

Література

1. Лазарук Я.Г. Ресурсна база вуглеводнів Західного регіону України // *Нафтова і газова промисловість*. – Київ, 2012.-№3.-С.7-11.
2. Сланцевий і вугільний газ та інші джерела енергоносіїв майбутнього / О.О. Орлов, В.Г. Омельченко, А.В. Локтев. – Івано-Франківськ : Симфонія форте, 2012.-С.86.

УДК 551.14:550.42:552.3

В.С. Лутков, д.г.-м.н., ст.н.с.,
А.В. Чуенко, н.с.,

Харьківський національний університет імені В.Н. Каразіна

К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

Рассмотрены вероятные причины формирования геохимических и металлогенических провинций. Одним из главных факторов их формирования являются термохимические мантийные плюмы.

Ключевые слова: геохимические и металлогенические провинции, верхняя мантия, редкие и рудные элементы, мантийные плюмы, рудные месторождения.

В.С. Лутков, О.В. Чуенко. ДО ПРОБЛЕМИ ФОРМУВАННЯ ГЕОХІМІЧНИХ ТА МЕТАЛОГЕНІЧНИХ ПРОВІНЦІЙ. *Розглянуто вірогідні причини формування геохімічних та металогенічних провінцій. Одним з головних факторів їх формування є термохімічні мантийні плюми.*

Ключові слова: геохімічні та металогенічні провінції, верхня мантия, рідкісні та рудні елементи, мантийні плюми, рудні родовища.

Введение. Общеизвестно, что академик В.С. Соболев на основании сходства геологического строения Южной Африки и Сибирской платформы предсказал обнаружение трубок взрыва кимберлитов в Якутии, ставшей впоследствии одной из крупнейших алмазоносных провинций. В середине XX века возникли представления о геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов (В.И. Коваленко, В.С. Коптев-Дворников, Л.В. Таусон и др.), что позволило увязать геохимические особенности и рудоносность магматитов. Многочисленные работы геологов ВСЕГЕИ, ИМГРЭ, Сибгеохи, МГУ и других НИИ и университетов по геохимическому и металлогеническому районированию территории СССР способствовали решению задач прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых. При этом было установлено, что одним из важных факторов реализации потенциальной рудоносности магматитов является геохимическая специфика регионов (геохимических провинций). Однако причины их формирования, как и проблема источников рудного вещества, до сих пор остаются предметом дискуссий.

В последние годы интенсивно развивается новое направление в геологии – теория мантийных плюмов, регулирующих глобальную геодинамику Земли [7,30,33,38 и др.]. Эти периодически возникающие гигантские вертикальные колонны сверхглубинного расплавно-флюидного вещества имеют в фанерозое продолжительность активности от 15-30 до 110-200 млн. лет. Они образуются в нижней мантии или на границе мантии и внешнего жидкого ядра и

могут содержать до 10-15% щелочей и некогерентных РЭ [7]. Данные представления согласуются с аномально высокой концентрацией К и литофильных РЭ в наиболее глубинных магматитах Земли (вплоть до верхних зон нижней мантии) – кимберлитах и лампроитах [8,14]. Теория плюмов во многом изменяет традиционные представления об источниках рудного вещества крупнейших месторождений [13,16, 23,30,32 и др.].

В результате многолетних исследований [3,18,20,26,28 и др.] установлено общее сходство химизма и редкометалльного состава коровых докембрийских и фанерозойских магматитов и метаморфитов гетерогенных тектонических структур Южного Тянь-Шаня (ЮТ) (Центрально-Азиатский подвижный пояс) и Памира (Альпийско-Гималайский пояс). Это позволило объединить их в составе единой сиалической (гранитоидной) Памиро-Тянь-Шаньской геохимической провинции (ПТШ) [18,20,26]. Проведено сравнение состава щелочных базитов (ЩБ) и ксенолитов верхней мантии (ВМ) Тянь-Шаня (ТШ) и Байкало-Монгольского региона (БМР), относящихся к западному и восточному секторам Центрально-Азиатского пояса [15]. Выявлены геохимические аномалии редких элементов (РЭ) в ВМ ПТШ и проведено сопоставление геохимии и металлогении отдельных зон (блоков) ПТШ [16]. Кроме того, привлечены также сведения по комплексным месторождениям ПТШ и других регионов [1,13,16, 23, 32, 35]. Обобщение литературных и собственных данных авторов позволило найти некоторые новые подходы к

решению проблемы формирования геохимических и металлогенических провинций.

В статье использованы следующие символы минералов: Ам-амфибол, Ап-апатит, Анр-анортоклаз, Би-биотит, Гр-гранат, Грф-графит, Жд-жадеит, Кв-кварц, Кп-клинопироксен, Ки-кианит, Кр-керсутит, Ол-оливин, Пл-плагиоклаз, Пр-паргасит, Пш-полевые шпаты, Сл-слюды, Сн-санидин, Фл-флогопит, Хр-хромит, Шп-шпинель.

Земная кора и магматизм ПТШ и БМР.

В герцинидах и киммеридо-альпидах ПТШ преобладают энсиалические структуры: блоки докембрия, АКО андийского типа, континентально-рифтогенные зоны; площади зон островодужного типа и офиолитовых поясов невелики. Субширотные зоны ТШ относятся к западному сектору палеозойского Центрально-Азиатского подвижного пояса. По составу земной коры и типу магматизма в ЮТ обособляются Северный и Южный блоки, в Среднем Тянь-Шане – Кураминская зона. По геофизическим данным, мощность коры в ТШ варьирует от 40 до 60 км. В докембрийской коре ТШ понижена роль метабазитов и плагиогнейсов и повышены объемы метапелитов и чарнокитов. Петрогеохимическая модель нижней коры ТШ, построенная по ксенолитам глубинных гранулитов (870-950°С, 8-11 кб), отвечает К-мелаандезиту, верхней коры – К-дациту [18,20]. В ряде зон «размыта» граница М, с образованием в основании коры коромантийного слоя ($V_p=7,4-7,7$ км/с), который в БМР практически отсутствует.

Современная тектоническая структура Памира, как и всего восточного сектора Альпийско-Гималайского пояса, в основном определялась Индо-Азиатской коллизией (KZ). С ней связаны тангенциальное сжатие и горизонтальное смещение блоков коры и ВМ. При этом формировались т.н. «памирские дуги», ось которых ориентирована в ССЗ направлении. Это сопровождалось изменением границ, морфологии и размеров тектонических зон. Вместе с тем сохранились относительное положение и первичная природа главных структурных элементов Памира, образованных в докайнозойское время. Указанные процессы проявились также в предгорном Памиро-Алайском прогибе и Южно-Гаджикской депрессии, выполненных мощными (до 15-20 км) карбонатно-терригенными толщами MZ-KZ: они испытали в N интенсивную складчатость. В то же время эти процессы практически не затронули герцинские структуры ТШ, которые слабо изогнуты в ЮВ направлении.

Земная кора Памира в целом сопоставима по петрогеохимии с корой ЮТ, но характеризу-

ется иными термодинамическими параметрами (РТ) и механизмом формирования [40]. На Памире унаследованно проявлен высокобарический метаморфизм кианитовой серии (AR₂-KZ), тогда как для ЮТ характерен метаморфизм умеренных давлений (AR-PZ₃). Глубинные части коры и коромантийный слой Памира сложены Пл-Сн -эклогитами, Ки-Гр-гранулитами и другими высокобарическими породами (900-1000° С, 12-20 кб). Они образовались в раннем миоцене в условиях сочетания субдукционно-коллизийных процессов и воздействия Тибетского суперплюма [21,22,33]. При Индо-Азиатской коллизии в связи с субдукцией под докембрийско-фанерозойские структуры Памира погружались блоки континентальной коры расположенных южнее зон (в частности, Гиндукуша), близкие по составу к коре Памира. Они наращивали снизу древнюю кору региона - в его восточном блоке до 75 км [22]. Для ТШ и Памира типично повышенное отношение мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев, депрессия силы тяжести, низкий фон магнитного поля [6].

В ПТШ преобладают фанерозойские К(К-Na)-гранитоиды умеренной щелочности. Характерно широкое развитие К-гранитов S-типа, первые проявления которых известны уже в AR₂-PR₁. Объем ультрабазит-базитовых и щелочных комплексов резко сокращен. Одной из важных особенностей докайнозойской эволюции ПТШ является повторяемость (унаследованность) химизма и РЭ-состава разновозрастных магматитов и корреляция петрогеохимических признаков мантийных базитов и коровых гранитоидов [16]. Явление унаследованности во времени вещественного состава мантийных и коровых магматитов, связанных с эволюцией определенных зон (блоков) ПТШ, говорят о существенной глубине их «корней» - мантийных флюидно-магматических систем [26]. Эти данные, а также сведения по тектонике региона, свидетельствуют об отсутствии значительных горизонтальных смещений в докайнозойской геологической истории развития ПТШ.

БМР – гетерогенное складчатое сооружение, заложенное на континентальной коре (AR). Здесь проявлены мощные тектономагматические процессы с образованием разновременных поясов складчатости и зон активизации (рифтогенеза) от R до MZ-KZ [12,29]. Мощность коры обычно не превышает 40-45 км, выражены положительные магнитные поля (более 500 гамм). Гранулиты AR в выступах докембрия и в виде ксенолитов в ЩБ БМР (850-1000°С, 7-11 кб) по РТ и набору формаций тяготеют к метаморфитам Алданского щита

[10,11]. Метабазиты (основные гранулиты) БМР отличаются от подобных пород в ТШ пониженной калиевоcтью и глиноземистостью. В разрезах AR имеются анортозиты и плагиоклазиты, отсутствующие в коре ПТШ.

Масштабы магматизма в БМР значительно превышают таковые в ПТШ. В БМР проявлены гигантские ареалы субщелочных гранитов (до 180000 км²) и мощный континентально-рифтогенный магматизм, формировавшийся в условиях консолидации складчатых структур в течение около 700 млн. лет. БМР – крупнейшая в мире провинция субщелочных-щелочных пород разной основности. Вместе с тем в регионе практически отсутствуют S-граниты. Структуры БМР и ТШ подверглись мощной неотектонической активизации, но в ТШ она была амагматичной (на Памире формировались N-ЩБ), тогда как в БМР ЩБ-вулканизм сопоставим по масштабам с вулканизмом Восточно-Африканской рифтовой зоны [29].

Щелочные базиты ПТШ и БМР. Во всех зонах ТШ присутствуют диатремы и дайки К-Тi-пикритоидов-ЩБ серии А (150-207 млн. лет), близких к внутриплитным ЩБ континентальных рифтов и зон активизации. Тела ЩБ серии Б (222-247 млн. лет) развиты преимущественно в Южном блоке ЮТ и представлены низкотитанистыми К-пикритоидами-ЩБ, сопоставимыми с абсарокит-шошонитовыми сериями. В ЩБ обнаружены ксенокристы алмазов, т.е. зоны зарождения расплавов могли достигать области фазового перехода Грф-алмаз [24]. Тi-К-Na-ЩБ Кураминской зоны (J1) (Срединный ТШ), как будет показано ниже, отличаются от ЩБ ЮТ. Постколлизийные трубки и внезональные дайковые пояса ЩБ карбонатит-сиенит-фергуситовой серии Памира (11 млн.лет) относятся к ряду ультракалиевых щелочных пород и максимально обогащены литофильными РЭ (Rb, Th, U, TR, F и т.д.) (табл.1). Среди ЩБ БМР (KZ) преобладают Na (К-Na)-Тi-ЩБ [2,4,10,12].

На рис. 1-3 показаны соотношения индикаторных петрогенных и РЭ в ЩБ ПТШ и БМР. ЩБ ТШ образуют «длинные» серии (от пикробазитов до лейкобазитов и сиенит-порфиоров), тогда как в БМР для большинства ареалов типичны ЩБ, близкие к среднему типу континентальных Ол-ЩБ (рис. 1). ЩБ Кураминской зоны попадают в поле серии Б ЮТ, а ЩБ Памира относятся к высокощелочным разностям с умеренной магнезиальностью. К-пикритоиды ЮТ сопоставимы с лампроитами алданского типа. Наблюдаются отчетливые различия ЩБ ПТШ и БМР по типу щелочности: в первых резко повышено отношение К/Na, тогда

как ЩБ БМР в основном относятся к Na- и К-Na-ряду (рис. 1). Исключение представляют ЩБ Кураминской зоны, близкие по этому параметру к ЩБ БМР. Точки кимберлитов и лампроитов попадают в поле К-пикритоидов ЮТ или продолжают их тренды. На графике (рис. 2) видно, что ЩБ ПТШ отличаются от ЩБ БМР более низкой титанистостью (кроме ЩБ Кураминской зоны) и трендами Ti-Mg.

График Zr/Nb-Th/U (рис. 3) также отражает четкие различия между ЩБ ПТШ и БМР (кроме Кураминской зоны). В серии Б ЮТ проявлены тренды, сближающие их с лампроитами алданского типа. Отношения Zr/Nb и Th/U коррелируются с изотопией гелия (³He/⁴He), которая считается одним из индикаторов базитов, связанных с мантийными плюмами [5]. Указанные отношения в нашем случае, скорее, обусловлены региональными геохимическими чертами ЩБ и составом мантийных источников пород ПТШ и БМР.

ЩБ ПТШ и БМР отчетливо различаются по средним содержаниям К, Na, Mg, Ti, Nb, Sr, Ba, Th, Li, Cs и др. (табл. 1, 2), что подтверждает их связь с разными мантийными источниками. Повышенные отношения изотопов Sr (0,7047-0,7051) указывают на метасоматоз ВМ ПТШ. Внутрирегиональная геохимическая зональность ЩБ ЮТ (Северный и Южный блоки) выражена слабее. В этом плане выделяются ЩБ Кураминской зоны Срединного ТШ, обедненные К и литофильными РЭ (Li, Rb, Cs и др.) и концентрирующие халькофильные РЭ (Ag, Pb, Cu и др.) (табл. 1).

Состав пород и минералов ВМ ПТШ и БМР. Среди мантийных ксенолитов (рис. 4) повышена частота встречаемости Шп-гарцбургитов, в то время как в БМР преобладают Шп-лерцолиты (более 70%); среди них широко развиты примитивные разности. ДеPLETED характер ВМ ТШ подтверждается высокими содержаниями Сг в Шп ксенолитов и ксенокристов; встречаются Хр, сопоставимые с Хр нодулей Гр-Хр-перидотитов в кимберлитах и лампроитах. Очевидно, в глубинных зонах ВМ ТШ присутствуют реститы, напоминающие «истощенную» мантию щитов. В ТШ резко увеличена роль внутримантийных магматитов (метасоматитов) – разнообразных пироксенитов(±Фл,Кр), горнблендитов, анортоклазитов и т.д. В литосфере ТШ развит коромантийный слой, сложенный Пл-пироксенитами (±Ам, Фл), Би-Кр-габбро и др. (средний химический состав отвечает субщелочному К-пикробазиту). Мантийные выплавки пикрит-базитового ряда наращивали снизу древнюю кору при магматическом андерплейтинге [19].

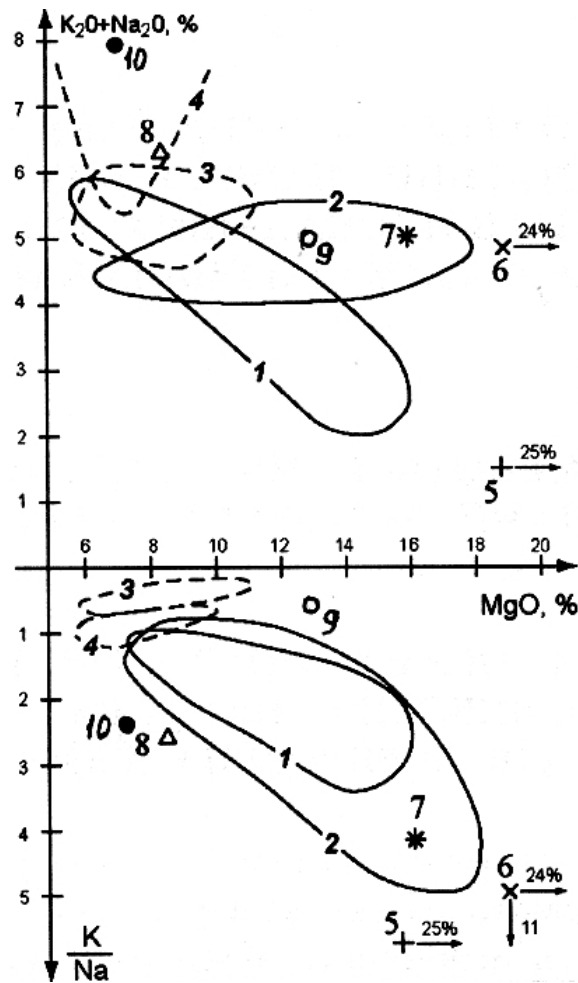


Рис. 1. Щелочность и магнезиальность ЩБ ТШ и БМР. Поля (точки) средних составов пород: 1-2 - ЩБ ЮТ (1-серия А, 2-серия Б), 3-4 - ЩБ БМР (3-Na- и К-Na-серия, 4-К-серия), 5 - кимберлиты, 6-7 - лампроиты австралийского и алданского типов, 8 - континентальные ЩБ, 9 - ЩБ Кураминской зоны, 10 - ЩБ Памира.

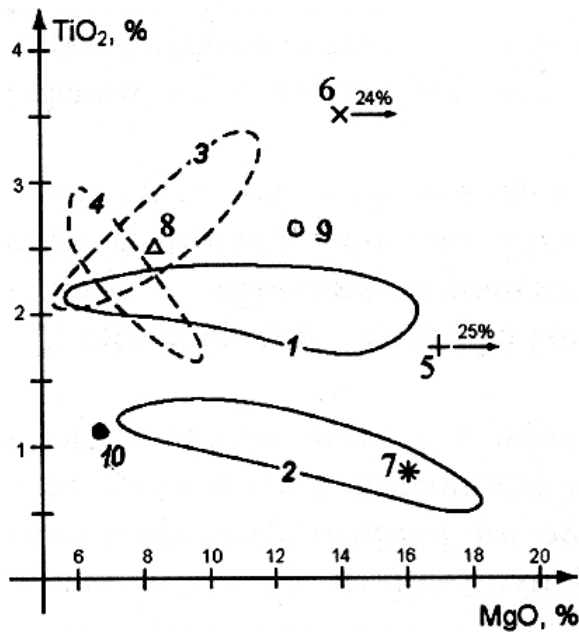


Рис. 2. Титанистость и магнезиальность ЩБ ТШ и БМР (обозначения см. рис.1).

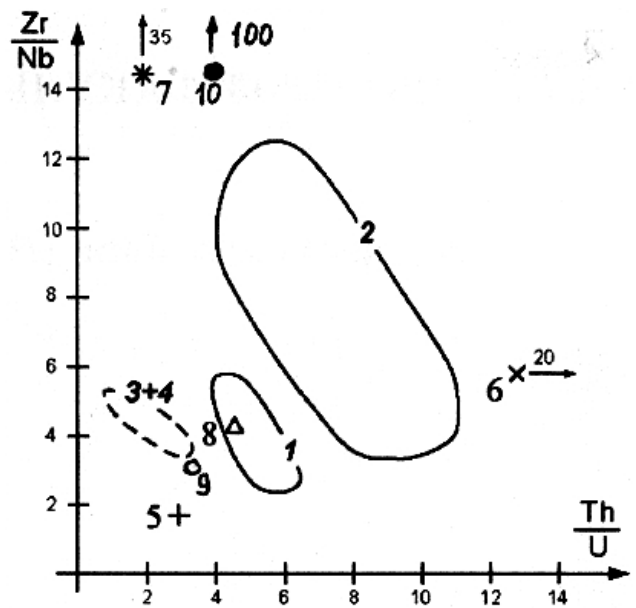


Рис. 3. Отношения Zr/Nb и Th/U в ЩБ ТШ и БМР (обозначения см. рис.1).

Средние содержания РЭ в ЩБ и мантийных ксенолитах ПТШ (г/т)

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
n	149	87	18	295	16	15	38	17	16	8	18	52	17	6	5	30	1-2
Li	70	82	10	77	46	5	6	19	26	26	30	26	43	33	40	52	213-953
Rb	76	118	35	84	328	<1	1,2	7	71	131	5	33	65	52	152	92	213-480
Cs	36	49	1	27	16	<1	<1	1	5	10	<1	5	8	4	38	13	329-680
F	800	1150	600	1100	4600	150	230	200	1500	1800	300	1300	1200	1100	5900	1400	0,9-1,6%
Zr	267	201	180	250	430	14	18	34	140	111	7	139	167	100	100	230	240-535
Nb	73	14	30	50	3	<2	2	<2	19	17	7	49	43	<1	<1	10	131-148
Ba	2200	1000	233	1300	1,23%	<100	<100	175	863	857	-	500	592	647	3900	1650	1,5-13,7%
Sr	846	629	600	800	4150	38	59	166	482	444	650	819	975	530	1080	1655	5100
Cr	351	272	560	330	-	2840	2440	2300	303	178	2400	132	90	1200	43	76	-
Ni	187	176	150	180	-	2800	2090	1800	191	193	1400	102	63	-	35	50	-
Sn	11	5	2,5	8	6	<1	1	2,5	4	3	2	4	7	2	3	4	>50
U	2,9	2,3	4,0	2,5	9,1	<0,3	<0,3	<0,3	0,8	-	0,3	0,7	0,8	-	-	-	4-20
Th	16	10	10	13	61	<1	<1	<1	4	5	1	1,8	3,5	-	-	-	14-280
B	14	12	-	14	30	36	33	19	11	12	8	10	15	16	6	4	>160
Hg	0,19	0,02	-	0,11	-	-	0,09	0,06	-	0,01	0,04	-	-	-	-	-	4,1-25
Sb	4,4	0,7	6,1	2,6	-	-	5,3	2,9	-	2,1	5,2	-	-	-	-	-	13,2-18
Pb	12	16	9	13	-	<2	2	<2	5	3	10	<2	5	35	18	50	190-505

ЩБ (1-5): 1 – серия А ЮТ, 2 – серия Б ЮТ, 3 – Кураминская зона (Ag-0,15 г/т), 4 – ТШ, 5 – Памир. Ксенолиты ТШ (6-13): 6 – Шп-гарцбургиты, 7 – Шп-лерцолиты (Кураминская зона, г/т-Ag - 0,16-0,3, Рb - 7-10, Zn - 72-110, U - 0,6-4), 8 – Ол-вебстериты (\pm Фл), 9 – Фл-Кр-пироксениты, 10 – Фл-пироксениты, глиммериты, 11 – листвениты, 12 – горнблендиты, 13 – Би-Кр-габбро. Ксенолиты Памира (14-16): 14 – Гр-пироксениты, 15 – Гр-Фл-пироксениты, глиммериты, 16 – Сн-эклогиты, 17 – максимальные содержания РЭ в мантийных породах (W до 13-41 г/т). n – число проб, прочерк -нет данных. РЭ определены количественными методами (РФА, РСА, ИН АА, пламенная фотометрия, ICP-MS и др.) в лаб. ВСЕГЕИ, ИГЕМ, ВИРГ, ИГ АН РТ, Калифорнийского ун-та.

Таблиця 2

Средние содержания РЭ в ЩБ (1-2) и мантийных ксенолитах (3-7) БМР (г/т)

№	1	2	3	4	5	6	7
n	226	81	10	15	5	10	3
Li	8	10	3	3	8	4	3
Rb	30	55	0,5	0,7	6	3	-
Cs	4	1,4	-	-	-	-	-
F	500	-	-	-	1200	300	1300
Zr	275	390	-	<20	<20	52	45
Nb	75	101	-	-	-	<20	<20
Ba	532	595	47	111	76	98	157
Sr	649	1150	28	40	53	158	460
Cr	244	160	3700	2640	1900	930	442
Ni	147	125	1960	1900	681	340	205
Th	6	-	0,20	0,18	0,05	0,14	-
U	1,7	-	0,10	0,06	0,11	0,20	-

1 – Na(K-Na)-ЩБ, 2 – K-ЩБ, 3 – Шп-гарцбургиты, 4 – Шп-лерцолиты, 5 – Шп- вебстериты(±Ол,Фл),
6 – Шп-клинопироксениты (±Гр, Ол, Пл), 7 – Шп-Ам-пироксениты (±Ол, Фл) [2,4,5,10,36 и др.],
n-число проб, прочерк – нет данных.

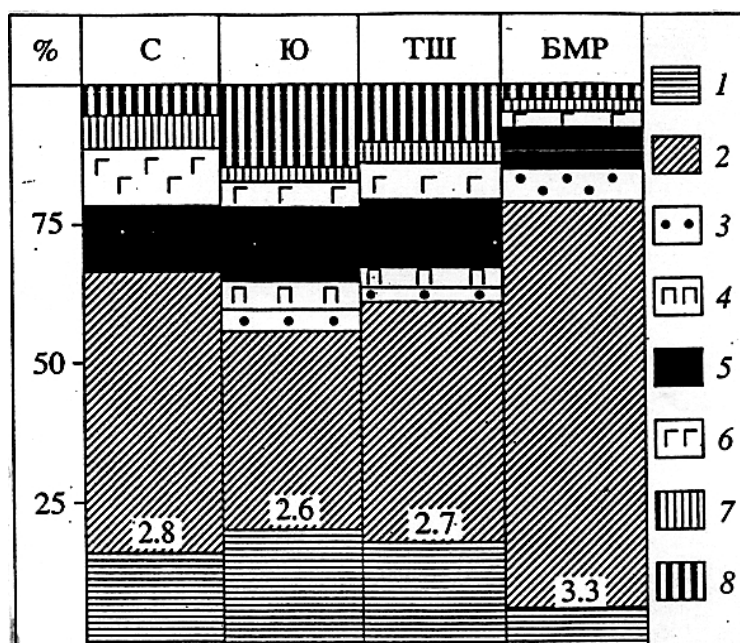


Рис. 4. Распространенность мантийных ксенолитов в ЩБ ТШ и БМР. С и Ю – Северный и Южный блоки ЮТ. Нодулы «зеленой» серии (1-4): 1 – Шп-гарцбургиты, 2 – Шп-лерцолиты, 3 – Шп-вебстериты, 4 – клинопироксениты; то же, «черной» серии (5-7): 5 – пироксениты, 6 – горнблендиты, 7 – Би-Кр-габбро, 8 – Фл-перидотиты-пироксениты, глиммериты.
В рамке – среднее содержание Al_2O_3 (мас.%) в перидотитах.

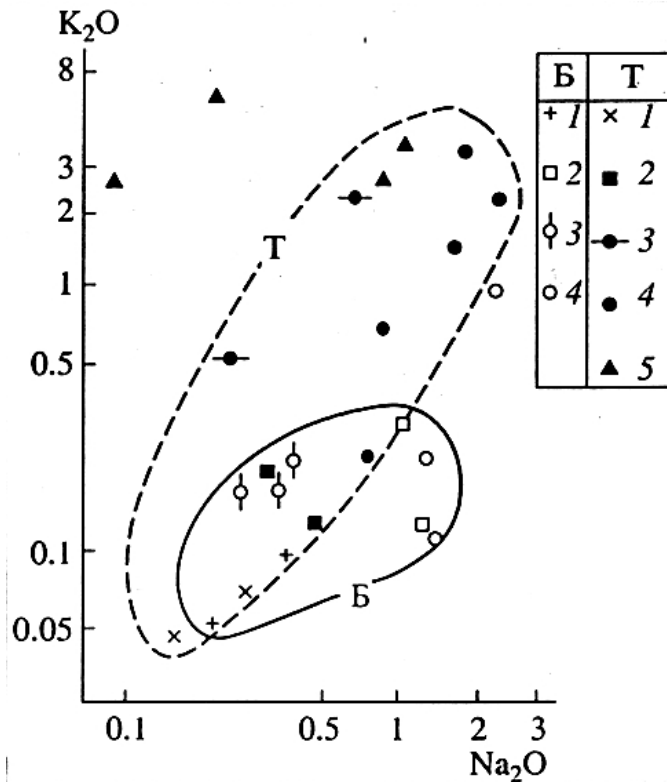


Рис. 5. Соотношения щелочей (масс.%) в мантийных нодулях БМР (Б) и ТШ (Т). Средний состав нодулей «зеленой» серии (1-3): 1 – Шп-перидотиты, 2 – Шп-вебстериты, клинопироксениты, 3 – Фл-лерцолиты-вебстериты; то же, «черной» серии (4-5): 4 – пироксениты, горнблендиты, 5 – Фл-пироксениты, глиммериты.

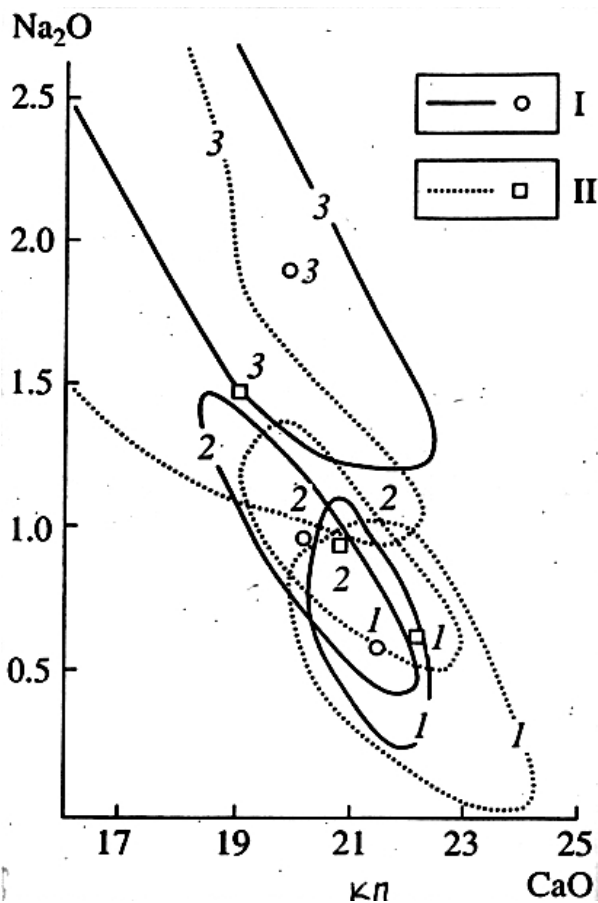


Рис. 6. Na_2O и CaO (масс.%) в мантийных КП ТШ и БМР. I-II – поля и точки средних составов КП перидотитов (I) и пироксенитов (II); 1-2 – ТШ (1 – Южный, 2 – Северный блоки), 3 – БМР.

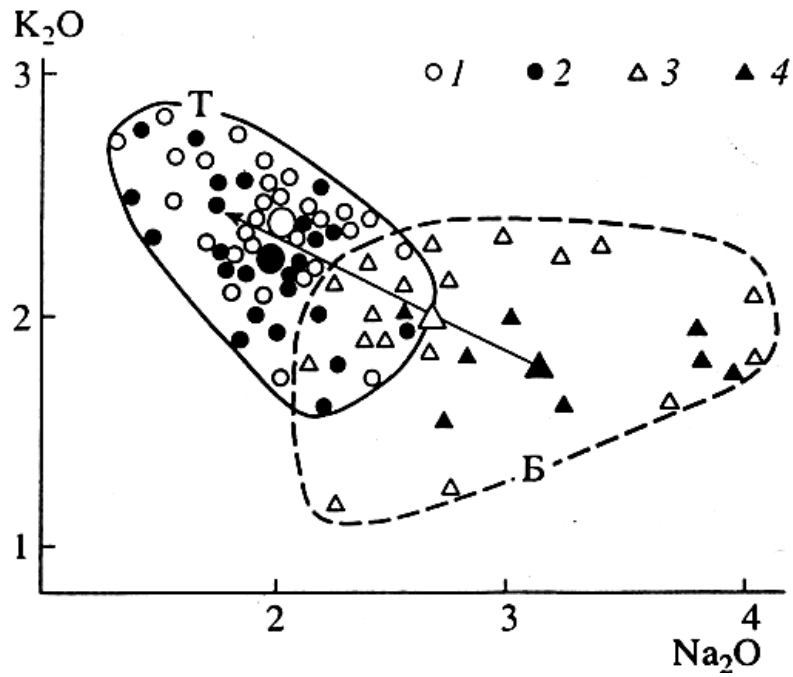


Рис. 7. Щелочи в мантийных Ам (мас.%). Т-ТШ, Б-БМР. 1, 3 – мегакристы, 2, 4 – ксенолиты «черной» серии (большие значки – средние составы Ам).

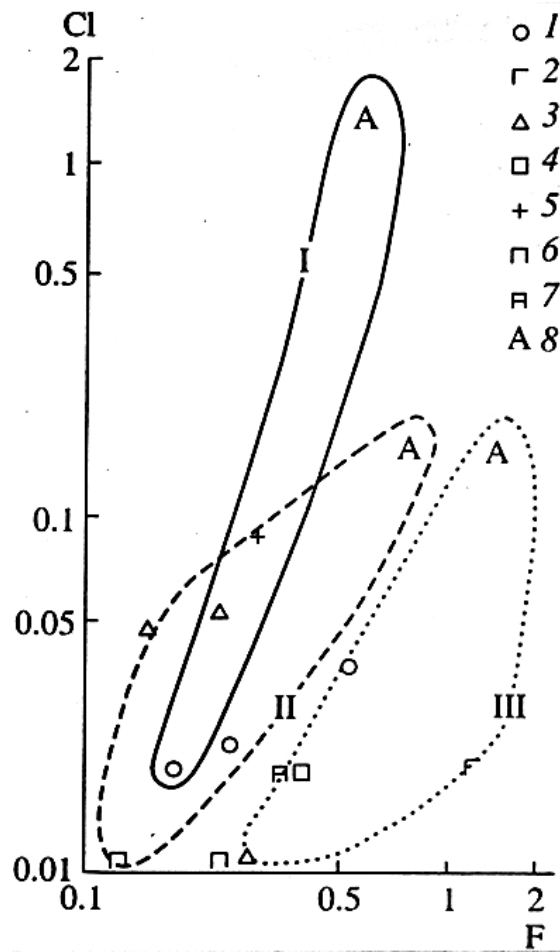


Рис. 8. F и Cl (мас.%) в мантийных минералах ТШ и БМР. I – минералы К-ЩБ Монголии, II-III-то же, ТШ (II – Северный, III – Южный блоки). Фл-Би(1-5): 1 – мегакристов, 2 – глиммеритов, 3 – Al-пироксенитов, 4 – горнблендитов, 5 – лерцолитов (БМР). Ам (6-7): 6 – Al-пироксенитов, 7 – Шп-лерцолитов (БМР). 8 – Ап (ксенолиты и мегакристы).

Петрогеохимические различия перидотитов сравнимых регионов незначительны, но резко возрастают в продуктах плавления и метасоматоза ВМ (рис. 5). Нодулы ТШ обеднены Na, а также Ti, P, Sr, но обогащены K и калиофильными РЭ (Rb, U, Th, F, Ba) и Li (табл. 1, 2). Высокая дифференцированность ВМ ТШ и ее отличия от ВМ БМР определяются рядом факторов. Главными из них являются деплетирование ультраосновных субстратов при выплавлении пикрит-базитовых магм и привнос вещества мантийными расплавами (флюидами) [15].

Мантийные КП ТШ и БМР резко различаются по концентрации Na (Жд) и Ca (рис. 6). Их можно было бы увязать с вариациями термодинамических параметров (PT), но ксенолиты обоих регионов относятся к Шп-фации. На распределение Na и Ca в КП ТШ однонаправленно действовали два фактора: а) деплетирование ультрабазитов со снижением доли КП и удалением из них базитофильных элементов, б) воздействие водных флюидов (при этом происходило и снижение T) с падением в КП концентраций Na, Al, Ti и ростом – Mg, Ca (\pm Cr).

В ВМ ТШ заметно выше роль ксенолитов с водными K-минералами – Фл и Ам. Ам в обоих регионах представлены Кр и Ti-Пр, но в ВМ ТШ доминируют редкие К-Кр ($K/Na > 1$) (рис. 7). Сл в ВМ ТШ, в отличие от Сл БМР, обогащены H₂O и обладают более высоким отношением K/Na. В них увеличена концентрация F и понижена Cl (рис. 8), из-за чего Сл ВМ ТШ тяготеют к Фл кимберлитов и лампроитов [25]. Аналогичная геохимическая специфика установлена в Ап и Ам (рис. 8). Выявлена неоднородность в РЭ-составе Сл обеих провинций: в ТШ они насыщены Li, Rb, Cs и др. литофильными РЭ. Состав ПШ варьирует в ВМ ТШ от К-Сн до Анр (Na-Сн); в них повышены содержания Li, Rb, Cs, Sn.

Описанные выше петрогеохимические признаки ЩБ ТШ и БМР коррелируются с составом мантийных метасоматитов и являются дополнительным индикатором геохимической неоднородности метасоматизированных субстратов ВМ и условий их плавления [15].

Несмотря на высокую степень плавления и метасоматоза пород ВМ ТШ, в них преобладают низкоокисленные Шп, обнаружены муассанит, самородное Fe, алмазы, повышена частота встречаемости Грф. Вероятной причиной этого была миграция восстановленных флюидов из нижней мантии. Эти данные, как и прямые определения летучести кислорода в минералах мантийных нодулей [9], указывают на восстановительный характер пород ВМ ТШ по отношению к БМР.

ВМ Памира сформирована 20-25 млн. лет назад [21,22,39] и представлена калиевыми Гр-Фл-пироксенитами, Сн-эклогитами, глиммеритами и другими высокобарическими породами (25-35 кб, 950-1100°C) [21]. Они образовались в условиях сочетания процессов Индо-Азиатской коллизии и воздействия Тибетского суперплюма. Его существование подтверждается данными сейсмической томографии, высоким теплотокном, дефицитом масс в средней и нижней мантии, широким развитием К-ЩБ, метасоматозом в ВМ [21,33]. В конечном счете эти процессы привели к формированию ВМ Памира, сопоставимой в целом по петрогеохимическим особенностям с ВМ ТШ. Мантийные ксенолиты и ЩБ ПТШ и БМР различаются по среднему содержанию петрогенных (K, Na и др.) и РЭ, особенно калиофильных РЭ (Rb, F, U, Th, Ba, Cs) и Li (табл. 1, 2).

Что касается внутрирегиональной геохимической неоднородности ВМ ПТШ, то имеются определенные различия состава ЩБ и нодулей ВМ в Северном и Южном блоках ЮТ, а также в Кураминской зоне Среднего Тянь-Шаня (табл. 1). Но максимальный контраст по отношению к зонам (блокам) ПТШ, развивавшимся на древней континентальной коре, выражен в составе мантийных и коровых пород зон островодужного типа и офиолитовых поясов. Ультрабазиты офиолитовых комплексов могут в первом приближении характеризовать состав ВМ этих структур. В них наблюдается рост объемов гарцбургитов, однако геохимически они сравнимы с нодулями ультрабазитов в ЩБ. Явные различия проявлены в петрогеохимических типах фанерозойских магматитов, среди которых преобладают разновозрастные вулканиты и плутониты с Na-профилем, обедненные литофильными РЭ. Вместе с тем ультрабазиты и толеиты обогащены в сравнении с глобальными кларками Li, B, Sn, Hg. Этот факт говорит об их связи с подлитосферной мантией [16,17].

Геохимическая и металлогеническая специализация ПТШ. В регионе много разнообразных месторождений и рудопроявлений, но нами рассматриваются только крупные и уникальные (гигантские) месторождения. Сиалический тип земной коры позволял ранее увязывать их с преобладающими в ПТШ гранитоидами.

Месторождения Sn и W в ЮТ обычно ассоциируются с К-гранитами, однако в ЩБ и мантийных нодулях выявлены весьма высокие содержания этих РЭ (табл. 1). Крупнейший альпийский редкометалльный (Li, Cs) пегматитовый пояс Памира и сопредельных регионов

генетически связан с телами коллизионных S-гранитов. Однако аномально высокие концентрации Li и Cs в мантийных метасоматитах и ЩБ не исключают возможности их привноса в кору. Кроме того, Li обнаружен в Кв ряда мантийных месторождений Ag, Sb, Au (32-222 г/т).

В Афгано-Таджикской депрессии (MZ-KZ) развиты крупные целестиновые месторождения. Намечаются аналогии в механизме их формирования и ксенолитов лиственитов в ЩБ ЮТ. Предполагается, что их первичные источники находились в мантии. Месторождения сформированы в связи с углекислотной дегазацией ВМ, переносом Sr-содержащих флюидов в кору, вадозно-гидротермальной мобилизацией и концентрацией Sr [31].

Для Северного блока ЮТ с континентальной корой и Южно-Ферганского офиолитового пояса характерны крупные и гигантские месторождения Hg и Sb, что сопровождается повышенной их концентрацией в ЩБ и ксенолитах ВМ. Ранее месторождения флюорита в ТШ связывались с герцинскими гранитами, но затем установлен их альпийский возраст, а среди мантийных метасоматитов найдены породы с Фл, обогащенным F (1,7-2,3%) [16]. ПТШ относится к бороносным провинциям: здесь известно уникальное известково-скарновое данбуритовое месторождение. Его ранее связывали с мелкими телами турмалиновых гранитов. Позднее установлена обогащенность В ультрабазитов мантийных нодулей и офиолитов и прямые корреляции его концентраций в коре и ВМ. Подобные геохимические связи определены для F и других литофильных РЭ ПТШ [27].

В Кураминской зоне Среднего ТШ разведано гигантское комплексное месторождение (Ag, Pb, Cu, Zn, Bi, F, U), не связанное по изотопно-геохимическим и радиологическим данным с коровыми магматитами [35]. Вместе с тем в мантийных ксенолитах из трубок ЩБ в этой зоне повышены концентрации типоморфных халькофильных РЭ (табл. 1).

Таким образом, для крупнейших месторождений ПТШ-провинции, а также целого ряда других регионов доказывается или предполагается связь с мантийными первоисточниками [1,13,16,23,32,34,37].

Как отмечено выше, в мантийных метасоматитах (флюидизированных магматитах) ПТШ выявлены геохимические аномалии – зоны обогащения литохалькофильными РЭ. Уровень содержания РЭ в некоторых мантийных породах близок или даже превышает региональные кларки гранитоидов и земной коры ПТШ. Это не исключает возможности геохимического воздействия мантийных расплавов (флюидов) на

коровые геохимические и рудные процессы, что согласуется с данными о геохимических связях ВМ и коры ПТШ [27]. В целом литосфера ПТШ обладает четко выраженной геохимической и металлогенической спецификой.

Рассматриваемые особенности геохимии и металлогении ПТШ, вероятно, обусловлены периодическим воздействием близких по составу мантийных плюмов [16, 23].

Выводы. 1. Установлена геохимическая неоднородность состава земной коры и верхней мантии Центрально-Азиатского внутриконтинентального подвижного пояса. Тянь-Шань и Байкало-Монгольский регион, входящие в западный и восточный секторы пояса, различаются составом и масштабами развития коровых и мантийных магматитов. Гетерогенность верхней мантии указанных регионов выражается в существенных различиях частоты встречаемости, химизма и редкоэлементного состава пород и минералов, типов и интенсивности мантийного метасоматоза и плавления (деплетирования). Все это позволило отнести западный и восточный секторы Центрально-Азиатского пояса к различным геохимическим провинциям. Вместе с тем сближенные в пространстве Тянь-Шань (палеозойский Центрально-Азиатский пояс) и Памир (Альпийско-Гималайский пояс) при сравнении по тем же параметрам входят в состав единой Памиро-Тянь-Шаньской провинции. Исследование континентальной литосферы рассматриваемых регионов свидетельствует о несовпадении тектонических структур и геохимических провинций.

2. Мантийные метасоматиты и щелочные базиты Памиро-Тянь-Шаня характеризуются аномально высокими концентрациями ряда редких элементов, нередко превосходящими региональные кларки земной коры и гранитоидов. Выявлены геохимические связи пород мантии и земной коры, что обусловлено воздействием мантийных флюидов (расплавов) на коровые геохимические и рудные процессы. С этими данными согласуется наличие в Памиро-Тянь-Шаньской провинции крупных и уникальных месторождений литофильных и халькофильных элементов, связанных с подлитосферной мантией. Мантийные месторождения играют важную роль в общем балансе запасов рудных и редких элементов Памиро-Тянь-Шаня и других регионов, что необходимо учитывать при проведении прогнозно-металлогенических и поисковых работ.

3. Возможные причины формирования геохимических (металлогенических) провинций вероятно, обусловлены рядом факторов. Предполагается, что гетерогенная аккреция Земли

привела к первичной неоднородности ее состава, которая могла частично сохраниться при последующих процессах дифференциации протопланетного вещества, мантийной конвекции и плейттектоники. Это, в частности, подтверждается изотопно-геохимической неоднородностью мантийных источников магм (MORB, OIB, PREMA и др.). Кроме того, для мантийных ксенолитов ультрабазитов и эклогитов в кимберлитах и щелочных пикритоидах-базитах, обогащенных калием и некогерентными литофильными редкими элементами, известны реликтовые изотопные AR-датировки.

Можно полагать, что геохимическая (металлогеническая) специализация крупных блоков литосферы реализуется при образовании и

эволюции периодически возникающих и близких по составу сверхглубинных термохимических плюмов, зарождающихся в нижней мантии или на ее границе с внешним жидким ядром. При этом проявляется интенсивное воздействие мантийного флюидно-расплавного вещества на геохимические и рудные процессы в земной коре. В конечном итоге это и могло привести к формированию геохимических (металлогенических) провинций.

Авторы выражают благодарность доценту С.В. Горяйнову за конструктивные дискуссии и полезные советы и профессору П.В. Зарицкому за предоставленную возможность пользования его личной библиотекой.

Литература

1. Андреев В.В., Чусько О.В. Геологічні умови комплексування і сепарації рідкіснометалевого, рідкісноземельного та благородного зруденіння в Приазовському блоці Українського щита // Вісник ХНУ, №864, Геологія – географія – екологія, 2009. – Вип.30. – С.22-27.
2. Ацетков И.В. Глубинные ксенолиты Байкальского рифта. –Новосибирск: Наука,1991. –160с.
3. Баратов Р.Б., Могаровский В.В., Лутков В.С. и др. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая.– Душанбе: Дониш,1978.–344с.
4. Гениафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии.–М.:Наука,1990.–71с.
5. Гениафт Ю.С.,Грачев А.Ф., Салтыковский А.Я. О возможной связи кайнозойских базальтов Монголии с мантийным плюмом. Мат-лы между.симпоз.»Мантийные плюмы и металлогения».– Петрозаводск – Москва,2002.–С.45-51.
6. Глубинное строение территории СССР. – М.:Наука,1991.– 224с.
7. Добрецов Н.Л.,Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика.- Новосибирск: СО РАН, 2001. – 409с.
8. Илупин И.П.,Ваганов В.И.,Прокопчук Б.И. Кимберлиты.–М.:Недра, 1990.–248с.
9. Кадик А.А.,Жаркова Е.В.,Лутков В.С. и др. Окислительно-восстановительное состояние мантийных ксенолитов из Южного и Срединного Тянь-Шаня: экспериментальное определение // Геохимия,1995.– №8.– С.1094–1099.
10. Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения.– М.:Наука,1979.–312с.
11. Кепежинская К.Б.,Кепежинская В.В.,Зайцев В.В. Эволюция земной коры Монголии в докембрие.– М.:Наука,1987.–168с.
12. Киселев А.И.,Медведев М.Е.,Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного мамообразования.– Новосибирск: Наука,1979.–197с.
13. Козарко Л.Н. Проблемы генезиса апатитовых и редкометалльных месторождений Кольского полуострова // Геол.рудн. мест.,1999.–Т.41,№5.–С.370-403.
14. Лампроиты. – М.:Наука, 1991. – 301с.
15. Лутков В.С.,Могаровский В.В.,Луткова В.Я. К вопросу о геохимической неоднородности верхней мантии Центрально-Азиатского подвижного пояса // Геохимия, 2004.– №4.–С.370-383.
16. Лутков В.С., Могаровский В.В.,Луткова В.Я. Геохимические аномалии в мантии Памира и Тянь-Шаня: к проблеме глубинных источников рудного вещества // Геохимия, 2007.–№5.– С.507–521.
17. Лутков В.С. К геохимии ультрабазитовых комплексов Памира и Южного Тянь-Шаня // Докл. РАН,1996.– Т.349, №5.–С.666-669.
18. Лутков В.С.,Могаровский В.В. Геохимическая модель гранитно-метаморфического слоя земной коры складчатых областей Памира и Тянь-Шаня // Геохимия,1999.–№6. – С.574-581.
19. Лутков В.С. Геохимические особенности пироксенит-габброидных включений в щелочных базальтах Южного Тянь-Шаня: к проблеме состава и генезиса слоя «коромантийной смеси» подвижных поясов // Геохимия, 2000.–№3. – С.334-340.
20. Лутков В.С.,Могаровский В.В.,Луткова В.Я. Геохимическая модель нижней коры складчатых областей Памира и Тянь-Шаня по данным изучения ксенолитов в щелочных базальтах // Геохимия, 2002.– №4.– С.386-398.
21. Лутков В.С.,Бабаев А.М.,Дмитриев Э.А. и др. Состав, генезис и глубинные ксенолиты позднемиоценовой фергусит-карбонатит-сиенитовой серии Памира: к проблеме формирования сверхмощной коры подвижных поясов // Рос.ж.наук о Земле, 2005.–№1.– С.35-50.

22. Лутков В.С., Негматуллаев С.Х., Бабаев А.М. и др. Вероятный механизм формирования сверхмоцной коры и генезис мантийных землетрясений Памира // *Мат-лы XLIII Межд. тектонического совещания.* – Т. II. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 3-6.
23. Лутков В.С., Андреев В.В., Чуенко А.В. Мантийные плюмы как вероятные источники рудного вещества // *Вісник ХНУ*, 2013. – № . – С. 28-34.
24. Лутков В.С., Андреев В.В., Чуенко А.В. Минералого-геохимические индикаторы генезиса алмазоносных щелочных пикритовидов-базитов, кимберлитов, лампроитов // *Вісник ХНУ*, 2012. – № 1033. – С. 32-40.
25. Лутков В.С. Слюды в щелочных базальтоидах Южного Тянь-Шаня как индикаторы процессов мантийного метасоматоза // *Петрология*, 1998. – Т. 6, № 1. – С. 54-69.
26. Лутков В.С. Петролого-геохимические модели литосферы и магматизм складчатых областей Южного Тянь-Шаня и Памира. Автореф. докт. дисс. / ЛГИ. – С.-П., 1991. – С. 1-56.
27. Лутков В.С., Могаровский В.В., Луткова В.Я. Бор и фтор в литосфере Памира и Тянь-Шаня: к вопросу о геохимических связях мантии и земной коры // *Геохимия*, 2004. – № 11. – С. 1173-1185.
28. Лутков В.С. Южно-Тянь-Шаньская геохимическая провинция // *Докл. АН СССР*, 1987. – Т. 294, № 6. – С. 1461-1466.
29. *Магматические горные породы.* – Т. 6. – М.: Наука, 1987. – 438 с.
30. Мантийные плюмы и металлогения (мат-лы межд. симпоз.), Петрозаводск–Москва, 2002. – 310 с.
31. Могаровский В.В., Лутков В.С. О вероятном мантийном источнике стронция при формировании целестиновых месторождений // *Докл. АН РТ*, 2008. – Т. 51, № 1. – С. 53-57.
32. Осокин Е.Д., Алтухов Е.Н., Кравченко С.М. Критерии выделения, особенности формирования и локализации гигантских месторождений редких элементов // *Геол. рудн. мест.*, 2000. – Т. 42, № 4. – С. 389-396.
33. Погребной В.Н., Сабитова Т.М. Отражение структуры Тибетского плюма и сейсмичности Восточной Азии в региональных геофизических полях // *Геол. и геоф.*, 2001. – Т. 42, № 10. – С. 1532-1542.
34. Рябчиков И.Д. Геохимические критерии глубинного источника магм плюмовой обстановки // *В сб. «Магм., метасом. форм. и связ. с ними оруд.»*. – Ташкент, 2005. – С. 318-320.
35. Сафонов Ю.Г., Бортников Н.С., Злобина Т.М. и др. Многометалльное (Ag, Pb, U, Cu, Bi, Zn, F) Адрасман-Канимансурское рудное поле (Таджикистан) и его рудообразующая система // *Геол. рудн. мест.*, 2000. – Т. 42, № 4. – С. 350-362.
36. Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимиров Б.М. Глубинные включения в щелочных базальтоидах Токинского Становика. – Новосибирск: Наука, 1984. – 119 с.
37. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении. – Л.: Недра, 1987. – 231 с.
38. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // *Геотектоника*, 2000. – № 5. – С. 3-29.
39. Ducea L., Lutkov V., Minaev V. et al. Building the Pamirs: The view from underside // *Geology*, 2003. – V. 31, № 10. – P. 849-852.
40. Hacker B., Luffi P., Lutkov V. et al. Near-Ultrahigh Pressure Processing of Continental Crust Miocene: Crustal Xenoliths from Pamirs // *J. of Petrology*, 2005. – V. 46, N 8. – P. 1661-1687.