис. 2). Определения давления, отражающего уровень современного эрозийного среза разных массивов и показанного на рисунке, выполнены в основном роговообманково-плагноклазовым барометром по амфиболовым габбро и вмещающим амфиболитам [19], и их интерпретация с учетом использования других методов дана в ряде работ авторов [12, 15, 16, 19]. Данные по барометрии амфиболитов и гранито-гнейсов свидетельствуют о росте давления при их формировании от 3–4 кбар в восточной части пояса до 10–13 кбар – в западной [19].

На основании прямых геологических наблюдений над взаимоотношениями пород в рамках серии отчетливо устанавливается следующая последовательность их формирования: дунит-верлит-клинопироксенит-оливин-клинопироксеновое габбро-амфиболовое габбро, отвечающая нормальному эволюционному ряду, образующемуся в результате кристаллизационной дифференциации.

Таблица 1. Содержание петрогенных (%) и редких (г/т) элементов в типичных образцах пород дунит-клинопироксенит-габбровой серии Платиноносного пояса Урала

Компонент	1 kt121	2 kt129	3 tg301	4 tg300	5 kt132	6 kt230	7 kt27	8 kt115	9 tg203	10 tg206	11 kt111	12 kt92	13 kt59
SiO <sub>2</sub>	36.03	36.97	39.48	39.12	39.29	39.03	47.38	46.92	43.90	45.70	46.53	42.02	40.22
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.05	0.11	0.09	0.23	0.18	0.3	0.95	0.52	0.58	0.7	0.70	0.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.39	0.54	4.92	5.96	1.61	1.75	3.28	3.36	4.26	8.59	7.57	20.83	18.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.10	4.81	12.31	14.13	8.52	14.30	4.97	6.1	7.59	4.45	6.2	5.65	6.21
FeO	7.17	6.46	Н. оп.	Н. оп.	12.32	Н. оп.	5.39	7.71	5.77	6.66	6.1	6.63	8.03
MnO	0.16	0.20	0.17	0.23	0.3	0.22	0.15	0.17	0.18	0.18	0.22	0.13	0.11
MgO	38.77	37.26	32.61	29.03	24.98	31.31	17.32	14.94	20.61	17.07	13.06	7.61	7.52
CaO	0.42	1.24	1.86	2.11	8.1	3.10	18.34	16.31	15.22	12.34	12.16	15.02	14.73
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.08	0.34	0.31	0.12	0.25	0.35	0.25	0.36	1.25	1.62	0.75	1.28
K <sub>2</sub> O	0.06	0.06	0.05	0.03	0.01	0.04	0.08	0.01	0.10	1.92	1.2	0.09	0.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.06	0.05	0.05	0.01	0.03	0.01	0.02	0.14	0.31	0.35	0.04	0.09
Rb	0	0	0	0	0	0.39	0	0	0.01	30.64	0	0	0
Be	0.18	0.09	0.28	0.18	0.13	0.00	0.18	0.23	0.01	0.59	0.94	0.25	0.27
Sr	3.1	7.1	120.2	100.8	21.4	7.7	87.0	72.2	208.9	644.2	607.1	521.8	969.7
Ba	0.00	0.00	26.36	23.81	0.00	52.40	29.19	0.20	6.36	421.27	134.84	19.60	30.74
Sc	7.28	9.61	84.48	66.33	42.39	30.54	96.23	92.69	68.91	52.51	50.09	60.83	36.88
V	9	30	145	113	146	64	177	547	236	259	291	529	534
Cr	1757	3352	1617	1041	1834	682	936	641	1069	807	727	37	48
Co	153	134	45	92	144	130	70	73	78	63	62	61	46
Ni	2437	1414	210	424	799	537	244	186	Н. оп.	Н. оп.	216	101	44
Cu	11.5	40.6	11.9	12.0	14.2	1.3	21.0	21.9	6.6	59.5	147.6	17.1	562.6
Zn	26.2	65.5	24.7	69.1	109.7	121.5	38.1	92.2	87.1	72.0	109.6	64.3	99.4
Ga	0.34	1.60	4.89	3.75	3.29	1.83	5.02	10.24	7.46	15.00	12.85	15.80	20.02
Y	0.11	0.57	5.82	4.85	3.25	2.30	4.65	9.51	10.95	12.34	14.97	5.78	11.78
Nb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	1.96	2.28	0.30	0.00	0.00
Ta	0.00	1.68	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	3.09	1.85	0.00	0.00	0.00
Zr	3.20	4.32	10.30	9.41	6.60	3.35	6.87	14.38	7.52	21.40	53.85	10.54	8.90
Hf	0.05	0.08	0.36	0.30	0.22	0.14	0.25	0.60	0.28	0.57	1.67	0.40	0.36
U	0	0	0.06	0.05	0	0	0.01	0.06	0.01	0.01	0.47	0.01	0.02
Th	1.48	1.48	1.62	1.56	1.49	0.04	1.55	1.80	0.01	0.33	2.53	1.51	1.56
La	1.23	1.31	2.91	2.50	1.59	0.43	2.10	2.31	3.25	10.60	15.77	2.54	4.94
Ce	0.97	1.19	5.07	4.45	2.28	1.36	3.83	5.25	10.39	22.46	35.09	4.80	11.38
Pr	0.31	0.34	1.00	0.91	0.54	0.23	0.83	1.16	1.91	3.16	5.14	0.95	2.08
Nd	0.86	1.07	4.65	4.12	2.21	1.18	4.11	6.36	10.02	14.14	23.64	4.38	11.10
Sm	0.26	0.33	1.42	1.20	0.80	0.47	1.31	2.17	2.81	3.42	5.49	1.47	3.07
Eu	0.03	0.06	0.43	0.34	0.20	0.17	0.39	0.63	0.80	1.01	1.52	0.43	1.01
Gd	0.08	0.20	1.34	1.14	0.62	0.58	1.08	1.69	2.46	2.77	4.75	1.36	2.57
Tb	0.01	0.03	0.19	0.15	0.10	0.09	0.16	0.28	0.37	0.40	0.57	0.18	0.38
Dy	0.09	0.16	1.19	1.01	0.60	0.54	0.92	1.87	2.03	2.12	2.95	1.12	2.27
Ho	0.02	0.03	0.22	0.18	0.12	0.09	0.18	0.36	0.34	0.38	0.56	0.21	0.47
Er	0.06	0.10	0.61	0.48	0.34	0.24	0.44	0.95	0.91	1.07	1.35	0.60	1.21
Tm	0.01	0.01	0.08	0.06	0.04	0.04	0.05	0.12	0.11	0.14	0.19	0.08	0.15
Yb	0.05	0.05	0.43	0.35	0.26	0.22	0.29	0.71	0.74	0.84	1.21	0.47	0.86
Lu	0.01	0.01	0.08	0.05	0.04	0.03	0.05	0.11	0.09	0.11	0.19	0.08	0.13

Примечание. 1, 2 – дуниты, Конжаковского массива; 3–6 – веролиты, массивы Вересовый бор (3, 4), Косьвинский (5) и небольшое тело вблизи г. Н. Тагил (6); 7–9 – оливиновые клинопироксениты, массивы Серебрянский (7), Кривинский (8) и г. Соловьева (9); 10, 11 – тылаиты массива г. Соловьева (10) и Конжаковского (11); 12 – оливиновое габбро Сухогорского массива, 13 – пироксен-амфиболовое габбро Серебрянского массива. Н.оп. – содержание не определялось.

Таблица 2. Содержание петрогенных (%) и редких (г/т) элементов в представительных образцах габброидов Платиноносного пояса Урала

Компонент	1 kt88	2 kt87	3 km21	4 tg571	5 tg46	6 tg564	7 tg48	8 tg577	9 tg565	10 tg553	11 tg554
SiO <sub>2</sub>	48.59	49.35	47.84	46.76	45.46	46.33	44.04	44.98	52.17	48.54	49.54
TiO <sub>2</sub>	0.83	0.73	0.83	0.79	1.00	1.07	1.2	1.66	0.70	1.47	1.53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.13	18.69	16.19	12.98	19.33	16.56	20.27	17.52	22.90	13.25	12.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.23	3.51	4.24	6.18	4.19	5.72	5.55	6.82	4.00	3.71	3.1
FeO	8.64	7.56	8.36	6.46	7.59	7.53	6.71	8.61	2.15	6.48	7.56
MnO	0.21	0.20	0.23	0.24	0.20	0.22	0.18	0.56	0.10	0.17	0.17
MgO	5.18	4.80	6.59	8.03	5.91	5.00	4.77	4.78	2.10	7.16	7.31
CaO	11.45	10.46	11.05	11.96	11.83	10.59	12.04	10.26	8.37	11.26	11.36
Na <sub>2</sub> O	1.85	1.85	2.25	3.08	2.60	3.08	3.00	2.77	6.16	1.98	1.92
K <sub>2</sub> O	0.11	0.21	1.08	0.12	0.12	0.14	0.18	0.12	0.10	0.04	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.13	0.16	0.07	0.26	0.23	0.36	0.37	0.28	0.17	0.14
Rb	1.69	1.86	24.55	0.62	1.05	0.26	1.47	0.28	0.00	0.01	0.71
Be	0.38	0.73	0.63	0.62	0.65	0.86	1.10	0.76	0.93	0.40	0.41
Sr	458.3	498.3	910.7	493.1	581.5	578.5	693.6	618.8	1250.5	177.1	174.0
Ba	49.74	63.04	369.96	64.24	38.41	81.13	73.56	66.24	119.52	42.36	20.04
Sc	5.4	50.97	66.92	67.39	43.53	50.69	52.05	60.29	10.33	36.63	46.81
V	375	367	577	361	305	486	395	491	179	256	279
Cr	124	57	75	72	100	22	36	3	2	227	212
Co	40	35	62	46	37	38	35	35	10	38	43
Ni	46	12	Н. о.	29	32	15	40	8	6	70	60
Cu	111.8	82.74	155.6	78.2	145.9	85.3	156.9	324.2	57.4	110.2	152.0
Zn	94.1	89.9	182.9	112.4	100.6	112.0	103.0	116.0	68.3	76.8	99.0
Ga	17.8	16.99	28.20	16.08	21.03	20.09	21.02	23.00	24.0	17.19	17.24
Y	15.7	13.80	23.79	21.82	18.24	25.63	29.57	34.93	9.0	33.44	35.96
Nb	10.8	0.54	3.73	1.50	3.76	2.41	5.45	3.03	1.20	1.81	1.2
Ta	7.54	0.59	1.41	0.11	1.66	0.15	2.23	0.18	0.08	0.44	0.47
Zr	11.2	12.25	44.41	20.06	15.37	12.29	18.58	16.99	6.21	20.00	18.83
Hf	0.8	0.94	1.75	0.70	0.87	0.48	2.06	0.77	0.27	1.03	1.12
U	0.04	0.05	0.45	0.01	0.05	0.06	0.07	0.03	0.00	0.01	0.01
Th	0.06	0.01	1.82	0.04	0.01	0.14	0.01	0.06	0.03	0.01	0.01
La	3.31	3.70	26.36	4.33	6.66	6.51	7.56	4.82	3.76	3.24	2.73
Ce	8.91	9.10	32.60	12.68	17.20	17.38	23.66	14.93	9.80	11.65	11.06
Pr	1.46	1.51	4.32	2.13	2.54	2.78	4.03	2.72	1.59	2.06	2.11
Nd	8.31	7.96	20.75	10.30	13.14	13.32	21.51	13.89	7.53	11.68	13.32
Sm	2.53	2.40	5.20	2.80	3.43	3.70	6.23	4.38	1.90	3.88	4.34
Eu	0.9	1.03	1.68	1.09	1.21	1.60	2.07	1.78	0.94	1.39	1.51
Gd	3.07	2.98	4.82	3.08	4.00	4.00	7.05	4.90	1.90	5.92	6.39
Tb	0.49	0.43	0.75	0.51	0.57	0.65	1	0.83	0.27	0.98	1.08
Dy	3.00	2.88	4.58	3.60	3.59	4.40	6.9	6.01	1.62	6.71	7.31
Ho	0.59	0.58	0.90	0.78	0.67	0.9	1.34	1.29	0.34	1.38	1.49
Er	1.77	1.88	2.30	2.13	1.94	2.57	4.15	3.55	0.88	4.22	4.54
Tm	0.24	0.26	0.37	0.32	0.27	0.41	0.61	0.53	0.13	0.54	0.59
Yb	1.73	1.87	2.43	2.18	1.75	2.53	3.76	3.26	0.79	3.85	3.91
Lu	0.23	0.27	0.44	0.31	0.23	0.35	0.54	0.45	0.11	0.51	0.53

Примечание. 1–8 – габбровая серия; 1, 2 – габбро-нориты Валенторского массива; 3 – биотитовый габбро-норит Кумбинского массива; 4 – пироксен-амфиболовое габбро Тагило-Баранчинского массива; 5–8: амфиболовые (5, 6) и амфиболовые жильные габбро (7, 8) Черноисточинского массива; 9 – лейкогаббро, представляющее исходный расплав ЛАП-серии; 10, 11 – габбро жильной МАГ-серии (г. Ипатова).

Породы **габбровой** серии сосредоточены в ряде крупных массивов, таких как Кумбинский, Павдинский, Валенторский, Тагило-Баранчинский и, кроме того, образуют ряд мелких интрузивных тел. Судя по ориентировке полосчатости [3, 4] и магнитному полю над массивами [14], они имеют, как и массивы ДКГ-серии, автономную внутреннюю структуру, но достоверные геологические данные о глубинном строении массивов отсутствуют. Судя по геофизическим данным, они представляют собой наклоненные к востоку штокообразные тела. Габброиды характеризуются относительно устойчивым составом. Среди однородных котектических габбро-норитов офитовой или трахитоидной структуры местами отмечаются оливинсодержащие, а среди амфиболовых габбро-клинопироксенсодержащие разности, образующие как прослои, так и неправильные блоки среди преобладающих типов. В габбро-норитах жильная серия представлена близкими по минеральному составу, но более мелкозернистыми габбро-норитами, либо амфиболовыми габбро. Важная особенность эволюции габбровой серии заключается в том, что она имеет антидромную тенденцию: в отличие от вмещающих известково-щелочных габброидов, жилы по составу приближаются к толеитам с соответствующим изменением петро- и геохимических параметров (см. ниже).

Более молодой возраст габбровой серии по сравнению с ДКГ-серией определяется наличием жил габбро-норитов и амфиболовых лабрадоровых габбро в ультрамафитах и габброидах ДКГ-серии. А.А. и Л.П. Ефимовы [4] рассматривали такие жилы, в первую очередь, амфиболовые габброиды как метасоматические. Наши данные свидетельствуют о том, что большая часть жильных габброидов, за исключением части габбропегматитов, представляет собой ортомагматические породы котектического состава [15]. Аллотриоморфнозернистая структура жильных габброидов, определяемая цитированными авторами как роговиковая, представляет собой мелкозернистый вариант обычной габбровой структуры – результат отжига и перекристаллизации первичной офитовой структуры, которая в отдельных случаях сохраняется.

Породы ДКГ и габбровой серий деформированы и перекристаллизованы. Большая часть преобразований происходила при высокой температуре и, по-видимому, сопровождала внедрение массивов в верхние горизонты коры [3].

Породы **анатектической лейкогаббро-анортозит-плагιοгранитной** (ЛАП) серии образуют крупный Черноисточинский массив в пределах Тагило-Баранчинского габбрового массива и ряд штокверковых и дайковых зон в других массивах (например, в Кытлымском, Качканарском). Вне массивов

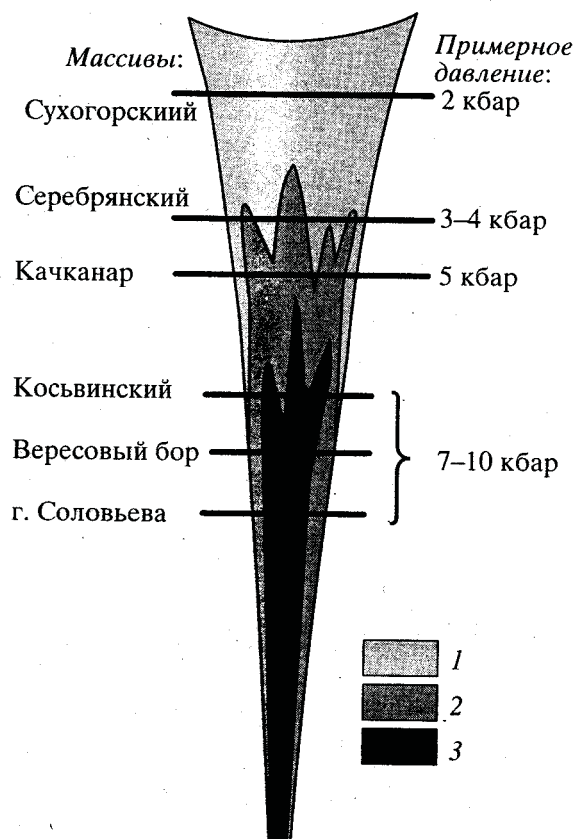


Рис. 2. Предполагаемая схема первичного строения конфокальной дунит-клинопироксенит-габбровой трубнообразной интрузии, разные эрозионные срезы которой представляют собой массивы ДКГ-серии ППУ.

1 – анортозитовые габбро, 2 – клинопироксениты и верлиты, 3 – дуниты.

ППУ, во вмещающих амфиболитах они не известны. Нижние, корневые зоны магматической колонны представлены мигматитами области анатектического магмообразования ( $P_{\text{общ}} = \text{около } 6 \text{ кбар}$ ), а верхние – эруптивными брекчиями и штокверком жил ( $P_{\text{общ}} = 2-3 \text{ кбар}$ ). Субстратом пород серии являются роговообманковые габбро, а анатектический расплав представлен роговообманковым лейкогаббро или анортозитом при существенно амфиболовом составе рестита. Все разнообразие пород в рамках ЛАП-серии обусловлено фракционной кристаллизацией этого исходного расплава. Частичное плавление роговообманковых габбро происходило в области стабильности роговой обманки при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}} = 5-6 \text{ кбар}$ ,  $T > 900^\circ\text{C}$ , степень плавления 0.6–0.65. Предполагается, что такие необычные условия (и как следствие, бескварцевый состав продуктов анатексиса) реализуются при частичном плавлении горячих габброидов, возможно, в надсубдукционной зоне на начальной стадии субдукции [16, 17].

Многочисленные жилы лейкогаббро, анортозитов и плагιοгранитов в породах ДКГ и габбро-

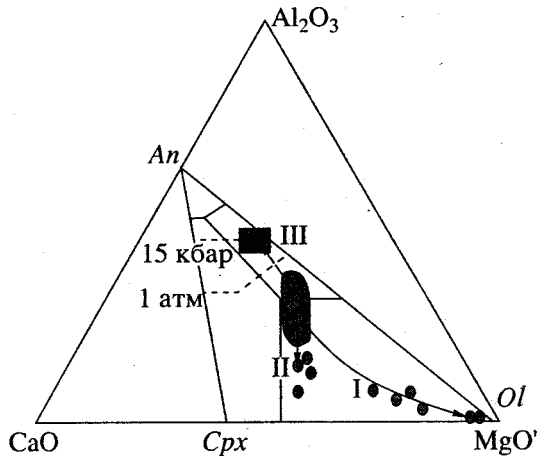


Рис. 3. Диаграмма  $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}'$  для пород ДКГ-серии. Тонкими сплошными линиями в треугольнике  $\text{Ol}(\text{Opx})-\text{Crx}-\text{An}$  показаны котектики системы  $\text{An}-\text{Fo}-\text{Di}$  при давлении 20 кбар [29], штриховыми – линии котектики  $\text{An}-\text{Opx}-\text{Crx}$  [30, 31], рассчитанные для пироксенов с отношением  $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0.4$  [15]. Линиями со стрелками показаны кумулятивные тренды (I, II), отвечающие фракционированию оливина, продуктами которого являются дуниты и верлиты (I), и оливин-клинопироксеновой котектики – оливинные клинопироксениты (II), а также тренд, ведущий к обособлению габбрового расплава (III). Затемненный овал – область составов тылаитов, представляющих предполагаемый исходный расплав ДКГ-серии, а прямоугольник – область составов габброидов.  $\text{MgO}' = \text{MgO} + 0.5 \text{Fe}_2\text{O}_3 + 0.55 \text{FeO}$ . Пояснения к построению диаграммы см. [15].

вой серий не оставляют сомнений в более молодом возрасте ЛАП-серии. В то же время в районе Черноисточинска анортозиты и плагиограниты ЛАП-серии рассекаются жилами силурийских плагиогранитов Тагильского габбро-гранитоидного массива, представляющего собой интрузивные комагматы островодужных вулканитов Тагильской зоны [16]. Тем самым определяется верхняя возрастная граница формирования ППУ. Поскольку вмещающими породами массивов ППУ являются ордовикские аповулканогенные метаморфиты, то приведенный выше факт означает, что геологический возраст ППУ лежит в узком интервале: поздний ордовик–ранний силур [20], что подтверждают выполненные в последние годы изотопные определения возраста [21–23].

**Жильные** мелкозернистые амфиболовые габбро (МАГ-серия) представлены дайками мощностью от нескольких сантиметров до 2–3 метров, локализованными в субмеридиональных зонах шириной до 1 км (?) в породах ППУ и во вмещающих амфиболитах. Эти зоны изучены нами на г. Аблей в юго-восточной части Тагило-Баранчинского массива, в западной части этого же массива (район г. Ипатов) и некоторых других местах. Специальное детальное изучение этих важных пород ранее не предпринималось, и их

распространение в пределах ППУ точно не установлено. Несмотря на то, что они являются жильными, т.е. наиболее молодыми в ППУ, породы МАГ-серии интенсивно метаморфизованы и имеют облик амфиболитов, что, по-видимому, связано с подвижками вдоль таких дайковых зон в ходе раннедевонского орогенеза.

## ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ

Петрография пород Платиноносного пояса и их минеральный состав подробно описаны в целом ряде работ [2–8, 24, 25], и мы не будем здесь останавливаться на этом вопросе. Отметим лишь наиболее существенные петрологические и более подробно остановимся на геохимических особенностях пород выделенных серий. Последние на современном аналитическом уровне рассматриваются, по-существу, впервые.

Породы ДКГ-серии обладают важной чертой минерального состава – практически полным отсутствием ортопироксена. Вебстериты были отмечены только в Качканарском массиве [26]. К сожалению, отсутствие детального описания их геологии, пространственных и временных взаимоотношений с клинопироксенитами и другими породами, петрохимического и минералогического состава, не позволяет сегодня дать генетическую интерпретацию этого явления без проведения дополнительных исследований. Тщательные геолого-петрографические исследования Качканарского массива, проведенные ранее В.Г. Фоминых, не выявили ортопироксеносодержащих гипербазитов [7]. Ортопироксен-оливиновые породы (“гарцбургиты”), развитые на контакте дунитов с клинопироксенитами в Кытлымском массиве, как считается, имеют реакционное происхождение [4]. Ортопироксена нет даже в габброидах, которые представлены оливин- или амфибол-клинопироксеновыми, реже амфиболовыми разностями. Эта особенность минерального состава резко отличает породы ДКГ-серии от дунит-клинопироксенит-вебстерит-габбровой серии Хабарнинского массива, в которой вебстериты пользуются широким развитием и, возможно, представляют собой исходный расплав [27, 28].

По химическому составу оливинные клинопироксениты отвечают котектике оливин-клинопироксен при 20–25 кбар, а оливинные габбро – базитовой конектике при 12–15 кбар (рис. 3, 4) [15]. Эти цифры характеризуют условия формирования соответствующих расплавов. Кристаллизация пород, судя по парагенезису оливина и анортита, происходила при давлении менее 6 кбар. Оливинные анортитовые габбро принадлежат к плутоническому высокобарическому типу и не имеют аналогов по химическому составу среди базальтов [15].

Важную роль в составе ДКГ-серии играют плагиоклазсодержащие оливиновые пироксены, которым один из первых исследователей ППУ Л. Дюпарк дал собственное имя – тылаиты. Эти породы характеризуются порфировой структурой (в фенокристаллах – клинопироксен), которая на основании наблюдаемых в породах явлений катаклаза была определена как порфирикластовая [3, 4, 25]. Детальное изучение пород показало, что они сохранили многие особенности структуры и состава, позволяющие реконструировать их первичную природу [32]. Порфировые зерна клинопироксена обладают зональным строением, подчеркнутым как закономерными пластинчатыми вростками рудного минерала, образовавшегося в результате распада твердого раствора первичного клинопироксена, так и включениями идиоморфного оливина и биотита, а в краевых частях и плагиоклаза, расположенных по зонам роста. В порфировидных клинопироксенах железистость от ядра к кайме слабо увеличивается. В этом же направлении заметно нарастает содержание натрия и слабо – глинозема. Железистость сингенетических включений идиоморфных зерен оливина и биотита в порфировых вкрапленниках клинопироксена заметно растет от центра вкрапленника к его краевой части. Подобные изменения состава характерны для магматической эволюции оливина и биотита и являются важным аргументом в пользу фенокристовой природы крупных зерен клинопироксена. Вкрапленники клинопироксена сцементированы мелкозернистой массой, состоящей из оливина, биотита, клинопироксена, а также магнетита, зеленой шпинели, плагиоклаза, иногда ортоклаза. В западной части ППУ в массивах г. Соловьева и Косьвинский Камень широко развиты тылаиты, содержащие тонкие андезин-ортоклазовые и ортоклаз-нефелиновые (псевдолейцитовые) сростания [32]. Приведенные данные позволяют сделать ряд важных петрологических выводов:

- 1) биотит в тылаитах, а значит и в бесполовошпатовых ультрамафитах имеет магматическое происхождение (что не исключает возможности эпимагматического генезиса для части биотита);
- 2) последовательность кристаллизации тылаитов: а – оливин + биотит + клинопироксен (парагенезис фенокристаллов), б – оливин + биотит + клинопироксен + лабрадор + магнетит (парагенезис основной массы), в – андезин + ортоклаз + лейцит (интерстициальный парагенезис) отвечает котектической схеме и свидетельствует о возможности образования ассоциированных с тылаитами бесполовошпатовых ультрамафитов в виде кумулятов вкрапленников, а габброидов – как продуктов кристаллизации остаточного расплава. Тылаиты в этом случае выступают в качестве пород, наиболее близко отвечающих составу исходного расплава. Недавние находки включений стекла, а также зерен клинопироксена и биотита

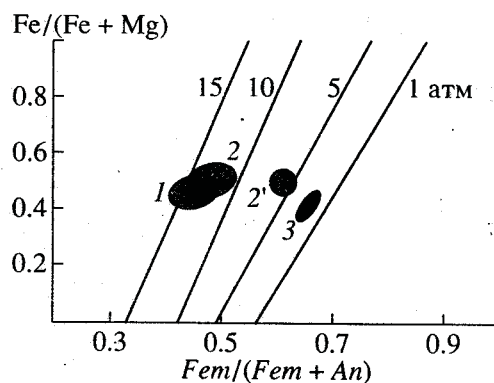


Рис. 4. Диаграмма  $Fem/(Fem + An) - Fe/(Fe + Mg)$  для габброидов ППУ.

Сплошные линии – котектики системы  $An-Cpx-Opx$  при  $Fe/(Fe + Mg)$ -отношении пироксенов около 0.4 при давлении, обозначенном цифрами (кбар) около линий [15]. Затемненными овалами показаны области составов габброидов ДКГ-серии (1), габбро-норитов и амфиболовых габбро (2) и ортоклазовых габбро-норитов (2') габброидной серии и жильных амфиболовых габбро МАК-серии (3).

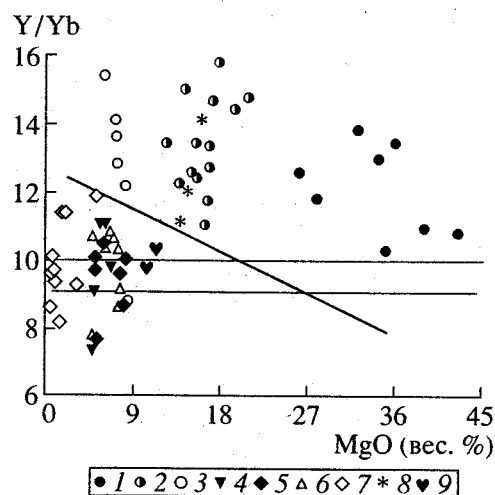


Рис. 5. Диаграмма  $Y/Yb - Yb$ , иллюстрирующая различия в составе пород разных серий ППУ.

1, 2, 3 – ДКГ-серия: 1 – дуниты и верлиты, 2 – клинопироксениты, 3 – анортитовые габбро; 4, 5 – габбро-вая серия: 4 – габбро-нориты, 5 – амфиболовые габбро; 6 – породы ЛАП-серии; 7 – породы МАК-серии; 8, 9 – горнблендиты ДКГ (8) и ЛАП (9) серий. Жирная линия разделяет поля составов пород ДКГ-серии и всех других серий ППУ. Тонкими линиями ограничено поле составов коры и примитивной мантии [34].

в платиноидах из дунитов массива г. Соловьева [33] подтверждают это предположение.

В центральной и восточной части пояса – массивах Денежкин Камень, Сухогорский – известны анортитсодержащие тылаиты [4, 25], лишенные кислого плагиоклаза, ортоклаза и псевдолейцита, но обладающие теми же особенностями структуры, что и вышеописанные. Есть основания полагать, что они представляют собой исходный рас-



плав для восточной ветви пород ДКГ-серии (см. ниже).

Несмотря на большое разнообразие пород ДКГ-серии, все они обладают рядом общих геохимических черт, отличающих их от пород габбровой и других серий ППУ, в частности, наиболее высоким  $Y/Yb$  и  $La/Yb$  (рис. 5, 6) отношением, что свидетельствует о разных магматических источниках пород.

Для пород габбровой серии характерен парагенезис клино- и ортопироксена. Габброиды соответствуют по составу котектике при давлении ~10–15 кбар (рис. 4). Обособление поздних порций расплава, представленных биотитсодержа-

щими ортоклазовыми габбро-норитами отвечает давлению 5–6 кбар. Кристаллизация пород, судя по роговообманково-плагиоклазовому геобарометру [19], происходила при существенно более низком давлении, не превышающем 4–6 кбар в западной части пояса и 3–4 кбар – в его восточной части.

Амфиболовые габброиды представляют собой водные аналоги габбро-норитов. Обычно они не образуют крупных массивов и слагают небольшие тела и жилы.

Жильные разновидности амфиболовых габбро несколько отличаются по составу от вмещающих габброидов. Если последние представляют собой типичные известково-щелочные разности, близкие к высокоглиноземистым базальтам, то жильные габброиды приближаются по составу к толеитам: в них возрастает содержание  $TiO_2$ , железистость, выполняются тренды распределения РЗЭ (табл. 2, рис. 7).

Породы ЛАП-серии и их петрогенезис подробно рассмотрены в нашей недавней статье [17], а также в более ранних работах [16]. Здесь лишь отметим, что минеральный состав пород серии весьма прост: сквозными минералами являются лабрадор-андезин, роговая обманка и магнетит. В конечных членах серии – плагиогригитах – к ним добавляется кварц и в редких случаях ортоклаз и биотит. Все изменения в химическом

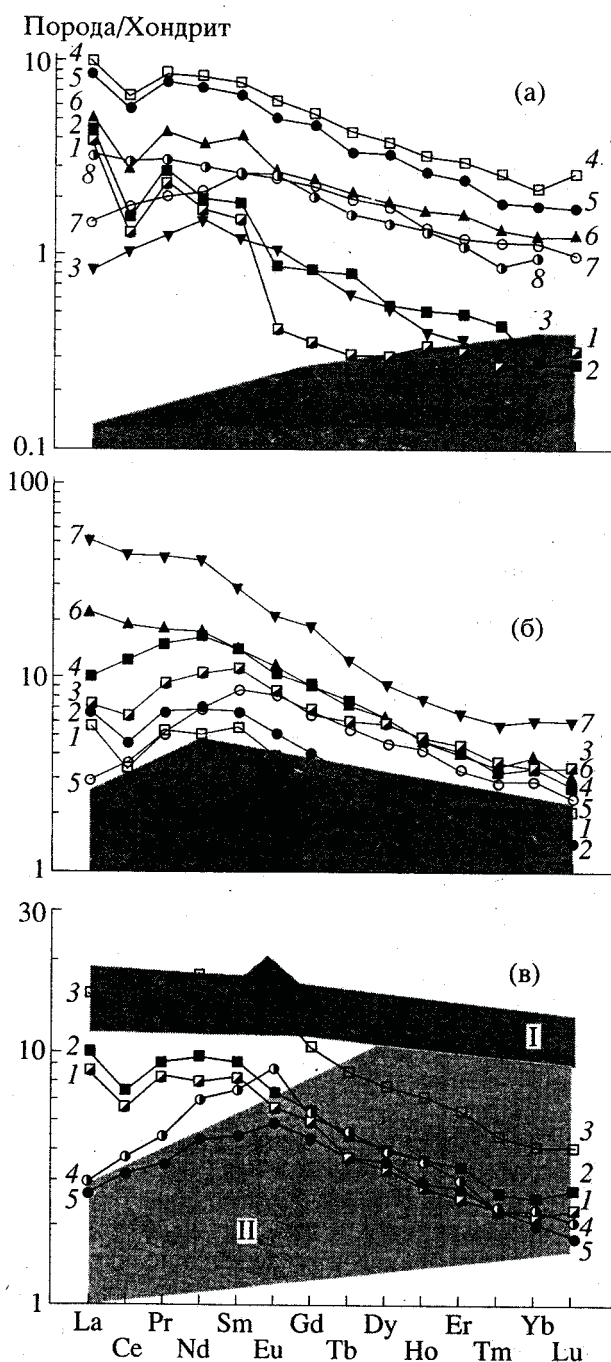


Рис. 6. Распределение РЗЭ в дунитах, верлитах (а), клинопироксенитах и тылаитах (б) и габброидах (в) ДКГ-серии.

а: 1, 2, 3 – дуниты: 1 – Тылай-Конжаковский массив, kt121, 2 – расслоенная серия Тылай-Конжаковского массива, kt129, 3 – гора Соловьева, sl25; 4, 5, 6, 7, 8 – верлиты: 4 – массив Вересовый бор, tg301, 5 – массив Вересовый бор, tg300, 6 – расслоенная серия Тылай-Конжаковского массива, kt132, 7 – Тагило-Баранчинский массив, район Черноисточинска, tg230 [11], 8 – гора Соловьева, sl26.

Затемнено поле составов перидотитов офиолитов [35].

б: 1, 2, 3, 4 – оливинные клинопироксениты: 1 – массив Вересовый бор, tg302, 2 – Серебрянский массив, kt27, 3 – район массива Денежкин Камень, kt115, 4 – г. Соловьева, tg203; 5 – амфиболовый пироксенит, Качканарский массив, kk10; 6, 7 – тылаиты: 6 – гора Соловьева, tg216, 7 – Косьвинский массив, kt111.

Затемнено поле составов пироксенитов офиолитов [35].

в: 1, 2 – оливинные габбро, Сухогорский массив, kt97, kt92; 3, 4, 5 – клинопироксен-амфиболовые габбро: 3 – Серебрянский массив, kt58, 4 – Качканарский массив, kk11, 5 – район Кумбинского массива, km45.

Затемнены поля составов габброидов габбровой группы ППУ (I) и габброидов офиолитов (II) [35].

Составы пород (за исключением выделенных курсивом) приведены в табл. 1. Состав хондрита, использованный для нормирования здесь и на последующих диаграммах, – по [36].

составе пород обусловлены вариациями содержания трех названных главных минералов: реститы сложены преимущественно роговой обманкой; от лейкогаббро, представляющего собой исходный анатектический расплав (табл. 2), к плагиограниту количество роговой обманки падает от 20–30% до 2–3%, соответственно уменьшается номер плагиоклаза от  $An_{40-45}$  до  $An_{25-30}$ . На всех вариационных диаграммах (рис. 8, 9) породы характеризуются линейными трендами, отвечающими анатектической модели: субстрат это – амфиболовое габбро, рестит – горнблендит, анатектический расплав – лейкогаббро, конечный дифференциат – плагиогранит.

Жильные габброиды МАГ-серии интенсивно перекристаллизованы и сейчас представлены амфиболитоподобными породами. Лишь местами в них сохранились реликты первичной порфириковой структуры. Вкрапленники – первично зональный плагиоклаз, о чем можно судить по распределению продуктов преобразований плагиоклаза (существенно клиноцоизитовое ядро и сосюритовая периферия) и зональная идиоморфная роговая обманка. По составу габбро отвечают низкобарической пироксен-плагиоклазовой котектике (рис. 4), будучи близки по содержанию петрогенных и редких элементов к океаническим базальтам.

Основные особенности геохимии рассматриваемых пород изображены на прилагаемых диаграммах (рис. 5–9) и в таблицах (табл. 1, 2).

Распределение РЗЭ в породах ДКГ-серии характеризуется отрицательным наклоном тренда во всех группах пород (рис. 6). Наиболее низкое содержание РЗЭ отмечается в дунитах, они же имеют и самое высокое  $La_N/Yb_N$  отношение (2–15). Верлиты и оливиновые клинопироксениты характеризуются сходными трендами и примерно одинаковым диапазоном концентраций РЗЭ ( $La_N/Yb_N$  отношение = 2–4). Наибольшим содержанием легких РЗЭ отличаются тылаиты ( $La_N/Yb_N$  отношение = 6–10), которое в них в несколько раз выше, чем в пироксенитах и габбро. Все породы ДКГ-серии заметно отличаются от одноименных пород офиолитов повышенным содержанием РЗЭ (для габбро это касается легких РЗЭ) и наклоном тренда, что однозначно свидетельствует о различном составе мантийных источников той и другой ассоциаций. В то же время по сравнению с габбро-норитами габбровой группы ДКГ-габброиды характеризуются и более низким содержанием РЗЭ и значительно более высоким  $La/Yb$  отношением. Габбро-нориты и амфиболовые габбро (рис. 7) имеют  $La_N/Yb_N$  отношение = 1–2, оно повышается до 7 в ортоклазовых разностях и понижается до 1 в жильных. В габброидах МАГ-серии  $La_N/Yb_N$  отношение опускается ниже 1 и тренд становится сходным с таковым для океанических толеитов. Подобная эволюция  $La/Yb$  отно-

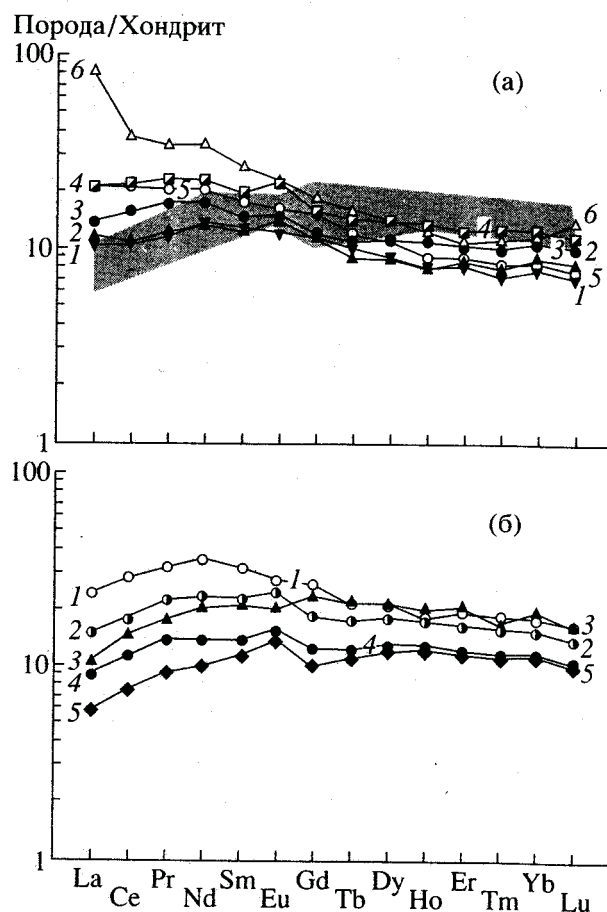


Рис. 7. Распределение РЗЭ в породах габбровой серии (а) и жильных габброидах габбровой и МАГ-серий (б).

а: 1, 2 – габбро-нориты Валенторского массива, kt88, kt87, 3 – пироксен-амфиболовое габбро, Тагило-Баранчинский массив, район Черноисточинска, tg571, 4, 5 – амфиболовое габбро, Тагило-Баранчинский массив, район Черноисточинска, tg564, tg46, 6 – Кумбинский массив, km21. Затемнено поле составов габбро МАГ-серии.

б: 1, 2 – жильные габбро габбровой серии, Тагило-Баранчинский массив, район Черноисточинска, tg48 и tg577, 3, 4, 5 – жильные мелкозернистые габбро МАГ-серии, гора Ипатова, tg553, tg581, tg582.

Состав пород (за исключением выделенных курсивом) приведены в табл. 2.

шения наряду с другими особенностями состава: рост в возрастном ряду габброидов содержания  $Y, Zr$ , уменьшение –  $Sr$  (рис. 8, 9, табл. 2) характерна при смене известково-щелочных барофильных [15] серий толеитовыми барофобными и, по-видимому, связана с формированием рассматриваемого ряда пород в условиях растяжения.

Яркая особенность геохимии РЗЭ ДКГ-серии – наличие в части проб отрицательной  $Se$  аномалии. Она наблюдается в породах из массивов, расположенных к северу от широты Качканарского массива. Существует мнение, что  $Se$  аномалия обусловлена окислением  $Se$  под влиянием морской

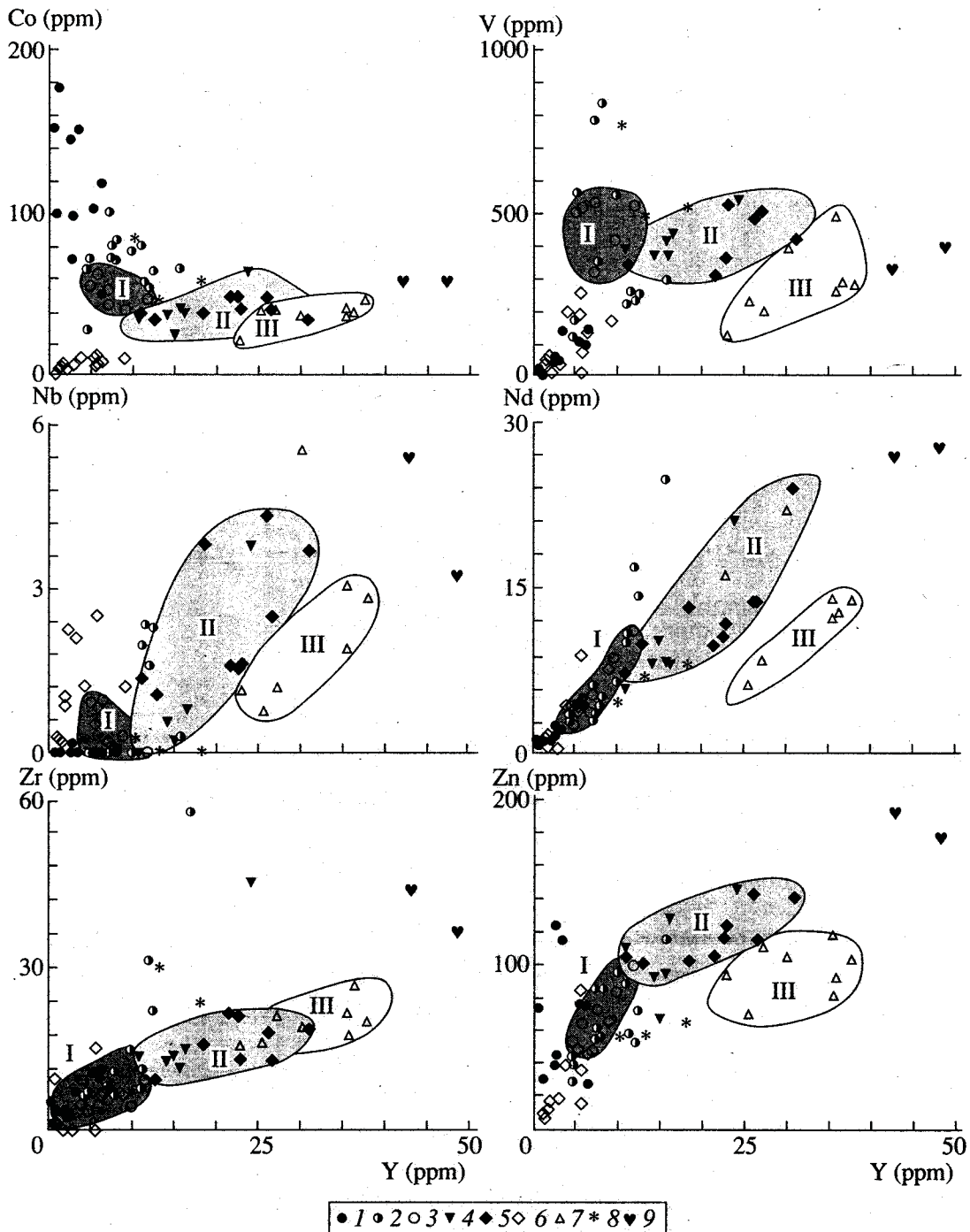


Рис. 8. Диаграмма Y-Co, V, Nb, Nd, Zr, Zn для пород ППУ. 1-9 – то же, что на рис. 5. Заштрихованы поля составов габброидов ДКГ-(I), габбровой (II) и МАГ-(III) серий.

воды и введением пелагических осадков и измененных океанских базальтов путем субдукции в мантию, которая затем служит источником частичного плавления [37–39]. По данным [39], для образования такой же Се аномалии, какая отмечается в дунитах, верлитах и клинопироксенах ППУ, мантия должна быть контаминирована 2–3% пелагических осадков или 3–5% измененных базальтов. Если это так, то геохимия РЗЭ в породах ДКГ-серии ППУ может служить индикатором

локальной контаминации мантийного магматического источника материалом океанической коры и, возможно, подтверждает предположение [40] о связи ППУ с палеоостровной дугой и субдукцией.

Габброиды разных серий характеризуются ясными различиями в содержаниях некоторых редких элементов (рис. 8). Максимальными содержаниями когерентных элементов (например, Со) и

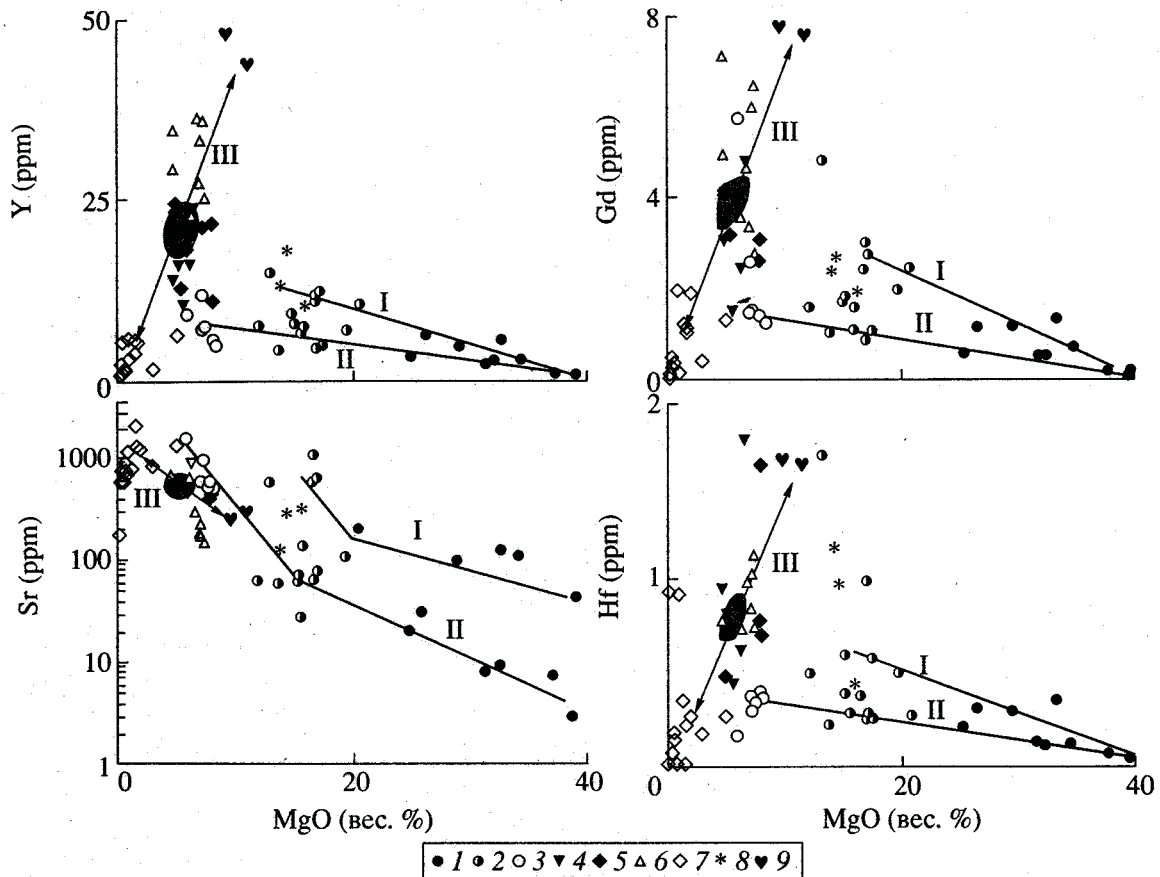


Рис. 9. Диаграмма MgO–Y, Gd, Sr, Hf для пород ППУ.

1–9 – то же, что на рис. 5.

I и II – линии дифференциации пород ДКГ-серии соответственно в западной и восточной частях ППУ, III – линия, соединяющая составы анатектического анортзитового расплава и горнблендитового рестила при формировании ЛАП-серии. Затемнено поле составов роговообманковых габброидов, служивших субстратом ЛАП-серии.

минимальным – некогерентных литофильных отличаются анортитовые габбро ДКГ-серии. Содержание таких высоkozарядных литофильных элементов, как Y и Zr, нарастает в ряду последовательно формирующихся групп габбро: от ДКГ-серии к МАГ-серии. Менее четко эта тенденция выражена для ниобия. Соответственно, как отмечалось выше, изменяется La/Yb отношение, которое уменьшается от ДКГ-габбро к МАГ-серии.

Обращает на себя внимание, что существенно роговообманковые породы (горнблендиты), ассоциированные с амфиболовыми анортитовыми габбро ДКГ-серии и с амфиболовыми габбро габбровой серии, резко различаются по содержанию редких элементов, тяготея к полям составов соответствующих габбро (рис. 8, 9, табл. 3). То же самое можно сказать и о трендах распределения РЗЭ в тех и других горнблендитах: содержание РЗЭ в ДКГ-горнблендитах в 2–3 раза ниже, а  $La_N/Yb_N$  отношение – несколько выше, чем в горнблендитах, ассоциированных с амфиболовыми габбро габбровой серии; в первых ясно выражена отрицательная Ce аномалия (рис. 10). Эти

данные противоречат распространенному среди уральских петрологов представлению об апопироксенитовой природе горнблендитов и свидетельствуют о полигенности пород. В составе

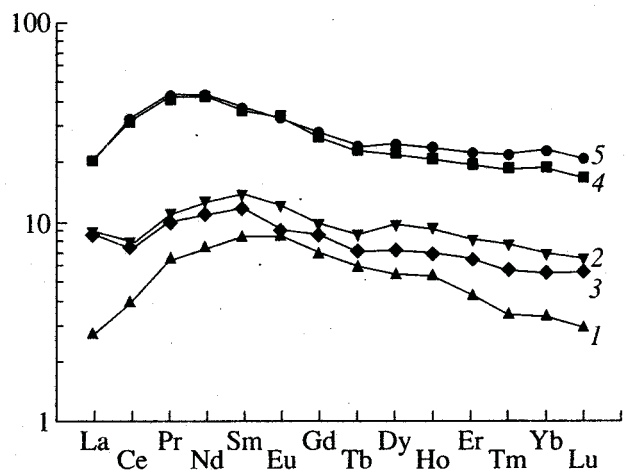


Рис. 10. Распределение РЗЭ в горнблендитах ДКГ-серии (1, 2, 3) и ассоциированных с амфиболовыми габбро габбровой серии (4, 5). Номера проб те же, что в табл. 3.

**Таблица 3.** Содержание (г/т) редких элементов в горнблендитах ДКГ-серии (1–3) и габбровой серии (4, 5)

Элемент	1	2	3	4	5
Li	0.24	5.51	3.91	2.18	2.1
Rb	1.87	0	0	0.38	1.13
Cs	0	0	0	0	0.03
Be	0.07	0.31	0.3	0.71	0.68
Sr	310.6	288.6	118.8	165.6	215.2
Ba	77.1	206.8	69.1	47.5	70.8
Sc	116.63	75.65	72.86	49.76	65.71
V	774.8	526.9	499.0	326.1	390.2
Cr	2.6	148.8	185.9	728.6	137.7
Co	83.39	56.43	45.52	56.35	54.37
Ni	58.66	54.72	57.03	260.02	85.15
Cu	11.51	16.77	18.19	189.6	79.57
Zn	55.58	64.48	56.81	195.39	171.34
Ga	16.41	15.37	14.98	19.27	49.56
Y	10.25	18.1	13.3	42.57	47.17
Nb	0.28	0	0	5.4	3.24
Ta	0.02	0	0	0.69	0.18
Zr	7.07	23.3	29.39	42.47	34.43
Hf	0.44	0.97	1.17	1.56	1.5
Mo	0	0.13	0.16	0.17	0.01
Sn	0.68	1.64	1.62	3.28	3.04
Tl	0	0.2	0.8	1.3	0
Pb	1.03	1.87	2.07	4.14	2.12
U	0.02	0.02	0.06	0.06	0.02
Th	0.02	1.53	1.66	0.13	0.07
La	0.89	2.93	2.88	6.7	6.54
Ce	3.38	6.77	6.34	27.47	27.9
Pr	0.83	1.42	1.3	5.42	5.51
Nd	4.64	8.01	6.87	27.08	27.04
Sm	1.69	2.76	2.33	7.26	7.31
Eu	0.71	0.93	0.71	2.56	2.47
Gd	1.92	2.67	2.36	7.29	7.44
Tb	0.3	0.43	0.35	1.13	1.16
Dy	1.85	3.24	2.43	7.51	8.05
Ho	0.41	0.7	0.53	1.57	1.72
Er	0.96	1.8	1.45	4.34	4.81
Tm	0.12	0.27	0.2	0.64	0.75
Yb	0.73	1.5	1.19	4.06	4.84
Lu	0.1	0.22	0.19	0.56	0.68

Примечание. 1 – шпир среди амфиболовых габбро, Качканар; 2, 3 – брекчиевидная жила в верлитах, Вересовый бор; 2 – обломки, 3 – цемент; 4, 5 – обособления в мигматитовой зоне Черноиточинского массива.

ДКГ-серии большая часть горнблендитов представляет собой завершающие этапы эволюции серии в участках, богатых флюидами [15, 27]. Геологические соотношения горнблендитов с амфиболовыми габбро свидетельствуют о том, что в одних случаях они образуют шпир или крупные тела среди габброидов, представляя собой продукты сегрегации роговой обманки в ходе фракционной кристаллизации габброидов, а в других – образуют жилы в габбро и пироксенитах, будучи близки по природе к пегматитам, завершающим эволюцию гранитоидных серий [15]. В рамках габбровой и ЛАП серии большая часть горнблендитов представляет собой реститы, тугоплавкие остатки от частичного плавления амфиболовых габбро, продуктом которого является ЛАП-серия (рис. 8, 9) [16, 17].

Породы ДКГ-серии на вариационных диаграммах (рис. 9) для большинства элементов обнаруживают два тренда. Тренд I образован преимущественно породами, развитыми в западной части ППУ, второй – породами из восточной части пояса. Оба тренда в первом приближении отвечают модели оливинового и оливин-клинопироксенового фракционирования и обусловлены разным составом исходного расплава, который в первом случае представлен, по-видимому, нефелин- или ортоклаз-содержащими тылаитами, а во втором – близок к бедным калием анортит-битовнитовым тылаитам (см. ниже).

Важную петрогенетическую информацию несут элементы платиновой группы (ЭПГ). Проведенные ранее исследования геохимии ЭПГ и минералогии платиноидов касались в основном промышленной хром-платиноидной минерализации в дунитах и связанных с ними россыпей [41, 42]. Первые данные по геохимии обычных пород [43] подтвердили яркую специфику геохимии платиноидов в породах ДКГ-серии (рис. 11, 12). Все они характеризуются положительным наклоном нормированного тренда распределения ЭПГ (рис. 11). Дуниты и верлиты при этом несколько обогащены платиноидами по сравнению с офиолитовыми дунитами и в отличие от них имеют не отрицательную, а четкую положительную платиновую аномалию. Распределение ЭПГ в них сходно с таковым в ультрамафитах из Феклистовского массива и дунит-клинопироксенитовых интрузий Алданского щита [45, 46]. В оливиновых клинопироксенитах величина Pt-аномалии уменьшается, в тылаитах (представляющих предполагаемый исходный расплав ДКГ-серии) ее нет, в габброидах и горнблендитах она имеет отрицательное значение (рис. 11б). Можно предположить, что положительная Pt-аномалия в дунитах и верлитах обусловлена кумулятивной природой этих пород, а именно преимущественной кристаллизацией платины на начальных стадиях эволюции в условиях повышенного кислородного потенциала и

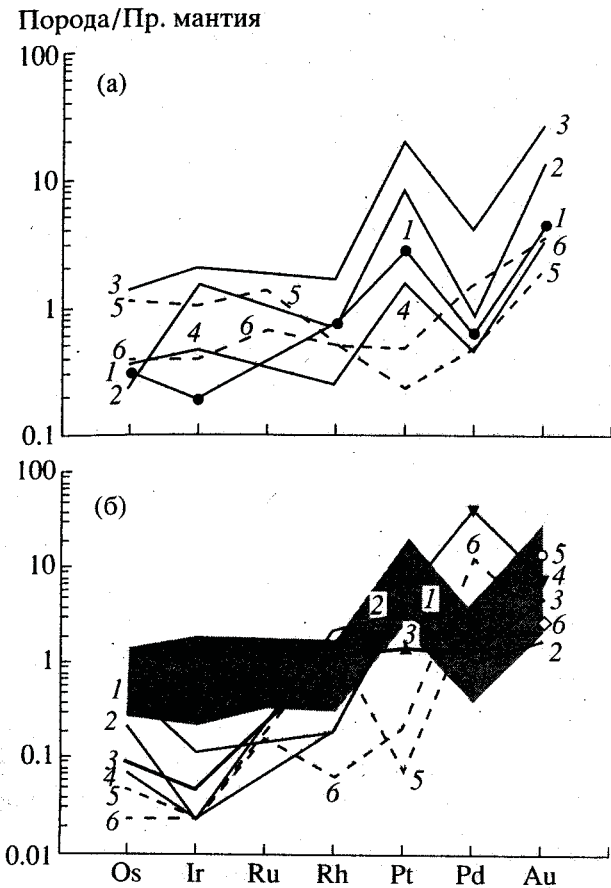


Рис. 11. Распределение ЭПГ в дунитах (а) и верлитах, клинопироксенитах, тылаитах и габбро (б) ДКГ-серии.

а: 1-4 – ДКГ-серия: 1 – s125, гора Соловьева; 2, 3, 4 – uk4, uk3, uk2, Уктусский массив, расположенный на южной окраине Екатеринбурга; 5, 6 – дуниты офиолитовой ассоциации Кемпирсайского и Ключевского массивов (приведены для сравнения).

б: 1, 2 – верлит s124 и оливинный клинопироксенит s122, гора Соловьева, 3 – тылаит s123, гора Соловьева, 4 – амфиболсодержащий пироксенит kk12, Качканарский массив, 5 – оливинное габбро kk14, Качканарский массив, 6 – горнблендит rv11, Первоуральский карьер, расположенный в 40 км западнее Екатеринбурга. Заштриховано поле составов дунитов ДКГ-серии.

Данные нормализованы по примитивной астеносфере, содержание ЭПГ в которой составляет 0.00815 от хондрита C1 [50]. Анализы пород см. [43].

недостатка серы [43]. В этом случае из расплава, изначально лишённого Pt-аномалии (тренд 3 на рис. 11б), обособляются селективно обогащенные платиной кумуляты (дуниты и верлиты) и остаточный расплав (габброиды), обедненный этим элементом. В рамках геохимии ЭПГ индикатором фракционной дифференциации является Pd/Ir отношение, возрастающее в ходе эволюции от 1, каковым оно является в мантийном источнике, до 1000 и более в габброидных дифференциатах (рис. 12). В ДКГ-серии параллельно с ростом

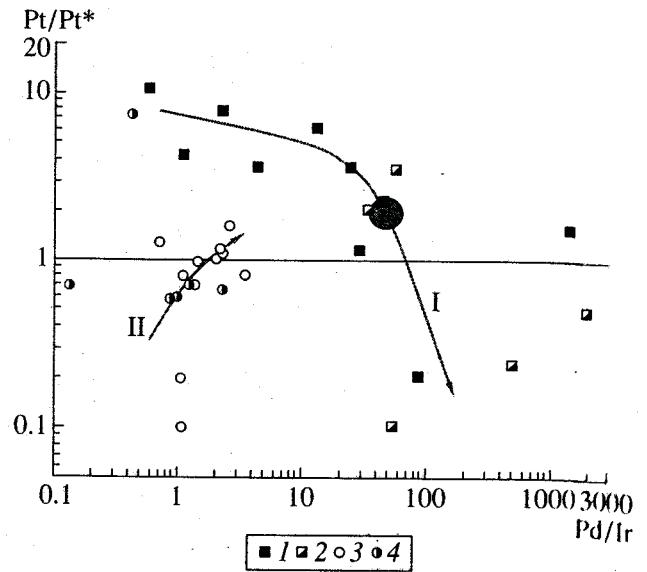


Рис. 12. Диаграмма, показывающая зависимость величины платиновой аномалии (Pt/Pt\*) от величины Pd/Ir отношения.

1, 2 – ДКГ-серия: 1 – дуниты, верлиты, 2 – пироксениты, тылаиты и габбро; 3 – дуниты и гарцбургиты из ассоциации орогенных лерцолитов, 4 – дуниты и гарцбургиты из офиолитовой ассоциации. Линиями со стрелками показаны тренды фракционирования ДКГ-серии (I) и частичного плавления (II). Затемненный кружок – состав тылаита, представляющего предполагаемый исходный расплав ДКГ-серии.

$$Pt/Pt^* = Pt_N / (SQRRh_N \cdot Pd_N)$$

Pd/Ir отношения уменьшается величина Pt-аномалии, что может служить дополнительным подтверждением реальности изложенной модели. Мантийные тектониты офиолитов и орогенных лерцолитовых комплексов, образованные в ходе частичного плавления, характеризуются, как было сказано, отрицательной Pt-аномалией, величина которой не уменьшается, а растет в ходе эволюции (рис. 12).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

О генезисе всех разновидностей пород ППУ высказаны самые различные гипотезы. Существующие представления можно свести к двум взаимно исключающим друг друга группам: по одной из них все породы ППУ имеют ортомагматическое, а по другой – все или часть из них – различные варианты метасоматического происхождения. С подробным разбором существующих представлений о генезисе ППУ можно ознакомиться в работе [3]. Наши данные, а также анализ опубликованной геологической, геофизической и петрологической информации других авторов приводит нас к заключению о преимущественно магматическом генезисе пород ППУ, которое было господствующим в первой половине века.

Концентрически зональное строение массивов ДКГ-серии, изометричная форма большинства из них, элементы залегания полосчатости в массивах, данные площадных магнитометрических, гравиметровых и профильных сейсмических исследований позволяют предположить, что наблюдаемые сейчас массивы разного состава представляют собой сечения трубообразных тел первично примерно одинакового строения. Реставрация этого строения (рис. 2) отражает тот факт, что дунит-клинопироксенитовые тела ДКГ-серии приурочены к западной более эродированной части пояса, а существенно габбровые – к его восточной части. Модельное первичное строение такой интрузии предполагает, что главные разновидности пород ДКГ-серии – это продукты динамического фракционирования в процессе внедрения вдоль протяженного канала, при котором ранние дунитовые кумуляты концентрируются в центральной части магматической колонны и окружаются более поздними породами – верлитами и оливинными клинопироксенитами. Приведенные выше данные по редким элементам, в том числе РЗЭ и ЭПГ, подтверждают предположение о ведущей роли кристаллизационной дифференциации в генезисе серии. Главным вопросом остается проблема состава исходного расплава для пород ДКГ-серии. Надежных геологических данных для решения этой проблемы нет. Можно лишь предполагать на основе особенностей структуры и минерального состава плагиоклазовых оливинных пироксенитов – тылаитов, что именно они в первом приближении и представляют собой такой расплав. Состав его для пород западной и восточной части ППУ был неодинаков. В западной части это были ортоклаз- и нефелин-содержащие тылаиты типа образцов 10, 11 (табл. 1), в восточной – битовнитовые тылаиты, редкоэлементным составом которых мы не располагаем. Судя по петрографическим данным, к последним близок оливинный клинопироксенит 8 (табл. 1). Серия западной части пояса ограничена рядом дунит-верлит-клинопироксенит-тылаит, т.е. представлена только кумулятами и расплавом, тогда как в восточной части этот ряд надстраивается габброидными дифференциатами (рис. 9). Существенно оливинное гиперкотектическое фракционирование на ранних стадиях дифференциации тылаитового расплава приводит к обособлению дунитов и верлитов в центральной части магматической колонны (тренд I на рис. 3), фракционирование оливин-клинопироксеновой котектики дает разнообразные клинопироксениты, окружающие более ранние дунитовые кумуляты (тренд II), а габброиды образуются из обогащенного глиноземом остаточного расплава в результате совместной кристаллизации плагиоклаза с фемическими минералами (тренд III). Способность к отщеплению и самостоятельному внедрению расплавов заметно

усиливается от ранних к поздним стадиям дифференциации, что подтверждается существованием самостоятельных габбровых массивов. При этом необходимо отметить, что валовый состав гомогенных неполосчатых оливинных анортитовых габбро, образующих однородные тела, отвечает базитовой котектике при давлении 12–15 кбар (рис. 4). Это означает, что исходный для них расплав обособился от исходного предположительно тылаитового на глубине ~40 км. Обособление клинопироксенитового расплава, судя по составу оливин-клинопироксеновой котектики, произошло при давлении более 20 кбар на глубине более 60 км, а дуниты, по всей вероятности, начали образовываться на еще большей глубине.

Сквозной минерал ДКГ-серии – оливин, поэтому существенно оливинные породы появляются на разных стадиях эволюции и обладают разными особенностями в зависимости от того, из какого расплава этот оливин кристаллизовался. Детальное исследование состава оливина из расслоенной серии массива Денежкин Камень [25] свидетельствует о хорошей отрицательной корреляции железистости оливина и анортитовой составляющей плагиоклаза, что, как известно, составляет важную особенность серий, образованных в результате фракционной кристаллизации. Данные о соотношении Fe/Mg в оливине и в расплаве, из которого он кристаллизовался, равное ~0.3 [45], позволяют примерно рассчитать это отношение в расплаве, из которого выделились дуниты автономных массивов (г. Соловьева, Вересовый бор, Косьвинский и др.), имеющие Fe/Mg отношение ~0.11. Расплав с равновесным Fe/Mg отношением, равным 0.33, отвечает тылаиту, состав которого и предполагается в качестве исходного. Образование многократно описанной в литературе зональности дунитовых тел [3, 4], которая выражается в повышении Fe/Mg отношения в дунитах от 0.11 в центральных частях тел до 0.18–0.20 – в краевых, и формирование так называемых метадунитов связано, по-видимому, с кристаллизацией оливина из расплава с меняющимся Fe/Mg отношением от 0.33 (тылаит) до 0.54–0.6 (габбро). Геологическое положение метадунитов, ассоциированных преимущественно с клинопироксенитами и габброидами, не противоречит предположению о габбровом составе расплава, кумулятами которого они являются. В зависимости от состава расплава, из которого выделились дуниты, находится и состав второго важного минерала этих пород – хромшпинелида. Автономные дуниты содержат высокохромистый хромшпинелид [24], тогда как в железистых дунитах расслоенных серий, судя по скудным пока данным, распространены глиноземистый хромшпинелид [25], характерный для базитов.

Второй геохимический критерий кумулятивного происхождения дунитов и других богатых

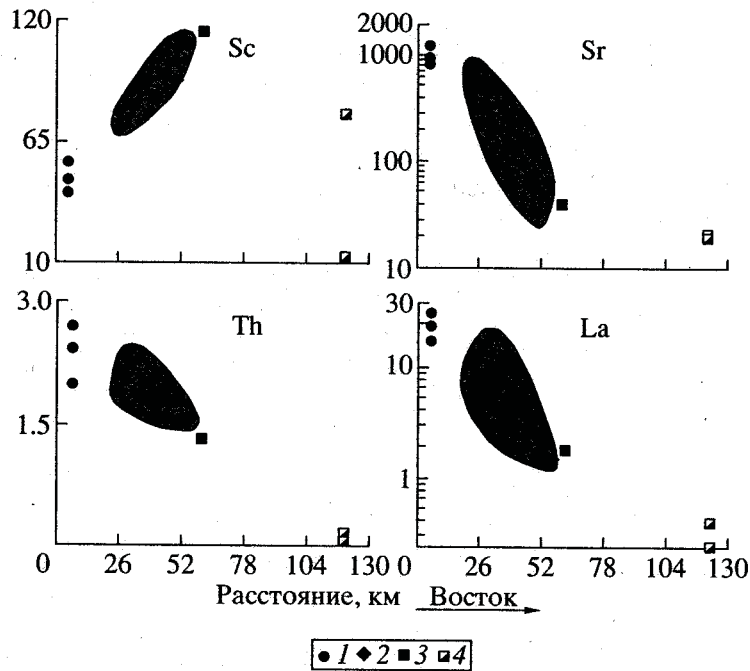


Рис. 13. Изменение концентраций Sc, Sr, Th и La в клинопироксенитах из массивов дунит-клинопироксенит-габбровой серии в широтном сечении Среднего Урала.

1 – Суоярмский массив, 2 – Платиноносный пояс, 3 – Уктусский массив, 4 – Давыдовский массив. Заштриховано поле составов клинопироксенитов из массивов ППУ. Расстояние указано на восток от меридиана, проведенного в 5 км западнее Суоярмского массива.

оливином пород – наличие положительной Pt-аномалии, величина которой убывает в ходе эволюции ДКГ-серии (рис. 11, 12) [43]. Ранней селективной кристаллизации Pt и ее фракционированию способствует низкая активность серы и повышенный кислородный потенциал, что как раз и характеризует условия ранних этапов становления ДКГ-серии: оливин-хромитовые равновесия в дунитах отвечают температуре 1100–1200°C и  $\log fO_2 = -5-6$  [48]. Фракционирование платины обуславливает резкое падение ее концентрации в остаточном расплаве и появление в габброидных дифференциатах отрицательной аномалии.

Третий геохимический критерий кумулятивно-го происхождения дунитов и важной роли фракционной кристаллизации в генезисе ДКГ-серии – изменение в ней Y/Yb отношения. Уменьшение этого отношения от тылаитов и пироксенитов в сторону дунитов (рис. 5) согласуется с более высоким значением коэффициента распределения Yb между оливином и базитовым расплавом по сравнению с таким же коэффициентом для Y [49], близкого по химическим свойствам к Yb. В тех случаях, когда оливиновое фракционирование не играет ведущей роли в эволюции серии, Y/Yb отношение остается примерно постоянным и равным 9–11, т.е. таким же, как в коре или примитивной мантии. Такое Y/Yb отношение свойственно всем типам базитов и габбро-гранитоидным сериям.

Повышенное Y/Yb отношение пород ДКГ-серии по сравнению со всеми другими существенно

габброидными сериями ППУ (рис. 5) – свидетельство разного состава магматического источника для тех и других пород. Источником богатых одновременно Mg и Ca исходных расплавов ДКГ-серии (тылаитов) могла быть только обогащенная кальцием и контаминированная коровым материалом мантия [15, 27]. Наличие отрицательной Ce-аномалии в породах подтверждает такое предположение. Что же касается пород габбровой и МАГ серий, то они лишены Ce-аномалии, имеют мантийное Y/Yb отношение и, по-видимому, являются продуктами деплетированной астеносферной мантии.

Сосуществование разных по составу мантийного источника серий свойственно большинству ультрамафит-мафитовых ассоциаций. Постоянное соотношение собственно офиолитовой ультрамафит-габбро-базальтовой (УГБ) серии и ДКГ-серии в офиолитах, образующих парные комплексы [15], – наиболее яркое тому подтверждение. Последовательность формирования серий в офиолитах: УГБ-серия, как продукт астеносферной мантии в условиях спрединга, и затем ДКГ-серия, являющаяся производной вторично обогащенного (метасоматизированного) мантийного источника. В ППУ последовательность формирования обратная: ДКГ-серия, затем габбровая и, наконец, МАГ-серия, близкая к базитовой составляющей офиолитов.

Геохимическая эволюция габброидного магматизма ППУ имеет ярко выраженные черты антидромной эволюции от барофильных типично



известково-щелочных габбро-норитов, отвечающих по составу высокоглиноземистым базальтам, до барофобных толеитовых габброидов МАГ-серии, близких по содержанию РЗЭ, Sr, Y и других редких элементов к океаническим толеитам N-типа, генерированным в зонах спрединга. Эта тенденция выражена даже в рамках габбровой серии: жильные амфиболовые габбро в массивах габбровой серии (например, в Тагило-Баранчинском) обладают геохимическими особенностями, промежуточными между габбро-норитами и амфиболовыми габбро главной фазы, с одной стороны, и габбро МАГ-серии, с другой.

Подобная геохимическая эволюция наряду с концентрическим строением массивов, их овальной в плане формой позволяет предположить, что формирование ППУ происходило в рифтовой зоне, связанной с преддуговым раздвигом на начальной стадии субдукции. На ранней стадии рифтинга формировались трубообразные интрузивы ДКГ-серии, позднее – габбровые интрузивы и на конечной стадии – жильные габброиды МАГ-серии.

Отмеченная выше зональность в распределении массивов разного состава ДКГ-серии в рамках ППУ, изменение в уровне эрозионного среза в широтном сечении сопровождаются изменением в составе пород. С запада на восток одноименные породы ДКГ-серии обедняются большинством некогерентных элементов (рис. 8, 9). Такими сквозными породами, развитыми во всех ДКГ-массивах, являются клинопироксениты и изменение содержания некоторых элементов в них в широтном сечении ППУ показано заштрихованным полем на рис. 13. Важно отметить, что геохимическая зональность ППУ является частью общепуральской зональности пород дунит-клинопироксенит-габбровой серии [35]. Западнее зоны развития ППУ располагается Суроямский пироксенит-габбровый массив с магнетитовым и апатитовым оруденением, а восточнее этой зоны – Уктусский и Давыдовский массивы [35, 50, 51]. В первом из них известны биотит- и нефелин-содержащие пироксениты, богатые биотитом и калишпатом габброиды, все породы содержат максимальные количества редких элементов, а в Давыдовском, самом восточном из массивов, пироксениты и габброиды обеднены этими элементами и по ряду параметров близки к офиолитовым.

Все массивы дунит-клинопироксенит-габбровой серии объединяет общая латеральная зональность с таким же трендом, как и зональность ППУ: в восточном направлении содержание некогерентных литофильных редких элементов в клинопироксенитах падает, что же касается когерентных элементов (например, Sc), то они ведут себя противоположным образом. Такая же направленность геохимических изменений установ-

лена для офиолитов: в восточной части Урала клинопироксениты и габброиды заметно обеднены рядом редких элементов по сравнению с одноименными породами шовного мегаблока [35]. Можно говорить об едином тренде геохимических вариаций всех досилурийских ультрамафит-мафитовых комплексов Урала, отражающем, по видимому, рост деплетированности верхней мантии под Уралом в восточном направлении, т.е. в направлении от палеоокеанических к палеоконтинентальным структурам.

*Авторы признательны А.А. Ефимову, В.Я. Левину, М.С. Рапопорту, В.С. Попову и анонимному рецензенту за обсуждение и ценные замечания, улучшившие статью. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 95-05-14280 и 98-05-64826).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ферштатер Г.Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника. 1992. № 6. С. 3–17.
2. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешников Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала // Тр. ИГЕМ АН СССР. Вып. 65. 1962. 319 с.
3. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
4. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 355 с.
5. Иванов О.К. Концентрически зональные ультрамафические массивы складчатых областей (на примере Урала): Автореф. дис. ... докт.Л.: Ленингр. горный ин-т, 1990. 41 с.
6. Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижнетагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы // Тр. Ин-та геол. и геох. Вып. 84. Свердловск. 1980. 167 с.
7. Фоминых В.Г., Самойлов П.И., Максимов Г.С., Макаров В.Д. Пироксениты Качканара. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1967. 84 с.
8. Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.
9. Борисенко Л.Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М.: Наука, 1966. 222 с.
10. Соболев С.Ф. Петрология и геохимия базит-гипербазитовых формаций Уральской геосинклинали // Редкие элементы в формациях изверженных пород. М.: Недра, 1975. С. 5–38.
11. Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала // Тр. Ин-та геологии, 79. Свердловск. 1966. 233 с.
12. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Субвулканические ультрамафиты в Платиноносном поясе Урала // Зап. ВМО. 1990. Вып. 1. Ч. 119. С. 51–62.
13. Дружинин В.С., Каиубин С.Н., Попов Б.А. и др. Строение верхней части литосферы и особенности минерогенеза Урала // 28 сессия МГК. Доклады советских геологов. 1989. С. 114–124.

14. Рудные месторождения и физические поля Урала / Ананьева Е.М., Золоев К.К., Лутков Р.И. и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 295 с.
15. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
16. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С. и др. М.: Наука, 1984. 264 с.
17. Ферштатер Г.Б., Ф. Беа, Н.С. Бородина, М.П. Монтеро. Анатексис базитов в зоне палеосубдукции и происхождение анортозит-плагиогранитной серии Платиноносного пояса Урала // Геохимия. 1998. № 8. С. 768–781.
18. Семенов И.В., Шилов В.А., Верховский А.М. О структурных и возрастных соотношениях рифтогенного комплекса параллельных базальтовых даек с габбро-гипербазитовыми массивами Платиноносного пояса Урала // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 1. С. 187–190.
19. Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328.
20. Ферштатер Г.Б. Дунит-клинопироксенит-габбровая формация Платиноносного пояса Урала – позднеордовикская субплатформенная вулканоплутоническая ассоциация // Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск: Изд-во УрО РАН. 1989. С. 55–64.
21. Иванов О.К., Калеганов Б.А. Новые данные о возрасте концентрически-зональных дунеев-пироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала // ДАН. 1993. Т. 328. № 6. С. 720–724.
22. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Ленехина О.П. Sr–Nd изотопная геохимия и Sm–Nd-возраст Платиноносного пояса Урала, Россия // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях: Тез. докл. М.: ИГЕМ РАН, 1997. С. 300–301.
23. Bosch D., Krasnobaev A.A., Efimov A.A. et al. Early silurian ages for gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum Belt // Uralides-Paleozoic collisional orogeny between Baltica and Asian terranes. Symposium 08.1. Abstracts EUG. Strasburg, France, 1997. P. 122.
24. Иванов О.К., Рудашевский Н.С. Состав оливина и хромшпинелида из дунитов Платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. Свердловск. 1987. С. 16–35.
25. Маегов В.И. Вариации состава оливина в разрезе полосатой габбро-гипербазитовой серии Денежкина камня и их петрогенетическое значение // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург. 1995. С. 10–21.
26. Щербакова С.В., Лапишина А.Б., Соседко Т.А. Рудоносность пироксенитов Качканарского типа // Оценка перспектив рудоносности геологических формаций при крупномасштабном геологическом картировании и поисках минералого-геохимическими методами. Л.: ВСЕГЕИ. 1988. С. 108.
27. Петрология постгарцбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) / Ред. Ферштатер Г.Б., Кривенко А.П. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 159 с.
28. Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б. Минералого-петрохимическая дискретность пород и проблема происхождения первичных расплавов дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 1993. С. 100–119.
29. Presnall C.D., Dixon J.K., O'Donnel T.H. et al. Liquidus phase relation on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the crystallization of basaltic magma // Contribs Mineral and Petrol. 1978. V. 66. P. 203–220.
30. Elmslie R.F. Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase-bearing systems // Carnegie Inst. Wash. Yearbook. 1970. V. 69. P. 148–155.
31. Hytonen K., Schairer J.F. The plane enstatite-anorthite-diopside and its relation to basalts // Carnegie Inst. Wash. Yearbook. 1961. V. 60. P. 125–141.
32. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Нефелинсодержащие тылаиты в дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиноносного пояса Урала // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 74–84.
33. Johan Z. Origin of PGE mineralization: the role of fluids // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: ИГЕМ РАН. 1997. С. 265–266.
34. Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 1987. 152 с.
35. Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218.
36. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London Spec. Publ. 42. 1989. P. 313–345.
37. Heming R.F., Rankin P.C. Ce-anomalous lavas from Rabul caldera, Papua New Guinea // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1979. V. 43. P. 1351–1355.
38. Hole M.J., Saunders A.D., Marriner G.E., Tarney J. Subduction of pelagic sediments: implication for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana islands // J. Geol. Soc. London. 1984. V. 141. P. 453–472.
39. Neal C.R., Taylor L.A. A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism? // Geochim. et Cosmochim. Acta. V. 55. 1989. P. 1035–1040.
40. Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // ДАН. 1996. Т. 347. № 5. С. 649–652.
41. Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Мардиросьян А.Н. Типы платинометалльного оруденения и их генетическая сущность // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург. 1995. С. 38–55.
42. Фоминых В.Г., Хвостова В.П. Платина в уральских дунитах // Докл. АН СССР. Т. 191. 1970. С. 443–445.

43. *Garuti G., Fershtater G.B., Bea F. et al.* Platinum-group element distribution in mafic-ultramafic complexes of Central and Southern Urals: preliminary results. *Tectonophysics* (in press).
44. *Barnes S.J., Boyd R., Korneliusson A. et al.* The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: examples from Norway. In: H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles and S.J. Cribb (Editors). *Geo-platinum 87*. Elsevier appl. Sci. London and New York. P. 113–143.
45. *Малич К.Н.* Распределение элементов платиновой группы в ультрабазитовых интрузиях Алданского щита // *Геохимия*. 1990. № 3. С. 425–429.
46. *Малич К.Н.* Геохимия платиноносных ультрабазитов Феклистовского массива // *Геохимия*. 1995. № 12. С. 1729–1744.
47. *Jones J.H.* Temperature- and pressure-independent correlation of olivine/liquid partition coefficients and their application to trace element partitioning // *Contribs Mineral. and Petrol.* 1984. V. 88. P. 126–132.
48. *Чащухин И.С., Вотяков С.Л., Уймин С.Г. и др.* ЯГР-спектроскопия хромшпинелидов и проблемы окситермобарометрии хромитоносных ультрабазитов Урала. Екатеринбург: Инст. геол. и геох., 1996. 136 с.
49. *Никогосян И.К., Соболев А.В.* Опыт применения ионного микроанализа расплавных включений в оливинах для оценки коэффициентов распределения элементов-примесей между оливином и расплавом // *Геохимия*. 1997. № 2. С. 149–157.
50. *Пушкарев Е.В., Пучкова А.В.* Уктусский гипербазит-габбровый массив (Средний Урал) // *Ежегодник 1990*. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР, 1991. С. 35–37.
51. *Смирнов В.Н.* К вопросу о формационной принадлежности Давыдовского массива (Средний Урал) // *Ежегодник 1992*. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР, 1993. С. 48–50.