

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОКСИДА КАЛИЯ, УРАНА И ТОРИЯ В ВУЛКАНИТАХ ЮЖНОГО УРАЛА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ГЕНЕЗИСА МИНИМУМА ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

© 2009 г. А. М. Косарев, И. В. Голованова, Г. Т. Шафигуллина

*Институт геологии Уфимского научного центра РАН
450007, г. Уфа, ул. Карла Маркса, 16/2
E-mail: ig@anrb.ru*

Поступила в редакцию 11.06.2009 г.

В качестве возможных факторов, контролирующих аномалию низкого теплового потока, инструментально прослеженную на Южном и Среднем Урале, рассматриваются циркуляция подземных вод, влияние палеоклимата, низкая теплогенерация в земной коре Урала. Проведенные в последние 15 лет комплексные геофизические (Урсейс-95) и петролого-геохимические исследования позволяют на современном уровне знаний оценить причины аномально низкой теплогенерации и её связь с процессами тектоники, вулканизма, рудообразования. Проведен анализ особенностей распределения K_2O , U и Th в базальтах, в меньшей мере – средних и кислых вулканитах ордовикского, силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста Магнитогорской зоны с целью их геодинамической интерпретации. Минимум теплового потока на Южном Урале совпадает с площадью развития колчеданосных и железорудных вулканогенных формаций раннедевонско-эйфель-живетского и верхнедевонско-раннекаменноугольного возраста. Низкая теплогенерация этой зоны связана с деплетированным характером мантийного субстрата и выносом радиоактивных элементов в процессе интенсивной вулканической и гидротермальной деятельности, что привело к формированию многочисленных колчеданных и железорудных месторождений. Генетически эти процессы связаны с субдукцией и магмообразованием в надсубдукционном мантийном клине. Область минимума теплового потока можно рассматривать как площадь, перспективную для обнаружения новых колчеданных и железорудных месторождений.

Ключевые слова: *тепловой поток, радиоактивные элементы, геохимия, субдукция, островные дуги, вулканические комплексы, колчеданные и железорудные месторождения.*

ВВЕДЕНИЕ

Предыдущими исследованиями [6, 9, 42, 43, 60 и др.] было установлено, что Урал отличается пониженными значениями геотермических параметров по сравнению с сопредельными территориями и другими участками области герцинской складчатости. В особую зону аномально низкого теплового потока выделяется Тагило-Магнитогорская зона. Полученные для Урала данные выпадают из установленной ранее глобальной зависимости между величиной плотности теплового потока и возрастом тектономагматической активности в континентальной коре, характеризуя тем самым аномалию регионального масштаба.

При анализе зоны минимума теплового потока на Урале в качестве возможных факторов, контролирующих это явление, рассматриваются циркуляция подземных вод, влияние палеоклимата, низкая теплогенерация в земной коре Урала [6, 9, 43, 60]. Аномально низкий тепловой поток на Урале и, в частности, в пределах Магнитогорского мегасинклинария [7, 9, 42] объясняется также более глубоким залеганием астеносферы (высокопроводящего

слоя или слоев в мантии), по сравнению со смежными районами Восточно-Европейской и Западно-Сибирской плит [2, 21]. Результаты исследований названных авторов позволяют сделать вывод о прогибании кровли проводящего слоя в области Уральско-Складчатого пояса (до 180–200 км), тогда как в пределах Зауралья эта зона находится на глубине 100 км, а в районе Восточно-Европейской платформы на глубине 80–100 км [37]. Ряд авторов предполагает связь аномально низкого теплового потока с существованием в структуре земной коры огромных аллохтонных пластин, многократно увеличивающих мощность океанической литосферы [54]. В последних работах показано, что возникновение зоны аномально низких тепловых потоков на Урале не может быть объяснено только влиянием палеоклимата. Вероятнее всего, аномалия теплового потока связана с особенностями глубинного строения и геологического развития региона, и основной ее причиной является низкая теплогенерация в Тагило-Магнитогорской зоне [10].

Проведенные в последние 15 лет комплексные геофизические (Урсейс-95) и петролого-геохимические исследования позволяют на современном уровне знаний оценить причины ано-

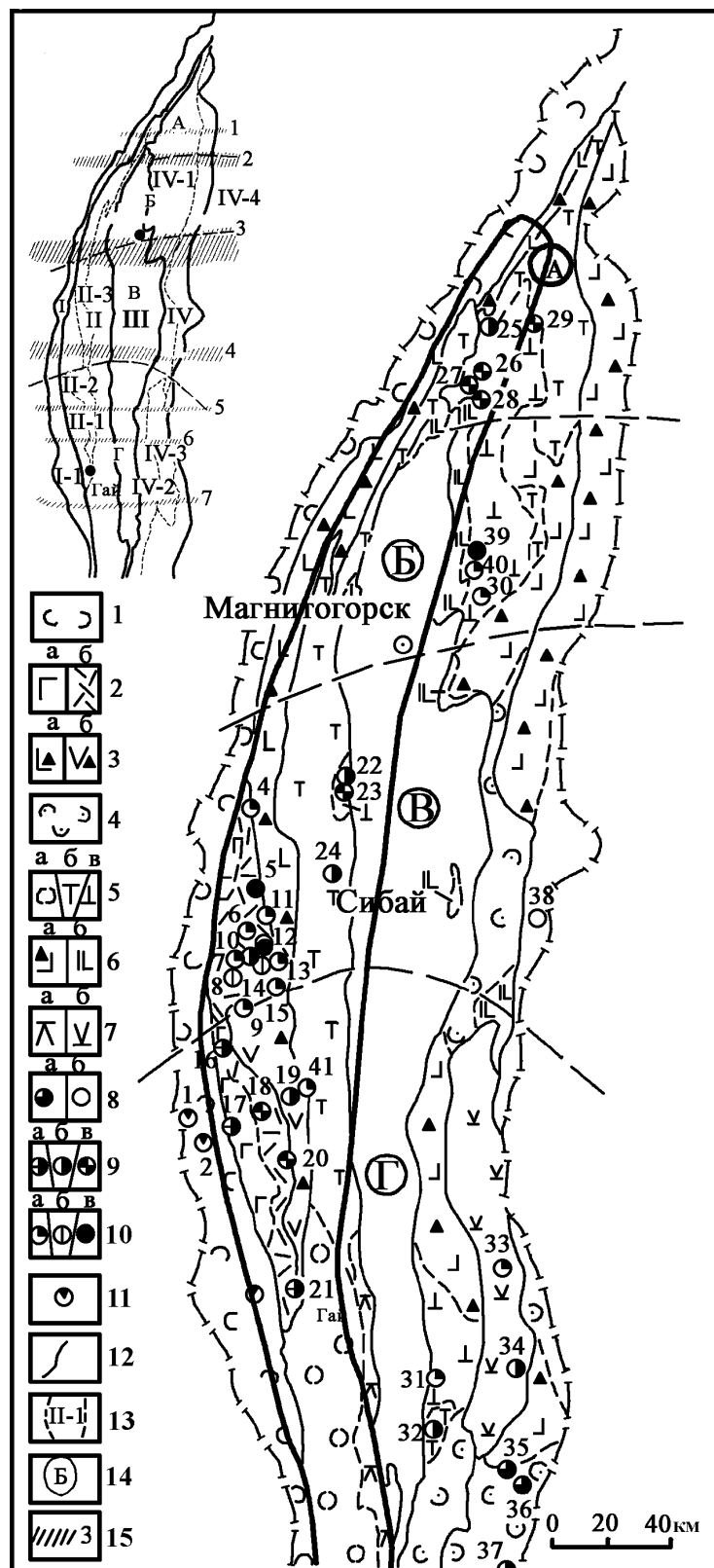


Рис. 1. Схематическая структурно-металлогенетическая карта Магнитогорского мегасинклиналия [46], с добавлениями А.М. Косарева и И.В. Головановой.

1–7 – формации и комплексы: 1 – базальтовая (O-S); 2 – базальт-риолитовая (D_1e): контрастный (а) и непрерывный (б) комплексы; 3 – андезито-базальтовая (D_2ef_1): базальт-андезитобазальтовый (а) и гибридный базальт-андезит-риолитовый (б) комплексы; 4 – базальтовая (D_1e); 5 – базальт-риолитовая (D_2): базальтовый (а), контрастный (б) и непрерывный (в) комплексы; 6а – андезито-базальтовая (D_2), 6б – базальт-андезито-базальтовая K-Na (D_3f); 7 – базальт-андезит-риолитовая: Юсинский (а) (D_2) и Джусинский (б) (D_{1-2}) комплексы; 8–11 – колчеданные месторождения: 8 – медноколчеданные (Домбаровский тип) (а), цинковые (Филизайский тип) (б); 9 – Уральский тип: цинково-медноколчеданные, $Cu > Zn$ (а), медно-цинково-колчеданные, $Cu < Zn$ (б) и медно-цинково-колчеданные с полиметаллической минерализацией (в); 10 – Баймакский тип: золото-колчеданно-полиметаллические (а), золото-барит-полиметаллические (б) и золото-колчеданные (в); 11 – Ивановский тип: кобальт-медно-цинково-колчеданные; 12–15 – структурные единицы на врезке: 12 – границы Магнитогорской мегазоны и структурно-формационных зон I порядка; 13 – границы и номера колчеданосных зон (поясов) II порядка; 14 – поперечные блоки; 15 – широтные дислокации.

Названия колчеданных месторождений: 1 – Ивановское, 2 – Дергамыское, 3 – Ишкинское, 4 – Тубинская группа, 5 – Куль-Юрт-тау, 6 – Уварьяж, 7 – Бакр-тау, 8 – Горная Байкара, 9 – Майское, 10 – Таш-тау, 11 – Таналык-Баймакское, 12 – Семёновское, 13 – Юлалинское, 14 – Туба-Каин, 15 – Балта-тау, 16 – Юбилейное, 17 – Бурибайское, 18 – Маканская группа, 19 – Подольское, 20 – Мамбетовское, 21 – Гайское, 22 – Бакр-Узяк, 23 – Южный Бакр-Узяк, 24 – Сибайское, 25 – Учалинское, 26 – Озерное, 27 – Узельгинское, 28 – Молодежное, 29 – Таш-Яр, 30 – Александринское, 31 – Иссыргужинское, 32 – Западно-Ащевутакское, 33 – Джусинское, 34 – Барсучий Лог, 35 – Летнее, 36 – Осеннее, 37 – Весеннее, 38 – Амурское, 39 – Сабановское, 40 – Бабарыкинское, 41 – Восточно-Подольское. Черная жирная кривая оконтуривает площадь теплового минимума на Южном Урале.

На врезке. Структурно-формационные зоны I порядка: I – Вознесенско-Присакмарская (ГУР), II – Западно-Магнитогорская, III – Центрально-Магнитогорская, IV – Восточно-Магнитогорская. Колчеданосные пояса (зоны) II порядка: I-1 – Присакмарская, II-1 – Таналыкская (Тубинско-Гайская), II-2 – Ирендыкская, II-3 – Узункыро-Сибайско-Орская (Кизило-Уртазымская), IV-1 – Учалинско-Александринская, IV-2 – Ащевутакская, IV-3 – Джусинско-Домбаровская, IV-4 – Гумбейская. Поперечные блоки: А – Учалинский, Б – Магнитогорско-Верхнеуральский, В – Баймакско-Кацбахский, Г – Орско-Джусинский. Широтные дислокации: 1 – Буйдинская, 2 – Белорецкая, 3 – Агаповская, 4 – Юлалинская, 5 – Подольская, 6 – Новочеркасская, 7 – Орская.

мально низкой теплогенерации и её связь с процессами тектоники, вулканизма, рудообразования. В работе использовано более 150 частных

и 9 усредненных значений концентрации K_2O , U и Th в вулканогенных породах Магнитогорского мегасинклиналия, из которых 13 частных анали-

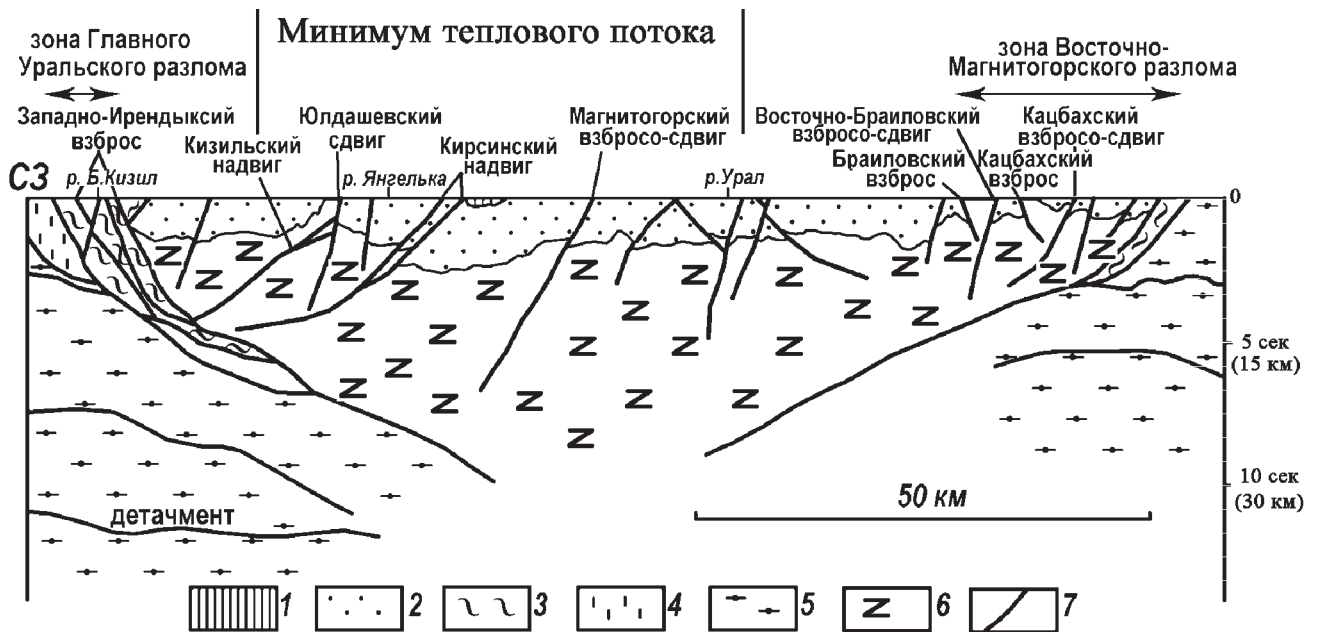


Рис. 2. Схематический разрез Магнитогорской синформы по профилю Урсейс-95 [12] с границами теплового минимума по И.В. Головановой [9].

1 – осадочные отложения (C_2), 2 – вулканогенные и осадочные формации (D_1-C_1), 3 – зоны меланжа, 4 – метаморфические комплексы зоны Урал-Тау ($Pz_1?$), 5 – докембрийский фундамент Восточно-Европейской платформы и Восточно-Уральского микроконтинента, 6 – базит-гипербазитовые комплексы, 7 – разломы.

зов и 9 средних значений заимствованы из публикаций. Большая часть аналитических материалов – авторская. Определения K_2O проводилось методом пламенной фотометрии в ХЛ Института геологии Уфимского НЦ РАН. Концентрации K_2O и радиоактивных элементов определено методом низкофоновой гамма-спектроскопии в аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН (г. Новосибирск) и ICP-MS и нейтронно-активационными методами в аналитических центрах ИГЕМ и ГЕОХИ (г. Москва). Часть образцов изучена масс-спектрометрическим методом в Геологической службе Финляндии в рамках совместных геотермических исследований Института геологии и Геологической службы Финляндии. Учтены также результаты измерений, выполненных ранее в Невской экспедиции по образцам из коллекции В.Е. Сальникова [42]. Новые, частично, опубликованные материалы [11, 19, 20, 62] включены в таблицу и вынесены на диаграммы U-Th.

Зона аномально низкого теплового потока на Южном Урале пространственно совпадает с областью западного и центральной и северной частью восточного крыла Магнитогорского мегасинклинария, в которой сконцентрированы многочисленные (около 30) колчеданные месторождения и большое количество рудопоявлений, а также группа железорудных месторождений Магнитогорского рудного района (рис. 1). Из колчеданных месторождений к этой зоне приурочены суперкрупное Гай-

ское, крупные колчеданные месторождения Юбилейное, Подольское, Сибайское, имени XIX Партсъезда, Учалинское, Новоучалинское и многие другие, вмещающие около 80% запасов колчеданных руд на Урале [11]. Колчеданные рудные залежи локализованы среди метасоматитов серицит-хлорит-кварцевой и пропилитовой формаций, возникших на стадии подводного рудообразования в связи с интенсивной деятельностью вулканических палеогидротермальных систем. Большая часть вулканических колчеданосных вулканических сооружений имеет натриевую геохимическую специфику, за исключением метасоматически измененных, серицитизированных и обогащенных K_2O пород.

Колчеданосные зоны интенсивно тектонизированы, пересекаются синрудными рудоподводящими и магмоподводящими разрывными нарушениями и пострудными разломами, включающими коллизионные. Последние фиксируются дайками габбро-диабазов раннекаменноугольного возраста, о чем говорят геологические данные и геохимические особенности этих пород [11, 34].

По профилю “Урсейс-95” минимум теплового потока имеет ширину около 50 км и располагается между Аблязовским и Восточно-Ирендыкским разломами крутого западного падения по интерпретации С.Е. Знаменского [12, 35].

На геологическом разрезе (рис. 2), составленном по геологическим и сейсмическим материалам [12], видно, что минимум теплового потока со-

впадает с центральной, несколько сдвинутой на запад частью Магнитогорской синформы, обладающей максимальными мощностями офиолитового базит-гипербазитового комплекса, превышающими 20 км. Базальты последнего, как это показано выше, имеют низкие концентрации радиоактивных элементов, а концентрации **U** и **Th** в серпентинизированных ультрабазитах имеют значения ниже чувствительности приборов.

Восточная и западная границы теплового минимума заметно смещены от краевых зон к центру Магнитогорской синформы. Это может быть связано с массами относительно кислых магматических и метаморфических пород Центрально-Уральского и Восточно-Уральского поднятий, которые имеют повышенные концентрации радиоактивных элементов и тектонически подстилают Магнитогорскую синформу, погружаясь под нее.

По предположению С.Е. Знаменского [12] интрузивно-метаморфические комплексы Восточно-Уральского поднятия могут располагаться под всей Восточно-Магнитогорской зоной. Модельные расчеты по гравиметрическим данным показывают, что породы с пониженной плотностью (2.8–2.82) погружаются под Магнитогорскую синформу и с запада и с востока [58, 59].

По результатам интерпретации геолого-геофизических материалов, выполненной И.Б. Севракиным и А.А. Цветковой [47], сделан вывод о максимальной мощности гранулит-базитового слоя и его биклиналиное строение под Магнитогорской мегазоной. По материалам сейсмического профиля “Урсейс-95” в центральной части бивергентной структуры Южного Урала, соответствующей Восточно-Магнитогорской и Центрально-Магнитогорской зонам поверхность Мохо не проявлена [28, 35].

Примечательно, что и внутри коры, на глубинах 20–40 км под Центрально-Магнитогорской зоной расчетные плотностные характеристики плавно меняются сверху вниз от 2.85 г/см³ к 3.11 г/см³ и к значению 3.38 г/см³, показывая “размытость” раздела Конрада. В связи с этим большой интерес представляют материалы И. Деринга, Х.И. Гетце и М. Кабана [58], по данным которых под центральной и восточной зонами Магнитогорской синформы на глубинах 24–50 км располагается серия концентрически построенных антиформных структур. По данным В.М. Мосейчука и др. [26], эти структуры могли возникнуть при сближении Казахстанской и Русской плит в результате формирования ультрабазит-базитовых протрузивных куполов выжимания или нагнетания. По нашему мнению, куполовидные структуры соответствуют верхним частям мантийного диапира, испытавшим, как полагают В.М. Мосейчук с соавторами, пластические деформации в коллизионный этап.

ОКСИД КАЛИЯ, УРАН И ТОРИЙ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ ЮЖНОГО УРАЛА

Калий, уран и торий представляют собой элементы с большими ионными радиусами, накапливающиеся в остаточных расплавах, и индикаторные при геодинамических реконструкциях. Известно о возрастании количеств K_2O и **Th** в вулканитах от фронтальных к тыловым частям островных дуг на Камчатке и Курильских островах [30], что связывается с направлением падения сейсмофокальной зоны и коррелируется с расстоянием от земной поверхности до зоны Бенъофа. Весьма важно также, что в отличие от калия, уран и, особенно, торий ведут себя весьма инертно в ходе вторичных метаморфических (до зеленосланцевой стадии) и метасоматических процессов [3, 31].

В ряду палеозойских вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклинория – от субокеанической к островодужной и далее к коллизионной стадии – наблюдается возрастание количества K_2O , **U**, **Th** снизу вверх по разрезу (табл. 1, рис. 3). Однако это возрастание не является абсолютным, а несет элемент цикличности в связи с чередованием бонинит-толеитовых петрогенетических серий с известково-щелочными (комплексы бурибайский–верхнетаналыкский–ирендыкский; карамалыташский–улутауский). Обнаруживаются довольно значительные колебания **U**, **Th**, **K** и внутри вулканоген-

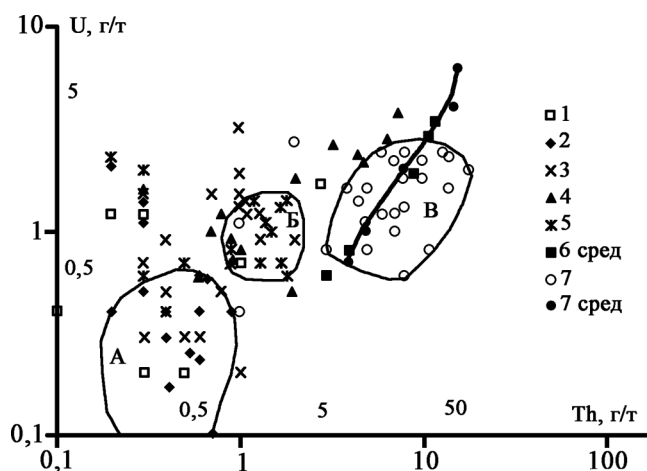


Рис. 3. Соотношения **U** и **Th** в вулканогенных породах (О–С1) Магнитогорского мегасинклинория.

1 – базальты ордовикско-силурийского возраста Вознесенско-Присакмарской зоны; 2 – вулканиты баймак-бурибаевской свиты (D1); 3 – вулканиты верхнетаналыкской свиты (D1); 4 – вулканиты ирендыкской свиты (D1-2); 5 – вулканиты карамалыташской свиты ((D2); 6ср – вулканиты (D3) (средние значения) [41]; 7 – вулканиты березовской и кизильской свит (C1); 7ср – то же, средние значения. Оконтурированы поля составов бурибайского – А, карамалыташского – Б и березовско-кизильского – В вулканических комплексов.

Таблица 1. Содержание K₂O, U и Th в вулканогенных породах Магнитогорского мегасинклинория

	№ обр.	K ₂ O, %	U, г/т	Th, г/т	Название породы	Возраст	Привязка	
I	1	2	3	4	5	6	7	
	692	0.01	0.2	0.3	Базальт	S?	д. Байгускарово	
	700	0.31	0.4	0.1				
	701	0.05	0.2	0.5			д. Казанка	
	707/1	0.49	н.о	н.о				
	707/2	0.15	0.2	0.3		О	д. Поляковка	
	707/3	0.54	н.о	н.о				
	208/1	0.01	1.2	0.3			д. Вознесенка	
	226/1	0.79	0.7	1.0				
	238/1	0.45	1.7	2.8		О-S?	д. Мансурово	
201/4	0.1	1.2	0.2					
II	SU398	0.39	0.1	0.22	Базальт	D ₁ b-br	Бурибайский рудный р-н [62, 63]	
	SU386	0.06	0.17	0.41				
	SU407	0.03	0.58	0.67				Андезибазальт Андезит Дацит
	SU406	0.13	0.25	0.53				
	SU403	0.55	0.25	0.53				
	SU374	0.27	0.48	0.40	Базальт			Месторождение Юбилейное
	SU409	0.83	0.23	0.60				
	2904	0.33	0.3	0.0				
	2908	0.03	1.1	0.3				
	2915	0.08	1.4	0.3			с. Самарское	
	2922	0.08	2.1	0.2				
	2877	0.12	0.5	0.3				
	2895	0.23	0.6	0.6				
	685/1	0.04	0.1	0.7				
	4340/400	0.12	0.4	0.2				Габбро дайка Габбро-диаб. дайка Риодацит дайка Габбро-диаб. дайка Туф риодацитов
	4340/450	0.02	0.4	0.9				
	681	0.17	0.3	н.о				
	682/6	0.49	0.4	0.9	Туф агломератовый риодацитовый		D ₁ b-br ?	пос. Бурибай д. Юлдашево Абзелиловский район
	680	0.08	0.4	0.6				
	673	0.09	0.4	0.4				
	677/1	0.96	1.2	1.2				
678	0.06	0.3	0.3					
319	0.95	0.3	0.5					
328/1	0.52	0.3	0.4					
III	122/188	1.18	1.4	1.1	Дацит Андезит Дацит Серицит-хлорит-кв. порода по дацитам	D ₁ tn	Макан-Октябрьское рудное поле	
	122/206	1.20	0.5	0.8				
	122/263	1.04	0.9	2.0				
	122/295	3.01	1.2	1.1				
	122/371	1.23	1.5	0.7	Дацит серицитизированный			
	122/430	0.98	1.2	1.3				
	122/514	1.21	1.3	1.0				
	122/576	0.55	0.3	0.6				
	122/606	0.79	3.2	1.0				
	115/136	1.09	1.9	1.0				Сер-хлор.-кв. порода Дацит Андезибазальт
	115/175	1.05	1.5	0.3				
	115/214	2.79	0.9	0.4				
	115/269	1.67	1.5	1.0	Дацит			
	115/353	0.72	0.7	0.3				
	115/404	0.44	0.2	0.0				
	115/601	0.21	0.9	1.3				

Таблица 1. Продолжение

	1	2	3	4	5	6	7
	687/3	0.06	0.2	1.0	Риодацит эфф.	D _{1tn}	Макан-Октябрьское рудное поле
	687/2	1.18	0.3	0.5	Андезит	D ₁	
	687/4	0.63	0.3	0.3			
	687/5	1.45	0.5	0.4			
IV	245/1	0.76	0.6	0.0	Базальты пироксен- плагиофировые	D ₁₋₂ ir	Учалинский и Абзелиловский районы
	245/2	0.5	0.6	0.6			
	168/1	0.34	1.6	0.3			д. Юлдашево
	285/2	0.05	1.0	0.7			
	287/1	0.31	1.2	0.8			Подольское рудное поле
	275/1	1.17	0.9	0.9			
	812/216	2.6	0.5	1.94	Туфогравелит	D ₁₋₂ ir ₅	
	812/254	2.6	2.6	3.3	Туф риодацитовый		
	812/324	0.15	1.08	2.03			
	812/379	1.7	2.77	6.41	Трахидациит		
	812/441	2.9	2.35	4.51			
	812/520	1.8	2.17	4.77	Туф трахидациитов		
	812/582	2.3	3.72	7.41			
	812/705	1.6	0.72	0.91	Сер.-хлор.-кв. поро-да с сульфидами		
	812/852	0.9	0.8	1.01			
	812/953	1.2	0.8	1.02			
V	97/16	0.12	0.047	0.125	Базальт	D ₂ ef krm	Карамалыташская антиклинали
	97/18	1.5	0.212	0.207			
	016/2	1.39	0.13	0.08			
	016/3	0.18	0.21	0.15			
	017	0.23	0.08	0.1			
	018/1	0.07	0.17	0.16			
	018/3	0.49	0.09	0.07			
	019/3	0.26	0.07	0.09			
	КМ-03	0.05	0.08	0.02			
	КМ-04	0.05	0.07	0.01			
	КМ-05	0.05	0.13	0.03			
	SY-14	0.05	0.16	0.01	Гиалокластит базальтовый	D ₂ ef krm	Сибайское колчеданное месторождение
	SY-16	2.68	0.09	0.01			
	SY-17	1.06	0.12	0.01	Базальт	D ₂ ef krm	Участок Совхозный
	9007/53	0.2	0.98	0.81	Базальт		
	9007/216,4	0.28	1.75	1.45			Участок Сабановский
	9007/560	0.4	1.39	1.07			
	ПС-1/227	0.54	1.08	2.03			
	ВП-2/29	0.06	1.11	0.51			
	873/103	2.0	0.66	0.19			
	873/849	2.5	0.69	4.86			
	873/1130	0.66	0.97	0.66			
	876/136	0.6	1.6	0.25			
	877/148	0.58	0.93	0.36			
	877/280	0.36	0.46	0.52			
	877/795	0.66	0.54	0.33			
	272/1	0.12	0.6	0.3	Базальт	D ₂ ef krm	Абзелиловский районы д. Юлдашево
	272/2	0.1	0.8	н.о.			
	Ю-27	0.8	0.173	0.145	Базальт		д. Савельевка
	КП-3156	1.83	0.782	0.65			
	КП-315a	0.7	0.361	0.686			

	1	2	3	4	5	6	7
V	7168 7175 7185 7190 7197 7201 7207 7209 7211 244/1 244/2 244/3 3007/218 3047/64 3059/55 3059/279	0.19 2.13 0.35 1.47 0.12 2.12 2.53 2.45 2.04 2.19 1.85 0.0 1.46 1.0 0.54 0.06	0.7 0.7 2.3 0.8 0.4 0.6 1.3 1.1 1.0 1.4 1.1 0.7 1.4 0.7 1.0 2.0	0.9 1.7 0.2 0.9 0.4 1.8 1.7 1.4 1.5 1.2 1.4 0.5 1.8 1.3 0.0 0.3	Базальт надрудный Андезитодацит Дацит Сер.-хлор.-кв. порода по дацитам Сер.-хлор.-кв. метасоматиты по базальтам с сульфидами Базальт	D ₂ ef krm	Восточный борт Магнитогорской синклинали Александринское рудное поле Учалинский район, месторождение Икдавлят Учалинский район, месторождение Муртыкты [41]
VI	Cp. Cp.	0.7 - 1.2 1.6 2.9	0.6 0.8 1.9 2.9 3.4	0.3 4 9 11 12	Базальт Диаб., габбро-диаб. Андезито-дациты Риодациты Риолиты	D ₂₋₃	Магнитогорская структурная зона [41]
	Cp.	0.9 1.6	0.7 1.0	4 5	Базальтовые порфириты Габбро-диабазы, диабазы	C ₁	Магнитогорская структурная зона
VII	Cp. 1 1295-a 1291-a 31/75/c 144/1 253/1 253/75-c 68-a-A 68-A 61a-A 67-A 934 70-A 69-A 22/75-c 74/74-c 77/74-c 86/74-c 377/75-c 457/75-c 716/76/c 715/76-c 1032/76-c	2.0 3.2 3.2 1.6 7.9 2.06 3.5 4.69 3.45 3.46 1.86 3.36 0.8 3.74 0.61 2.12 3.45 3.14 3.05 2.21 0.09 3.39 3.79 3.11 3.26	2.0 4.0 6.2 0.8 2.4 2.2 2.4 1.8 2.0 2.2 1.3 1.6 1.2 1.8 0.8 1.2 2.7 0.8 1.6 1.2 1.0 0.6 2.4 2.2 2.3	8 15 16 3 13 10 8 7.9 18 10 8 5 6 10 5 7 2 11 14 6 7 8 6 7 14	Трахидацинты, дациты Риодац., риол, трахириол. Субвулканич. риолиты Трахит Комендит Дацит Риодацит Комендит Липарит щелочной Трахит Трахидацит Дацит щелочной. Риолит Трахириолит Гранит Комендит Трахилипарит		[41] Участок Куйбасовский г. Мохнатая пос. Муравейный г. Жосовская пос. Желтинский г. Салихова г. Б.Чека с. Бриент д. Тригапункт г. Мултак -Тау г. Грань

Таблица 1. Окончание

	1	2	3	4	5	6	7
VII	136/1	0.25	1.6	3.9	Диабаз		пос. Харьковский
	137/1	1.78	1.4	4.5			
	139/1	1.02	1.1	4.9			
	151/1	0.62	0.4	1.0			
	252/1	0.13	1.1	1.0			

Примечание. Римские цифры – вулканы: I – базальтовой формации поляковской (O_2) и дергаишской (S_2ln) свит; II – риолит-базальтовой формации (D_{1e_2}) баймак-бурибаевской свиты; III – базальт-андезит-дацит-риолитовой формации (D_{1e_2}) верхнетаналыкской свиты; IV – базальт-андезит-базальтовой формации (D_{2ef_1}) ирендыкской свиты; V – риолит-базальтовой формации (D_{2ef}) карамалыташской свиты; VI – базальт-андезит-риолитовой формации (D_{2_3}) улутауской свиты; VII – трахибазальт-трахириолитовой формации (C_1) березовской, греховской, кизильской свит.

ных формаций, что связано в основном с процессами магматической дифференциации [16].

Среди вулканитов ордовикско-силурийского возраста Вознесенско-Присакмарской зоны присутствуют 2 типа базальтов: 1 – низкокалийевые с низкими концентрациями U и Th (K_2O – 0.01–0.54%, U – 0.2–0.4 г/т, Th – 0.1–0.5 г/т); 2 – низко- умеренно-калийевые с повышенными концентрациями U и Th (K_2O – 0.01–0.79%, U – 0.7–1.7 г/т, Th – 0.2–2.8 г/т). Первые по приведенным геохимическим характеристикам близки к базальтам СОХ, вторые – к субконтинентальным базальтам, близким трапповой формации [17].

Вулканы бурибайского комплекса, $D_{1e'_2}$ (риолит-базальтовая формация) представлены преимущественно низкокалийевым типом пород. По геохимическим характеристикам различаются три главных геохимических типа основных и средних пород [19, 62, 63]. Первый тип базальтов, слагающий нижнюю толщу представлен натриевыми базальтами умеренно-щелочной серии с концентрациями Na_2O – 5.93–6.35%, K_2O – 0.2–0.21%, U – 0.217–0.4 г/т, Th – 0.4–0.46 г/т, Th/U – 1.15–1.8. Второй тип базальтов с количествами MgO от 6.4 до 14%, Na_2O – 1.74–5.5%, K_2O – 0.04–0.39%, U – 0.1–0.58 г/т, Th – 0.22–0.67 г/т, характеризуется ровным (толеитовым) стилем распределения РЗЭ на графике порода/хондрит, с небольшим дефицитом легких РЗЭ по сравнению со средними и тяжелыми РЗЭ. Одной из характерных черт этих базальтов, а также всей совокупности пород вулканического комплекса, является отсутствие тренда накопления железа. Эти данные позволяют отнести базальты к толеитовой магнезиальной серии, переходной к коматиит-бонинитовой петрогенетической серии. Третий тип пород представлен бонинитовыми вариолитами, ближе всего стоящими к кальциевому типу бонинитов [57]. В этих породах содержания SiO_2 варьируют в интервале 53–60%, MgO – 9.2–14%, Na_2O – 2.6–3.3%, K_2O – 0.12–0.32%, U – 0.03–0.05 г/т, Th – 0.04–0.1 г/т, Th/U – 1–2.4, достигая 20 в пробах с выщелоченным U.

Отличия от типовых бонинитов [29, 57] заключаются в повышенных количествах Na_2O , присутствии небольшого количества плагиоклаза и пониженных концентрациях MgO. В известково-щелочных базальтах (b-br₃) содержания SiO_2 варьируют в интервале 42.28–48.54%, MgO 6.71–8.73%, Na_2O – 3.16–3.6%, K_2O – 0.18–0.34%, U – 0.1–0.14 г/т, Th – 0.73–0.77 г/т, Th/U – 5.4–7.7.

Вулканы верхнетаналыкского комплекса, $D_{1e''_2}$ слагают базальт-андезит-дацит-риолитовую субформацию риолит-базальтовой формации. Выборка характеризует андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты и серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты Макан-Октябрьского рудного поля. По сравнению с бурибайским, в вулканогенных породах верхнетаналыкского комплекса концентрации K_2O , U и Th близки и повышены. Анализами установлены следующие содержания: в андезибазальтах и андезитах – K_2O – 0.63–1.2%, U – 0.2–0.7 г/т, Th – 0.0–0.8 г/т, Th/U – 0.43; в дацитах и риодацитах – K_2O – 0.06–1.67%, U – 0.3–1.5 г/т, в единичных случаях – до 3.2 г/т, Th – 0.3–2.0 г/т, Th/U – 0.2–5; в серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах – K_2O – 1.45–3.01%, U – 0.5–1.2 г/т, Th – 0.4–1.1 г/т, Th/U – 0.44–0.9. Повышенные значения отношения Th/U связаны с низкими концентрациями U, видимо, в связи с его выносом из части пород. Содержания U и Th в кремнекислых породах верхнетаналыкской свиты сопоставимы с установленными в низкокалийевых дацитах островной дуги Тонга-Кармадек [5].

Вулканогенные породы ирендыкского вулканического комплекса D_{2ef_1} представлены двумя выборками. Первая составлена из порфировых базальтов и андезибазальтов Абзелиловского района Северо-Ирендыкской зоны, вторая характеризует рудовмещающие метасоматиты и надрудные трахидациты колчеданоносного Подольского рудного поля Южно-Ирендыкской зоны. Основные породы ирендыкской свиты содержат низкие и умеренные концентрации K_2O – 0.05–1.17%, умеренные и повышенные концентрации U – 0.6–1.6 г/т и Th – 0.3–0.9 г/т, Th/U – 0.19–1.0. Повышенные концентрации

всех трех элементов обнаружены в трахидацитах сукраковской толщи (ir_3) Подольского рудного поля: K_2O – 1.7–2.9%, U – 2.17–3.7 г/т, Th – 3.3–7.4 г/т, Th/U – 1.9–2.3. Эти данные подтверждают тезис о генетической неоднородности вулканитов ирендыкской свиты и присутствии в ее составе как мантийных надсубдукционных вулканитов, так и субщелочных кислых пород, выплавленных, возможно, из метасоматически измененных ультрабазитов верхней мантии или базитов нижней коры [19].

Наиболее показательны для обсуждения проблемы генезиса теплового минимума геохимические особенности базальтов карамалыташского вулканического комплекса и его возрастных аналогов.

Вулканогенные породы карамалыташского комплекса D_2ef образуют риолит-базальтовую формацию. Аналитические данные представлены несколькими выборками, которые характеризуют базальты западного крыла Магнитогорского мегасинклиория: Абзелиловского (Юлдашево), Хайбулинского (Савельевка) районов Башкортостана и Сибайского рудного района (Карамалыташская антиклиналь, Сибайское колчеданное месторождение); базальты восточного крыла Магнитогорского мегасинклиория представлены выборками участка Муртыкты в Учалинском районе и Александринского рудного района, расположенного в южной части Учалинско-Александринской палеовулканической зоны за пределами теплового минимума.

Карамалыташский комплекс в Западно-Магнитогорской зоне (ЗМЗ), в Сибайском рудном районе состоит из трех толщ: 1 – базальтовой, сложенной диабазами, диабазовыми порфиритами и пиллоу-базальтами, переслаивающимися с яшмоидами, мощностью более 1000 м; 2 – риолит-базальтовой, рудоносной, сложенной эффузивными базальтами, базокварцевыми и кварцсодержащими дацитами, риодацитами с прослоями тефроидов и яшмоидов, мощностью 250–800 м – в Карамалыташской структуре и до 1000 м – в пределах Сибайской колчеданосной постройки; 3 – толщи гиалокластитов и шлаковидных пиллоу-базальтов мощностью 0–200 м в Карамалыташской вулканической постройке и на Сибайском месторождении.

По особенностям химизма базальты карамалыташской свиты Сибайского рудного района принадлежат к толеитовой островодужной серии, для которой характерны низкие концентрации TiO_2 (0.4–0.8%), MgO , Cr , Ni , Sr , Zr [8, 14, 55], что подтверждается и характером распределения РЗЭ, обнаруживающих небольшой дефицит легких лантаноидов.

Фигуративные точки базальтов карамалыташского комплекса одноименной антиклинали в Сибайском рудном районе ЗМЗ и Александринского рудного района ВМЗ образуют на диаграмме U – Th (рис. 4) два изолированных поля. Поле А характеризует базальты карамалыташской антиклинали: концентрации K_2O варьируют от 0.05 до 0.49, ред-

ко достигая 1.5%; U – присутствует в количествах от 0.07 г/т до 0.21 г/т, Th – от (<0.03 г/т) до 0.2 г/т, Th/U – 0.14–2.5. Намечается положительная корреляция между радиоактивными элементами и K_2O .

В эффузивных пиллоу-базальтах и гиалокластитах карамалыташского комплекса Сибайского колчеданного месторождения (пробы SY14 – SY17) [11] количества K_2O варьируют от 0.05% до 2.68%; U – от 0.09 до 0.16 г/т; Th – ниже уровня чувствительности прибора (<0.03 г/т), Th/U – 0.06–0.08. Обращают на себя внимание низкие концентрации U (0.09 г/т) и Th (<0.03 г/т) в пробе серицитизированных (K_2O – 2.68%) базальтовых гиалокластитов, свидетельствующие об отсутствии генетической связи между привнесом K_2O (серицитизация) и радиоактивных элементов, а также о выносе U и Th из пород в процессе кислотного выщелачивания и метасоматоза.

В кислых метасоматически измененных вулканитах Сибайского колчеданного месторождения [11, табл. прил. 7] содержания U варьируют от 0.11 г/т до 0.38 г/т, Th – от 0.04 до 0.37 г/т, Th/U – 0.68–0.97. Слабо обогащены Th (0.37 г/т) и U (0.38 г/т) риодациты низконатриевые (Na_2O – 0.75%) высококалиевые (K_2O – 3.18%) с повышенными содержаниями Ba (228 г/т), Zn (126 г/т) и CaO (3.5–

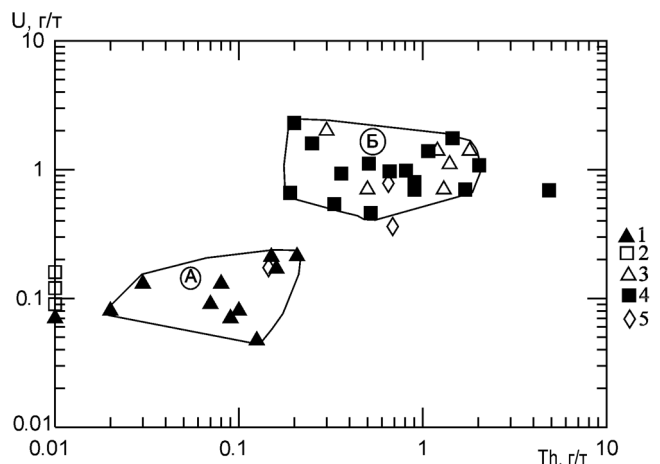


Рис. 4. Соотношения U и Th в базальтах карамалыташского (А) и александринского (Б) вулканических комплексов (оба – D_2ef), расположенных на западном и восточном бортах Магнитогорского мегасинклиория.

1 – базальты карамалыташского вулканического комплекса Карамалыташской антиклинали Сибайского рудного района Западно-Магнитогорской зоны; 2 – то же Сибайского колчеданного месторождения; 3 – то же Учалинского рудного района; 4 – базальты александринского вулканического комплекса Восточно-Магнитогорской зоны; 5 – базальты безрудных зон Юлдашевского и Савельевского участков.

5.9%), что может быть генетически связано с позднерудной сфалерит-баритовой стадией рудогенеза.

Поле Б (рис. 4), соответствующее базальтам александринского базальт-риолитового комплекса Александринского рудного района, располагается в области повышенных концентраций U и Th. Концентрации K_2O также повышены, по сравнению с предыдущей выборкой, и составляют от 0.06 до 0.66%, реже – до 2.5%. Содержания U варьируют от 0.46 г/т до 1.75 г/т; Th – от 0.2 до 4.86 г/т, Th/U – 0.15–1.88. Корреляционные зависимости нечёткие, хотя очевидно, что наиболее высокие концентрации Th увязываются с повышенными содержаниями K_2O . Следует также отметить, что для всех вулканитов александринского комплекса отмечается известково-щелочной уклон [20, 50], а часть вулканитов принадлежит к умеренно-щелочной серии.

В базальтах участка Муртыкты (золоторудные месторождения Муртыкты и Икдавят) разброс значений рассматриваемых элементов также широк (K_2O – 0.06–1.46%; U – 0.7–2.0 г/т; Th – 0.3–1.8 г/т, Th/U – 0.15–1.86), что, скорее всего, связано с рудогенными гидротермально-метасоматическими преобразованиями.

Рудовмещающие метасоматиты участка Муртыкты (K_2O – 1.85–2.19%, U – 1.1–1.4 г/т, Th – 1.2–1.4 г/т) и Александринского рудного поля (K_2O – 2.04–2.45%, U – 1.0–1.1 г/т, Th – 1.4–1.5 г/т) близки между собою, несмотря на то, что на участке Муртыкты метасоматиты образовались по базальтам, а на Александринском участке – по кремнекислым породам.

Вулканиты D_{2-3} улутауской и колтубанской свит и их возрастных аналогов [41] принадлежат базальт-андезит-дацит-риолитовой и базальт-андезитобазальтовой формациям. Установлены следующие (средние арифметические) содержания элементов в различных типах пород: в базальтах: K_2O – 0.7%, U – 0.6 г/т, Th – 0.3 г/т; в андезито-дацитах: K_2O – 1.2%, U – 1.9 г/т, Th – 9 г/т, Th/U – 4.7; в кремнекислых породах: K_2O – 1.6–2.9%, U – 2.9–3.4 г/т, Th – 11–12 г/т, Th/U – 3.5–3.8. Очевидны повышенные концентрации K_2O , U, Th в вулканитах D_{2-3} по сравнению со всеми предыдущими более древними формациями, кроме трахидацитов сукаровской толщи ирендыкской свиты (ir_5) Подольского рудного поля. Последние характеризуются пониженными концентрациями Th и близкими с вулканитами D_{2-3} концентрациями U.

Вулканогенные и вулcano-плутонические комплексы C_1 завершают латерально-возрастной ряд вулканогенных формаций Магнитогорского мега-синклинория.

В нижнекаменноугольное время в условиях отмирания Магнитогорской островной дуги вследствие прекращения субдукции под ней, заклинивания и разрыва субдукционной плиты, формировались вулканиты рифтогенного типа в ассо-

циации с терригенными и карбонатными толщами. Вулканиты с повышенной щелочностью явно преобладают, в меньшем количестве присутствуют базальты толеитовой серии [39, 52, 56]. Последние преобладают в Западно-Магнитогорской зоне (Худолазовская синклиналь, Сибайское колчеданное месторождение) в дайковой субвулканической фации [34, 39]. Существование на западном крыле Магнитогорской синформы диабазовых субвулканических комплексов толеитовой серии является аргументом в пользу генетической автономности последней.

По мнению Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [56], излияния субщелочных и толеитовых базальтов начинались синхронно. Однако главные выходы умереннотитанистых толеитов сосредоточены в Западно- и Центрально-Магнитогорской зонах, а субщелочные базальты преобладают в Центрально- и Восточно-Магнитогорской зонах и в восточном обрамлении Восточно-Уральского микроконтинента.

Толеитовые базальты, формировавшиеся в начале карбона, принадлежат натровому и калий-натровому типам. По сравнению с толеитами Сибирской трапповой провинции и в частности с Норильской серией [1], они характеризуются близкими содержаниями TiO_2 (1.2–2.2%), ΣFeO , Sr, Nb, Yb, повышенными – Al_2O_3 , Na_2O , P_2O_5 , пониженными концентрациями Cr, Ni, Co, Zr. От предшествующих островодужных базальтов верхнедевонской известково-щелочной серии толеиты нижнего карбона отличаются пониженными количествами K_2O , Rb, Nb, Cr, Co, Ni и повышенными – TiO_2 , Al_2O_3 , Yb. Содержания Zr близки. В составе субщелочной серии Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [56] выделяют ряд пород: базанит–гавайит–муджиерит–бенморейт–трахидацит–трахириолит. Названные авторы подчеркивают, что общее повышение щелочности произошло исключительно за счет натрия.

Наиважнейшей особенностью приведенного ряда является присутствие базанитов (SiO_2 – 37–43%, MgO – 5.83–9.36%, Na_2O – 2.46–4.75%, K_2O – 1.48–2.61%). Для базанитов характерны высокие концентрации Rb (39–73), Sr (229–484), Zr (263–550), Y (23–38), Nb (33–91 г/т), пониженные – Cr (30–230), Ni (11–23), Co (19–32 г/т). В гавайитах Rb варьирует в широких пределах: 3–19 г/т, более высокие, по сравнению с базальтами концентрации Cr, Ni, Co, сохраняются повышенные содержания Zr, Y, Nb. Для субщелочных основных пород характерны высокие концентрации TiO_2 (1.9–3.63%), высокие суммы РЗЭ, повышенные концентрации всего ряда РЗЭ, высокие значения отношений La/Yb (4.5–24.2).

В кремнекислых породах сохраняются высокие содержания крупноионных (K_2O , Rb, Sr) и высокозарядных (Zr, Y, Nb) элементов, умеренные и повышенные концентрации Cr, низкие – Ni, Co [20].

При близости концентраций K_2O , U, Th в вулканитах C_1 и D_{2-3} и частичном перекрытии полей фи-

гуративных точек все же достаточно четко обнаруживается тенденция к повышению количеств этих элементов в вулканогенных породах C_1 (рис. 3). В геодинамическом аспекте это связано с “заклиниванием” зоны Беньофа, отрывом нижней части слэба [20] и дальнейшей консолидацией и возрастанием мощности земной коры [18]. Для нижнекаменноугольных пород установлены следующие концентрации K_2O , U и Th – в базальтах и габброидах: K_2O – 0.13–1.78%, U – 0.4–1.6 г/т, Th – 1.0–4.9 г/т, Th/U – 5–5.7; в трахитах: K_2O – 0.8–7.9%, U – 0.8–2.4 г/т, Th – 3–13 г/т Th/U – 3.75–5.4; в трахидацитах и трахириолитах: K_2O – 3.1–4.7%, U – 0.6–6.2 г/т, Th – 2–16 г/т, Th/U – 0.74–13.3.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОКОЛОРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Характер распределения K_2O , U и Th в околорудных метасоматитах отличается своеобразием. Содержания U в них не превышают 1.5 г/т, а Th – 1.4 г/т при концентрациях K_2O , достигающих 2.8–3.0%, что обычно для полностью замещенных пород. Весьма показательна близость содержаний K, U, Th в апобазальтовых (участок Муртыкты) и аподацитовых (Александринское рудное поле) метасоматитах. В целом, концентрации U и Th в околорудных метасоматитах имеют пониженные значения. Размах колебаний Th от 0.4 до 1.5 г/т возможно указывает на некоторый вынос этого элемента при метасоматозе. Метасоматиты и рудовмещающие серицитизированные дациты Макан-Октябрьского рудного поля имеют характер распределения концентраций радиоактивных элементов, свидетельствующий о возникновении при гидротермально-метасоматических процессах отрицательной корреляционной связи между U и Th. Резко пониженные содержания U и Th, меньше, чем в серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах, обнаружены в пропилитизированных подрудных андезибазальтах Октябрьского месторождения (U – 0.2–0.7 г/т, Th – н/о – 0.3 г/т), что указывает на частичный вынос радиоактивных элементов из подрудных пропилитов.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ

Магнитогорский мегасинклиний или Магнитогорский палеовулканический пояс [44] представляет собой, с точки зрения генезиса, слабо деформированный, потому хорошо сохранившийся фрагмент Магнитогорской островной дуги, активно развивавшейся с раннего до позднего девона. Подчиненное значение имеют ордовик-силурийские вулканы океанической стадии, залегающие в виде фрагментов в Вознесенско-Присакмарской зоне серпентинитового меланжа и вулканогенно-осадочно-карбонатные толщи каменноугольного возраста коллизионной стадии.

Площадь теплового минимума охватывает область островодужного вулканизма верхнеэмского, эйфельского, отчасти, живетского, верхнедевонского и раннекаменноугольного возраста. Низкие концентрации U и Th в вулканиках бурибайского (D_{1e2}) комплекса обусловлены деплетированным характером ультрабазитов мантийного клина [19, 62, 63]. Возрастание же количества радиоактивных элементов в вулканогенных породах вышележащего верхнетаналыкского (D_{1e2}) комплекса может быть связано с метасоматическим обогащением литофильными элементами фрагмента мантии – источника выплавляющихся магм верхнетаналыкского комплекса. Процессы выплавления магм вели к обеднению ультрабазитового вещества мантии литофильными несовместимыми элементами, а также и некоторыми совместимыми элементами (Cr, Ni, Co) [49]. Именно этим явлением может быть объяснено появление толеитовых островодужных вулканитов в Южно-Ирендыкском вулканическом комплексе (в третьей – базальт-риодацитов и в пятой – гадиловской толщах), а затем, позднее, – в огромных объемах этих пород в эйфельское время в составе карамалыташского вулканического комплекса в Сибайском, Учалинском и Верхнеуральском рудных районах. По мнению А.Д. Сондерса и Дж. Тарни [49] толеитовые островодужные базальты с низкими концентрациями K, Rb, Cs, U, Th, ЛРЗЭ, амфотерных и некоторых когерентных (Cr, Ni, Co) элементов могли возникнуть в связи с повторным плавлением мантийного субстрата в зонах задугового или внутридугового спрединга.

Важнейшее значение в выносе литофильных (включая и радиоактивные) элементов имели гидротермально-метасоматические процессы, которые продолжались в течение тысяч лет, а возможно и более длительных, вплоть до миллиона лет, отрезков времени.

Сведения об энергичном выносе урана и тория в процессе дегазации магм содержатся в работах по активным вулканам Камчатки [27]. Оказалось, что для возгонов и измененных газами вулканитов характерны низкие содержания U и Th, близкие к содержаниям в исходных базальтах. Максимальные содержания U (0.25 г/т) и Th (0.28 г/т) наблюдались в высокотемпературных (700°C) возгонах-фторидах; более низкие концентрации радиоактивных элементов свойственны низкотемпературным сульфатам и хлоридам. Повышенные концентрации K_2O (до 4.6%), Pb (0.34–1%), U (до 15 г/т) и Th (до 50 г/т) обнаружены в медном рудопоявлении Большого Трещинного Толбачинского извержения [27].

Низкие концентрации Th (до 0.04 г/т) обнаружены во вмещающих Сибайское месторождение окварцованных натриевых низкокальциевых измененных кислых породах с содержаниями SiO_2 – 75.4–82.6%, Na_2O – 4.57–5.65%, K_2O – от количеств, ниже чувствительности прибора, до <0.03–

0.58%, Th – 0.04–0.23 г/т, U – 0.11–0.14 г/т, Ba – 17–59 г/т. В серицитизированных породах околорудной метасоматической колонки (K_2O – 3.18–3.45%, Na_2O – 0.34–0.75%) обнаружены более высокие концентрации U (0.27–0.38 г/т), Th (0.21–0.37 г/т) и Ba (193–228 г/т), которые заметно превышают содержания перечисленных микроэлементов в аналогичных по кислотности вулканитах безрудной Карамалыташской антиклинали (табл. 1). Приведенные данные свидетельствуют о том, что формирование серицит-хлорит-кварцевых пород сопровождалось небольшим привнесом K, U, Th и Ba при одновременном разложении плагиоклазов и выносе Na. В зоне частичных изменений, где происходило окварцевание (и гематитизация?), установлен привнос Si и Na в сочетании с одновременным частичным выносом U, Th, Ba, K.

Гидротермальная деятельность в подводных колчеданообразующих рудно-магматических системах проявляется в интервале температур 400–50°C. Оруденение колчеданных месторождений Урала формируется в несколько стадий. Последовательность формирования рудных тел колчеданных месторождений в Баймакском районе от начальных к конечным стадиям (от зоны А к зоне С) рассмотрена В.А. Масленниковым [24]. Эволюция температурного режима в зоне А: пирит (<80°C)–ангидрит (<160°C)–марказит (<210°C); в зоне В: халькопирит (230°C)–изокубанит (350°C); в зоне С: марказит (210°C)–кварц (126–280°C)–барит (110–200°C), фиксирует прогрессивную и регрессивную ветви, связанные с температурой гидротерм.

Н.А. Андриянова и др. [25] делают вывод, что для нижних частей месторождений Уральского типа, где проявилось пирротиновая минерализация (Узельгинское, Сибайское) характерны устойчиво повышенные температуры (до 350°C); для наложенных минеральных ассоциаций с галенитом и тенантитом отмечены еще более высокие температуры (до 380–460°C).

На ранних этапах гидротермально-метасоматических преобразований вулканогенных пород колчеданоносных рудно-магматических систем формируются минералы смектитовой фации [22, 23]. Наибольшим распространением пользуются смектиты, гидрослюда, хлорит, смешанно-слоистый хлорит-монтмориллонит, на глубине отмечается присутствие эпидота, актинолита. В ореолах кипрских колчеданных месторождений [61] наряду с перечисленными, присутствуют гидротермальные ассоциации вторичных минералов – хлорит, кварц, сепиолит, кальцит, кристобалит, гейландит, барит, сульфидные минералы, главным образом, пирит. В процессе вторичных преобразований минералы смектитовой фации дегидратируются и превращаются в характерную для древних уральских колчеданных месторождений ассоциацию вторичных минералов серицит-хлорит-кварцевой и

пропилитовой формаций. На некоторых месторождениях сохраняются реликты ранних минеральных ассоциаций [23, 51].

В процессе дегидратации гидрослюд возникают более крупночешуйчатые агрегаты серицита и мусковита. При этом содержания радиоактивных элементов уменьшаются [32] в результате перераспределения, иногда формирования самостоятельных минеральных фаз и частичного выноса. Аналогично гидрослюдам, серицитам, мусковитам ведут себя хлориты, эпидоты и даже пирит. Во всех перечисленных минералах собирательная перекристаллизация и укрупнение агрегатов или зерен минералов ведут к понижению концентраций в них U и Th [31]. В той же работе со ссылкой на многочисленные неопубликованные материалы отмечается, что на урановых месторождениях высокой ураноносностью отличается только ранний мелкокрупный пирит березитов, тогда как более крупнокристаллический пирит стадии пиритизации (оторочек рудных тел) не сопровождается накоплением урана.

На Южном Урале ранее были изучены латеральные вариации концентраций K_2O , Ti, Zr для вулканогенных пород O-S-D₁₋₃ и C₁ возраста [4, 8, 13, 18, 39, 45, 55]. Были установлены повышенные содержания K_2O , Zr, Ti в вулканитах девонского возраста Восточно-Уральского палеовулканического пояса по сравнению с Магнитогорским. Вышеприведенные сведения об особенностях распределения K_2O , U, Th в ряду вулканогенных формаций от ордовика до верхнего девона подтверждают прежние геодинамические выводы и позволяют уточнить некоторые положения. Данные о распределении U и Th, также как и Zr и Ti, ценны тем, что при вторичных процессах эти элементы, особенно Th, ведут себя более инертно, в отличие от очень подвижного K.

В процессе геологического развития Южного Урала и Магнитогорского мегасинклинория, в частности, химизм исходных магм и концентрации в вулканитах элементов с большим ионным радиусом контролировались геодинамическими обстановками. На стадии континентального и океанического рифтогенеза содержания K, U, Th определялись положением и энергетическими возможностями поднимающегося мантийного диапира. На островодужной стадии важное значение приобретала зона Бенъофа восточного падения, а на коллизионной стадии – все возрастающая степень консолидированности земной коры и подток флюидов в “окно” разорванного слэба [15, 20]. При этом зона магмообразования из мантийного надсубдукционного клина распространялась вверх, в область нижней “базальтовой” коры, образуя в верхней части коры вертикальные гирлянды магматических очагов.

По классификации А.А. Смыслова и др. [48] Урал относится к группе слабо дифференцированных радиогеохимических провинций. Однако в рамках этой группы на Южном Урале следу-

ет выделять формации с низкими концентрациями радиоактивных элементов ($U - 0.07-1.6$ г/т, $Th - 0.2-0.9$ г/т) и низкими величинами Th/U ($0.14-2.5$), к которым относятся колчеданосные формации (бурибайский, карамалыташский вулканические комплексы) толеитовой, островодужной и бонинитовой петрогенетических серий. Ко второй группе формаций с повышенными концентрациями U и Th ($U - 0.8-6.2$ г/т; $Th - 2-16$ г/т; $Th/U - 0.74-13$), относятся толщи известково-щелочной серии безрудных зон (третья толща бурибайского комплекса, $b-br_3$), сукраковская трахидацитовая толща ирендыкского комплекса (ir_s), базальт-трахириолитовая формация раннекаменноугольного возраста субщелочной петрогенетической серии.

По профилю “Урсейс-95” тепловой минимум имеет ширину около 50 км и располагается между Аблязовским и Восточно-Ирендыкским разломами крутого западного падения по интерпретации С.Е. Знаменского [12, 36].

На геологическом разрезе (рис. 2), составленном по геологическим и сейсмическим материалам [12], видно, что тепловой минимум совпадает с центральной, несколько сдвинутой на запад частью Магнитогорской синформы, обладающей максимальными мощностями офиолитового базит-гипербазитового комплекса, превышающими 20 км. Базальты последнего, как это показано выше, имеют низкие концентрации радиоактивных элементов, а концентрации U и Th в серпентинизированных ультрабазитах имеют ультранизкие значения (ниже чувствительности приборов).

Восточная и западная границы теплового минимума заметно смещены от краевых зон к центру Магнитогорской синформы. Это может быть связано с массами относительно кислых магматических и метаморфических пород Центрально-Уральского и Восточно-Уральского поднятий, которые имеют повышенные концентрации радиоактивных элементов и тектонически подстилают Магнитогорскую синформу, погружаясь под нее.

По предположению С.Е. Знаменского [12] интрузивно-метаморфические комплексы Восточно-Уральского поднятия могут располагаться под всей Восточно-Магнитогорской зоной. Модельные расчеты по гравиметрическим данным показывают, что породы с пониженной плотностью ($2.8-2.82$) погружаются под Магнитогорскую синформу и с запада и с востока [58, 59].

Одним из факторов, определяющих положение восточной границы теплового минимума, могут быть проявления каменноугольного вулканизма. По последним данным [20, 33, 53, 56] продукты каменноугольного вулканизма по составу имеют зональный характер. На западе в Западно-Магнитогорской зоне формируются габбро-диабазовые интрузивные комплексы [34, 40] толеитовой серии с признаками перехода от траппоидов к островодужным толеитам

[20]. В то же время в Восточно-Магнитогорской и Центральном-Магнитогорской зонах извергались эффузивные базальты и трахибазальты высокотитанистые, имеющие геохимические характеристики континентальных внутриплитных базальтов [20, 33]. Выплавление внутриплитных базальтов может быть связано с разрывом слэба и поступлением в “окно” субдуцирующей плиты астеносферного материала под субдукционной мантии. К такому же выводу пришел и В.В. Холоднов [53] на основе анализа геохимических особенностей интрузивных пород каменноугольного возраста. По сведениям того же автора, с разрывом слэба связан не только каменноугольный магматизм, но и железорудная минерализация Магнитогорского рудного района.

ВЫВОДЫ

1. Минимум современного теплового потока на Южном Урале совпадает с площадью развития колчеданосных и железорудных вулканогенных формаций раннедевонско-эйфельского и верхнедевонско-раннекаменноугольного возраста. Большие объемы колчеданных руд этой площади, составляющие около 80% запасов всего Урала, свидетельствуют об огромных энергетических затратах и высоких значениях древнего теплового потока.

2. В период древнего вулканизма на площади современного минимума теплового потока формировались надсубдукционные вулканические комплексы с островодужными геохимическими характеристиками и большими объемами вулканитов базальтового, а иногда и риолитового состава ранних этапов малых вулканических циклов. Рудоносные вулканические сооружения с рудовмещающими метасоматитами разбиты разновозрастными, от синвулканических до коллизионных, разломами, содержащими многочисленные дайки базальтового и более кислого состава, свидетельствующие о глубинном характере этих магмовыводящих зон, связанных с нижней корой и верхней мантией.

3. Вынос магматического вещества, сопровождаемого флюидной фазой, в значительной мере касался и радиоактивных элементов. Обедненный ураном, торием и другими литофильными элементами мантийный субстрат, в сочетании с выносом этих элементов расплавами и флюидами из зон мамообразования, а также выщелачивание и вынос их из окорудных метасоматитов, определили истощенный характер рудно-магматических систем, наиболее продуктивных на колчеданное и магнетитовое оруденение.

4. Активный вулканизм и длительная, распространенная на огромной площади гидротермальная деятельность привели к существенному выносу радиоактивных элементов и истощению теплогенерирующих ресурсов мантийно-коровых зон, залегающих на глубине в области минимума теплового потока.

5. Восточная граница минимума теплового потока скорее всего связана с областью разрыва слэба в раннем карбоне и подтоком в окно подсубдукционного вещества, в связи с которым сформировалось Магнитогорское железорудное месторождение [53] и высокотитанистые базальты Центрально-Восточно-Магнитогорской зоны, обладающие вну-триплитными характеристиками [20, 33].

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы "Поволжье", рег. 40/43-П, договор № 08–05–97005 и программы № 2 ОНЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.А. К геохимии инициальных стадий базальтового вулканизма // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 49–69.
2. Альмуханбетов Д.А. Электромагнитное зондирование в Казахстане. Алма-Ата: Наука, 1972. 211 с.
3. Белевцев Я.Н., Комаров А.Н. Уран в метаморфических породах и процессах // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 133–140.
4. Бобохов А.С. Эндогенная динамическая система Южно-уральской палеоостровной дуги. М.: Наука, 1991. 181 с.
5. Брайан У.Б. Низкокальциевые дациты островной дуги Тонга–Кермадек: петрография, химизм, петрогенезис // Трондемиды, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 418–432.
6. Булашевич Ю.П. Информативность геотермии при изучении земной коры Уральской эвгеосинклинали // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 8. С. 76–83.
7. Булашевич Ю.П., Щапов В.А. Геотермические особенности Уральской геосинклинали // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 3. С. 715–718.
8. Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
9. Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала. М.: Наука, 2005. 189 с.
10. Голованова И.В., Пучков В.Н., Сальманова Р.Ю., Демежко Д.Ю. Новый вариант карты теплового потока Урала, построенный с учетом влияния палеоклимата // Докл. АН. 2008. Т. 422. № 3. С. 394–397.
11. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. 315 с.
12. Знаменский С.Е., Пучков В.Н., Косарев А.М., Светлакова А.Н. Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 154–164.
13. Косарев А.М. Петрохимические и геохимические особенности базальтов Южного Урала и их значение для металлогенетических построений // Металлогения Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1986. С. 47–63.
14. Косарев А.М. Петрохимические и геохимические особенности вулканитов карамалыташской свиты // Геологический сборник № 3. Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 130–140.
15. Косарев А.М. Вулканогенные формации Магнитогорской мегазоны: колчеданосность и геодинамика // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Мат-лы междунауд. науч. конф. Екатеринбург. 2007. С. 255–259.
16. Косарев А.М., Голованова И.В., Селезнёва Г.В. Кальций, уран и торий в вулканитах ордовикско-нижнекаменноугольного формационного ряда в Магнитогорском мегасинклинории // Геологический сборник. № 1. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000. С. 88–92.
17. Косарев А.М., Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Родичева З.И. Особенности химизма вулканитов Вознесенско-Присакмарской зоны // Геологический сборник № 3. Информационные материалы. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 152–161.
18. Косарев А.М., Пучков В.Н. Особенности распределения К, Ti и Zr в силурийско-каменноугольных формациях Южного Урала в связи с поведением палеозойской зоны субдукции // Ежегодник–1997 Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 186–191.
19. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. № 4. 2005. С. 22–42.
20. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
21. Краснобаева А.Г. Применение магнитотеллурических и магнитовариационных методов для изучения строения земной коры и верхней мантии на Среднем Урале. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук: Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1971. 23 с.
22. Курносов В.В. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения. М.: Наука, 1986. 252 с.
23. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 347 с.
24. Масленников В.В. Литогенез и колчеданообразование. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. 384 с.
25. Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования / В.А. Прокин, И.Б. Серавкин, Ф.П. Буслаев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 307 с.
26. Мосейчук В.М., Меньшиков Ю.П., Кашибина Т.В. и др. Результаты сейсмотомографической обработки данных ГСЗ по профилю Уралсейс // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 120–127.
27. Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1983. 167 с.
28. Петров А.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К. и др. Использование компьютерной технологии "КОСКАД-ГЕОТРАВЕРС" для обработки геофизических материалов СГ-ОГТ. // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 70–78.
29. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. 335 с.
30. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 237 с.

31. Плющев Е.В. Уран и торий при гидротермальном метаморфизме пород // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 161–166.
32. Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1985. 247 с.
33. Правикова Н.В. Раннекаменноугольный вулканизм Южного Урала. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2006. 24 с.
34. Пиеничный Г.Н., Шигарев В.Г., Кулагина М.А. Дайки Сибайского колчеданного месторождения, их петрография, петрохимия и возрастные взаимоотношения (Южный Урал) // Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала. Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 13. Уфа, 1971. С. 120–144.
35. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, 2000. 146 с.
36. Пучков В.Н., Косарев А.М., Знаменский С.Е. и др. Геологическая интерпретация комплексного сейсмического профиля УРСЕЙС-95 // Геологический сборник. № 2. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 3–28.
37. Романов В.А. Тектоника Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БФАН СССР, 1985. 112 с.
38. Рихтер Я.А. Палеозойский вулканизм и геодинамика Южного Урала. Саратов: Саратовский госуниверситет, 2008. 128 с.
39. Салихов Д.Н. Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклинория: Дисс. ... д-ра геол.-мин. наук в форме научн. докл. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 85 с.
40. Салихов Д.Н., Пиеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. – Уфа: БФАН СССР, 1984. 112 с.
41. Салтыков В.Ф., Рихтер Я.А. Сравнительный анализ поведения радиоактивных элементов в магматических формациях Южного Урала // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 121–125.
42. Сальников В.Е. Геотермический режим Южного Урала. М.: Наука, 1984. 88 с.
43. Сальников В.Е., Огаринов И.С. Зона аномально низких тепловых потоков на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 6. С. 1456–1459.
44. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
45. Серавкин И.Б. Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–47.
46. Серавкин И.Б. Вулканогенные колчеданные месторождения Южного Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 638–669.
47. Серавкин И.Б., Цветкова А.А. Строение Магнитогорского мегасинклинория в свете палеовулканологических реконструкций и геофизических данных // Вулканизм и рудообразование Урала. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1982. С. 19–32.
48. Смыслов А.А., Титов В.К., Шор Г.М. Принципы радиогеохимического районирования складчатых и платформенных областей земной коры // Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука. 1975. С. 204–208.
49. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М: Мир. 1987. С. 102–133.
50. Сурин Т.Н. Петрология и геохимия вулканитов раннеживетской базальт-риолитовой колчеданосной формации (Южный Урал). Препринт. Уфа: УфНЦ РАН. 1993. 45 с.
51. Тимергазина А.К. Околорудные изменения и геологические условия формирования эвгеосинклинали месторождений меди Ирландской структурно-формационной зоны Южного Урала. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1983. 21 с.
52. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинали вулканизма (на примере восточного склона Южного Урала). М.: МГУ, 1977. 266 с.
53. Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д. Режим галогенов и эволюция крупных железоносных рудно-магматических центров в условиях надсубдукционного рифтогенеза (Магнитогорская мегазона, Южный Урал) // Эндогенное оруденение в подвижных поясах (XIII Чтения памяти А.Н. Заварицкого). Матлы междунар. науч. конф. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 79–84.
54. Хуторской М.Д. Тепловой поток, модель строения и эволюция литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана // Геотектоника. 1985. №3. С. 50–61.
55. Язева Р.Г. Геохимические критерии для формационного анализа меденосных комплексов Уральской эвгеосинклинали. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 64 с.
56. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 203 с.
57. Crawford A.J., Fallon T.J., Green D.H. Boninites. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites. London, 1980. P. 1–49.
58. Dering J., Gotze H.-J., Kaban M.K. Preliminary study of the gravity field of the Southern Urals along the URSEIS-95 seismic profile // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 49–62.
59. Kimbell G. S., Ayala C., Gerdes A. et al. Insights into the architecture and evolution of the Southern and Middle Urals from gravity and magnetic data // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 132. 2002. P. 49–65.
60. Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V. et al. Low geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or paleoclimate? // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 63–85.
61. Kurnosov V.B., Robinson P.T., Chudaev O.V. et al. Secondary minerals in the CCSP Drill Holes CY-2 and CY-2a, Agropkipia, Cyprus / Cyprus crustal study project: Initial report, holes CY-2 and 2a. Energy, Mines and Resources Canada, 1987. P. 69–78.
62. Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A. et al. Arc-continent collision in the Southern Urals: Petrogenetic aspects of the Forearc-arc Complex // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 132. 2002. P. 101–134.
63. Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magitogorsk zone, Southern Urals). // Ofioliti. 1998. V. 23. № 1. P. 17–36.

Рецензент О.Н. Грязнов

Potassium, uranium and thorium distribution in the South Urals volcanites in connection with the problem of negative heat anomaly genesis

A. M. Kosarev, I. V. Golovanova, G. T. Shafigullina

Institute of Geology, Ufa Research Centre of RAS

There are ground water circulation, paleoclimate and low heat generation in Earth crust of the Urals as the possible factors controlling negative heat anomaly which is instrumentally tracked on the South and Middle Urals. Geophysical and petrological-geochemical researches which were carried out for last 15 years allow estimating reasons of anomaly low heat generation and its connection with tectonic processes, volcanism and ore formation. An analysis of K_2O , U and Th contents had been done for basalts (and lesser for intermediate and acid volcanics) of the Ordovician, Silurian, Devonian and Lower Carboniferous section with the aim of their better geodynamic interpretation. Minimum of heat flow on South Ural coincides with area of development of Early Devonian–Eifel–Givetian and Late Devonian–Early Carboniferous volcanogenic formations bearing massive sulfide and ferrolite. Low heat generation of this area connected with depletion character of mantle substratum and carrying out radioactive elements during the process of intensive volcanic and hydrothermal activity which are formed numerous pyrite and ferrolite deposits. This processes are connected with subduction and magma formation in a suprasubduction mantle wedge. So the negative heat anomaly's fields can be considered as perspective areas for discovery new pyrites' and ferrolite bearing deposits.

Key words: heat anomaly, radioactive elements, geochemistry, subduction, island arc, volcanic complexes, pyrites' and ferrolite bearing deposits.