

## КОНФОРМНЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ МЯГКОЙ КОЛЛИЗИИ МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

В вулcano-терригенных разрезах палеозоя Магнитогорской мегазоны известны два типа интрузивных тел основного состава. Одни из них представлены трещинными интрузиями, образующими линейные зоны из множества мелких залежей и даек, примером которых служит Худолазовский комплекс, секущий одноименную синклираль по диагонали [Салихов, Пшеничный, 1984]. Другие представлены конформными залежами габброидов, обрамляющими синклиральные структуры (мульды). К ним относятся Утлыкташский комплекс, отдельные залежи которого как бы облекают Имангуловскую мульду, и интрузивные тела Басаевского комплекса, окаймляющие худолазовскую мульду. Иногда такие конформные тела представлены лишь фрагментами комплексов, например, конформные интрузивы развиты на северном замыкании Верхнеуральской синклинали или образуют комплекс конформных залежей, контролируемых широтными и меридиональными тектоническими зонами на северном замыкании Уртазымской синклинальной структуры.

Контроль размещения конформных интрузивов крыльями синклинальных структур, по-видимому, отражает тесную взаимосвязь их формирования с внедрением базитовых расплавов и становления конформных залежей в обстановке столкновения «островная дуга – континент». Ясно, что тектоническая обстановка этого времени определялась сжатием умеренного напряжения, следствием которого явились обширные мульды с относительно пологими бортами. Именно в бортовых частях современных мульд по крутопадающим разрывным нарушениям происходила реализация напряжений сжатия. В обстановке сжатия проявлялась и сдвиговая составляющая, благодаря чему формировались полости отслоения в близповерхностных осадках, представленных переслаиванием терригенных, глинистых и кремнистых пород. Эти полости отслоения заполнялись магматическим расплавом, формируя лополиты, лакколиты и пластовые тела, конформные с вмещающими их осадками. На более глубоких уровнях в обстановке всестороннего давления сдвиговая составляющая определяла формирование зон дробления или транспортные пути для продвижения магматического расплава из мантийного уровня. Конформные тела размещаются на крыльях синклинальных структур, подчеркивая тем самым тектоническую мобильность этих частей мульд и глубокое их заложение, поскольку они соответствуют транспортным зонам магматических

расплавов и местам их консолидации. Конформные тела, окаймляющие синклиральные мульды, объединяются, как было отмечено выше в комплексы.

Нами изучено четыре таких комплекса с севера на юг:

— Утлыкташский комплекс окаймляет Имангуловскую синклираль и представлен несколькими залежами, среди которых получили известность одноименный Утлыкташский лополит [Салихов, 1971] и пластовые безымянные тела западного крыла Имангуловской синклинали (рис. 1);

— Верхнеуральский габброидный комплекс с пластовыми залежами сс. Наурузово, Москово, Гривцев Лог и другими, обрамляющими северную часть Верхнеуральской синклинали (рис. 1);

— Басаевский габброидный комплекс с известной меридиональной пластовой залежью Маха, широтным телом с. Тепяково и др., обрамляющими Худолазовскую синклираль (рис. 2);

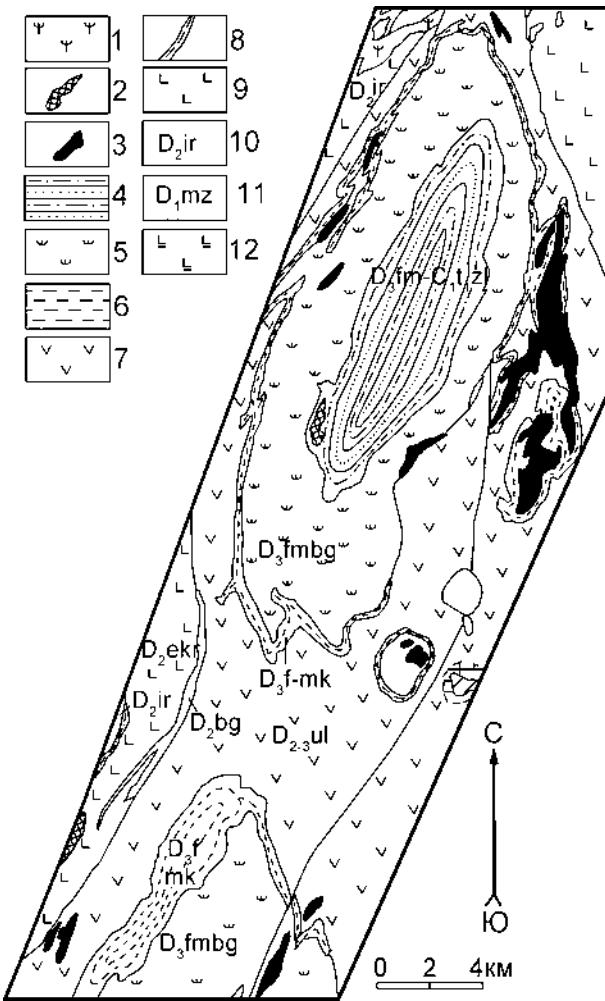
— Файзуллинский комплекс [Сопко, Салихов, 1969] лакколитов южного продолжения Сибайской структуры (рис. 3).

Во всех названных комплексах количество петрографических разновидностей пород невелико и представлены они габбро-норитами, габбро и габбро-долеритами. Визуальные различия пород чаще всего связаны со структурами и степенью вторичных изменений. Есть отличия, связанные с фракционированием в камерах интрузивных залежей: так, количество полевого шпата варьирует в породе от 30 до 65%.

Наиболее свежие малоизмененные породы, отвечающие габбро-норитам, присутствуют в массиве Шугур Файзуллинского комплекса. Они сложены крупными таблитчатыми кристаллами моноклинного пироксена, размером 1–3 мм, ромбическим пироксеном призматической и таблитчатой формы (0,2–1,5 мм), призматическими кристаллами плагиоклаза, размером 0,2–3,5 мм, в среднем — 1,5–2,5 мм (просмотр и петрографическое описание шлифов выполнено И.А. Самсоновой).

Плагиоклаз в породе составляет около 35%, сдвойникован, отвечает андезину 40–50, но зонален. Соссюритизирован в центре, к периферии переходит в массу зеленоватого тончайшего хлорита, альбита, кварца и актинолита.

Моноклинный пироксен (авгит) составляет 15–25%, бесцветен с кремово-розоватым оттенком,  $C:Ng = 40^\circ$ , характерно пятнистое погасание, совершенная спайность, сдвойникован, двулучепрелом-



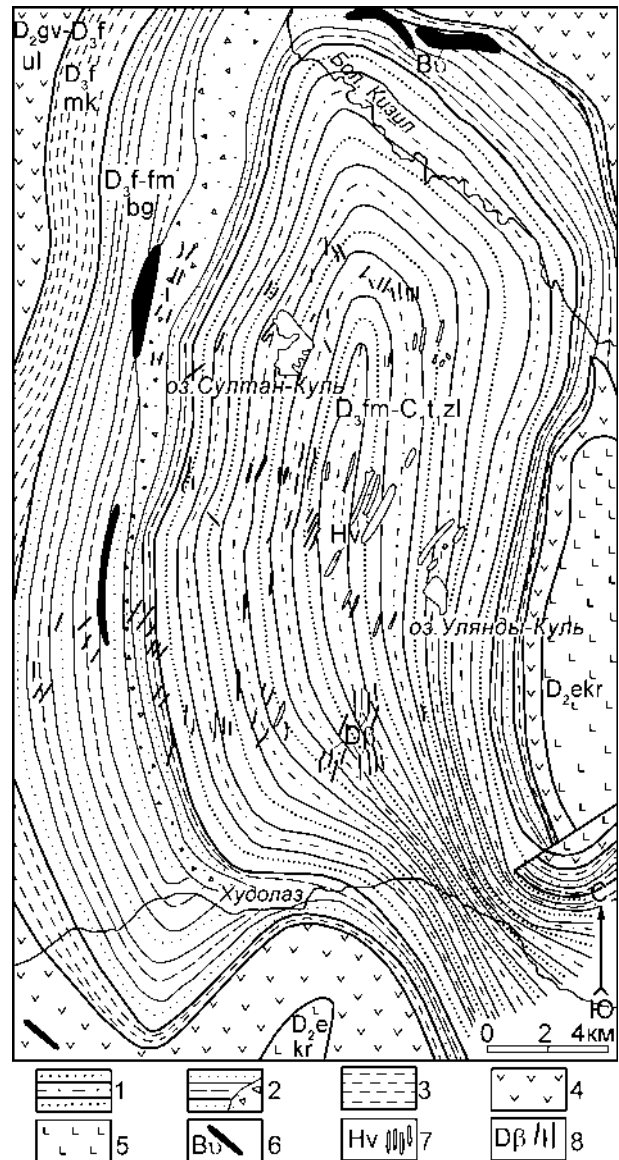
**Рис. 1.** Геологическая карта Имангуловской и северной части Верхне-Уральской мульд

**Условные обозначения:** 1 — гипербазиты; 2 — габброидные массивы дискордантные; 3 — габброиды конформных залежей; 4 — зилайрская свита; 5 — бугодакская свита; 6 — мукасовская свита; 7 — улутауская свита; 8 — бугулыгырский горизонт; 9 — карамальташская свита; 10 — ирендькская свита; 11 — мазовская свита; 12 — поляковская свита

ление 0,023, двусный положительный. Содержит серпентинизированные нацело включения округлой формы.

Ромбический пироксен бесцветен, обладает бледно-розовым оттенком, совершенной спайностью в одном направлении, прямым погасанием. В некоторых зернах наблюдается плеохроизм: по  $N_p$  — бледно-розовый, по  $N_g$  — бледно-зеленый. Двухлучепреломление 0,012.  $2V(-)$ . По кристаллооптическим константам отвечает гиперстену. Содержание его в породе в неизменном виде 6–7%, с учетом серпентинизации — около 35%.

Порода содержит вкрапленность рудного минерала в количестве 3–4%, размером 0,05–0,5 мм,

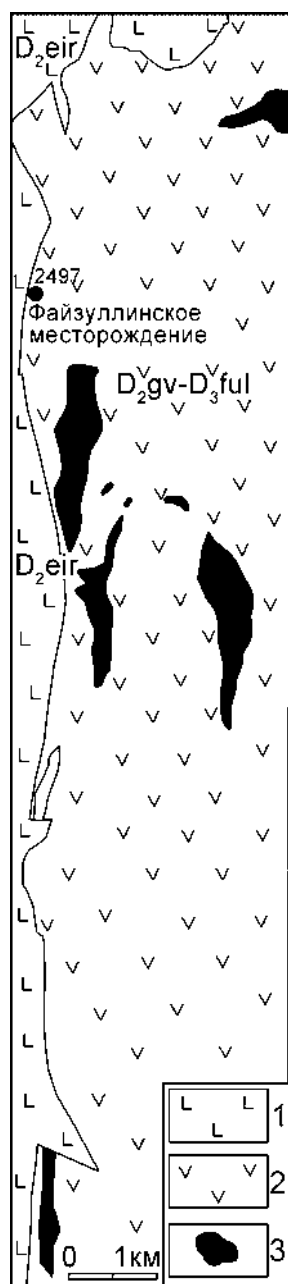


**Рис. 2.** Геологическая карта Худолазовской мулды (геологическая основа В.А. Маслова)

**Условные обозначения:** 1 — зилайрская свита ( $D_3fm-C,t,zl$ ); 2 — биягодинская свита (bg); 3 — мукасовская свита (mk); 4 — улутауская свита (ul); 5 — карамальташская свита (kr); 6 — Басаяевский комплекс (Bv); 7 — Худолазовский комплекс (Hv); 8 — Дайковий комплекс (Dβ)

отдельные зерна достигают 1,5 мм. Для породы обычен также апатит в идеальных микролитоподобных призматических кристаллах, равномерно и обильно насыщающий зерна плагиоклазов и почти не наблюдаемый в темноцвете.

Лейкократовые разновидности габбро развиты в Утыкташском и Верхнеуральском комплексах. В них количество плагиоклаза составляет до 65%, пироксен с меньшим двухлучепреломлением — авгит — составляет 12–17%, ромбический пироксен



**Рис. 3. Геологическая карта Западного крыла Уртазымской синклинали**

**Условные обозначения:** 1 — ирендыкская свита; 2 — улутауская свита; 3 — интрузии Файзуллинского комплекса

полностью замещен вторичными минералами, составляет до 20%, присутствуют хромпикотит и хромит, а также титаномагнетит. Не исключено, что в породе присутствует небольшое количество оливина.

Габбро присутствует во всех рассматриваемых комплексах. Плаггиоклаз в них более деанортизирован и отвечает олигоклаз-андезину № 30, наблюдается калишпатизация. Пироксен нацело замещен

эпидот-амфибол-пренитовым агрегатом с выделением титаномагнетита в октаэдрических кристаллах, замещенных на 80% сфеном и лейкоксеном. По-видимому, ромбический пироксен также был сложен более мелкими зернами, сгруппированными в виде скоплений. От серпентиновых псевдоморфоз сохраняются лишь фрагменты, замещенные хлоритом и пренитом, позволяющие предположить присутствие первичных ортопироксена и оливина.

Наконец, долерит отобран в Гривцевом Логу, Шугуре, присутствует и в других массивах. Долериту свойственна порфировая структура с офитовой основной массой. Содержание вкрапленников около 10%, они представлены плаггиоклазом (0,2–2 мм), моноклинным пироксеном (1,5–2,5 мм). Есть обособления размытых очертаний карбонат-хлоритового и хлоритового состава 0,5–1 мм, образованные, вероятно, по темноцвету.

Основная масса сложена разноориентированными призматическими кристаллами плаггиоклаза (0,2–0,8 мм), моноклинным пироксеном в призматических зернах (0,5–1 мм).

Плаггиоклаз до 57%, двойникован, представлен андезином № 44%, нередко сосюритизирован, хлоритизирован. Моноклинный пироксен (19%) — титан-авгит бесцветный с лилово-серым оттенком, прозрачный, с положительным удлинением, двулучепреломлением 0,016.  $C:Ng = 45^\circ$ . Иногда крупные зерна пироксена сохраняют агрегатное погасание первичного зерна. Интерстиции плаггиоклаза и пироксена основной массы заполнены хлоритом по вулканическому стеклу. Хлорит образован и по боулинцит-серпентиновому агрегату, замещающему вкрапленники. В промежутках между зернами плаггиоклаза наблюдается ксеноморфный вторичный кварц (1%) размером 0,2–0,5 мм, порода также карбонатизирована кальцитом (7%). Титаномагнетит (3–4%) неправильной формы, размером 0,05–0,2 мм, приурочен к выделениям темноцвета, лейкоксенизированный, сфенизированный.

Анализируя вторичные изменения в породах отметим четыре линии замещения:

Плаггиоклаз → серицит + сосюрит + хлорит + пумпеллиит + кварц + калишпат + тремолит.

Моноклинный пироксен → роговая обманка + хлорит + эпидот + кварц + пренит + карбонат.

Ромбический пироксен → серпентин (антигорит+хризотил) + рудный минерал → хлорит + сфен + лейкоксен → хлорит + тремолит + сфен + лейкоксен.

Магнетит + титаномагнетит → сфен + лейкоксен.

Итак, рассматриваемые комплексы сложены габброидами, мало отличающимися по минеральному составу. Сквозными первичными минералами

в них являются плагиоклаз и авгит, лишь в некоторых разновидностях пород, кроме того, присутствует ортопироксен (гиперстен). Фракционирование основных породообразующих минералов проявляется в камерах современных интрузивных залежей, например в Утлыкташском комплексе. Но минеральные различия, установленные при сопоставлении комплексов, в целом связаны с фракционированием расплава в промежуточных камерах на пути его движения из мантийного источника. Из числа главных петрогенных компонентов наиболее показательны существенные отличия в MgO (0,06–13,4%), указывающие на фракционирование мафической фазы (пироксенов), а также CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (соответственно 1,26–9,94% и 9,77–17,8%) (табл. 1), отражающие количественные вариации полевых шпатов. Фракционирование полевых шпатов наглядно проявлено в суммах минералов Or, Ab и An, которые изменяются в пределах 35,19–61,93%. Обращает на себя внимание прямая корреляция между полевошпатовой и окиснорудной (магнетит и титаномгнетит) составляющими, что свидетельствует о фракционировании не только силикатной фазы, но и окиснорудной (табл. 2).

Отмеченные различия химического состава интрузивных тел и комплексов в целом, связанные с латеральным их положением в Магнитогорской структуре, получили подтверждение в количественных вариациях редких и рассеянных элементов в Утлыкташском и Верхнеуральском комплексах. Все без исключения редкие и рассеянные элементы количественно в полтора–два раза ниже, чем в других комплексах (табл. 3, рис. 4, 5). В них отмеча-

ются минимальные содержания когерентных (V, Cr, Co, Ni) элементов и некогерентных (редкие щелочи: Li, Be, Cs, Rb), радиоактивных (U, Th) и редкоземельных (в Утлыкташском комплексе  $\Sigma$ REE в среднем 51 ppm, параметр La/Yb — 3,9, в Верхнеуральском  $\Sigma$ REE — 67 ppm, но уровень накопления HREE ниже: La/Yb — 11,8). По содержанию тяжелых литофилов (Zr, Nb, Hf) Утлыкташский и Верхнеуральский комплексы занимают промежуточное положение между Басаевским и Файзуллинским комплексами. При этом среди петрогенных компонентов им свойственны максимальные значения оксидов алюминия и кальция при минимальных количествах кремнезема и оксида калия. На спайдер-диаграмме эти комплексы занимают область базитов, наиболее бедных примесными компонентами (рис. 4).

Обогащенность редкими и рассеянными компонентами свойственна породам Басаевского комплекса. В них количества REE в 1,5–5 раз превышают содержания соответствующих компонентов в других комплексах. Выделяются габброиды Басаевского комплекса, прежде всего, высокими содержаниями легких редкоземельных элементов:  $\Sigma$ LREE от 95,5 до 187,8 ppm, тогда как в остальных комплексах данный интервал составляет 29,8–61,12 ppm. Таково же и соотношение  $\Sigma$ HREE — от 19,35 до 47,5; для других комплексов — от 4,43 до 10 ppm. Таким образом, формировались габброиды Басаевского комплекса из обогащенных REE элементами неоднородных сред. Кривые распределения REE в габброидах Файзуллинского, Верхнеуральского, Утлыкташского комплексов размещаются

Таблица 1

Данные химического состава пород конформных залежей, масс %

Обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ппп	Σ
11	50	1,4	17,8	3,07	6,25	0,15	6,6	7,66	3	0,27	0,27	3,24	99,66
22	50	1,26	18,3	3,2	5,18	0,12	7,4	7,95	3,03	1,25	0,23	2,5	100,42
23	49,8	1,6	10,63	3,16	11,16	0,24	13,4	7,1	1,35	0,8	0,13	0,4	99,77
23/1	50	1,6	11,3	3,16	11,16	0,23	12,8	6,53	1,35	0,8	0,14	0,54	99,66
24	50	2,07	15,2	4	7,57	0,18	6,6	6,53	4,4	2,05	0,84	0,22	99,61
25	50	2,07	13,9	4,95	9,24	0,23	4,6	7,1	4,4	2	0,84	0,5	99,8
33	49,85	1,1	17,8	4	4,5	0,19	6,55	5,53	4,4	1,25	0,4	3,44	99,51
34	43,5	1,3	15,6	5,37	5,97	0,16	7,6	9	4,05	0,5	0,4	5,64	99,09
35	43,85	2,4	15,6	6	9,16	0,2	6,6	9,94	4,05	0,54	0,23	1,18	99,75
36	47,9	1,3	16,5	5,74	6,38	0,16	5,4	9,94	3,65	0,75	0,4	3,16	100,38
37	43,5	2,51	15,6	7,74	8,26	0,19	6,8	9	4,05	0,2	0,21	1,76	99,82
п-6	48	1,69	9,77	4,3	10,06	1,26	11,8	6,53	1,35	0,54	0,25	4,94	99,79

Примечания: 11, 22, 23, 23/1 — габброиды Файзуллинского комплекса; 24, 25, п-6 — габброиды Басаевского комплекса; 33, 34, 35 — габброиды Верхнеуральского комплекса; 36, 37 — габброиды Утлыкташского комплекса.

Таблица 2

## Нормативно-минеральные составы пород Файзуллинского, Басаевского, Верхнеуральского, Утлыкташского комплексов (классификация CIPW)

Обр.	Q	C	Or	Ab	An	Pl	Hy	En/Hy	Fs/Hy	tev
11	3,42	0	1,65	26,31	35,56	61,87	16,49	16,49	0	29,65
22	0	0	7,54	26,18	33,33	67,05	18,42	14,48	3,94	29,96
23	0	0	4,76	11,5	20,71	36,97	43,59	29,65	13,94	59,68
23/1	1,24	0	4,77	11,53	22,62	40,16	44,40	29,77	14,63	56,42
24	0	0	12,18	36,39	15,76	64,33	0	0	0	29,19
25	0	0	11,90	37,48	12,35	61,73	0,43	0,23	0,20	32,36
33	0	0,12	7,73	38,96	25,97	72,66	11,22	9,24	1,98	24,08
34	0	0	3,16	25,48	24,52	53,16	0	0	0	37,16
35	0	0	3,24	20,32	23,12	46,68	0	0	0	40,33
36	0	0	4,52	31,48	26,93	62,93	2,28	1,65	0,63	33,62
37	0	0	1,21	26,90	24,27	52,38	0	0	0	37,91

Продолжение таблицы 2

Обр.	Di	Wo/Di	En/Di	Fs/Di	Mt	Oi	Fo/Oi	Fa/Oi	Ilm	Ap	Ne
11	1,62	0,84	0,55	0,23	4,61	6,93	0	6,93	2,76	0,65	0
22	4,32	2,26	1,62	0,44	4,74	2,48	1,91	0,57	2,44	0,54	0
23	11,22	5,80	3,69	1,73	4,61	0,26	0,17	0,09	3,06	0,30	0
23/1	7,40	3,82	2,40	1,18	4,62	0	0	0	3,07	0,33	0
24	9,13	4,72	3,03	1,38	5,83	14,23	9,46	4,77	3,95	1,95	0,57
25	14,48	7,34	3,83	3,31	7,23	10,22	5,24	4,98	3,96	1,96	0
33	0	0	0	0	6,07	6,79	5,49	1,30	2,19	0,97	0
34	16,31	8,55	6,22	1,54	8,33	12,52	9,84	2,68	2,64	0,99	6,06
35	20,55	10,60	6,62	3,33	8,83	10,95	7,04	3,91	4,62	0,54	7,83
36	16,61	8,63	5,78	2,20	8,48	6,25	4,40	1,85	2,52	0,94	0
37	15,88	8,30	5,86	1,72	11,44	10,59	8,00	2,59	4,86	0,50	4,36

компактно, слабо фракционированы и достаточно однотипны, в противоположность отдельным трендам REE Басаевского комплекса (рис. 5).

Сходная картина выявляется для бериллия, радиоактивных тория и урана. Содержания редких щелочей (в частности, рубидия) в Басаевском комплексе отвечают максимуму, а цезия на порядок выше, чем в Утлыкташском и Верхнеуральском комплексах и несколько ниже, чем в Файзуллинском. Обогащенность габброидов Басаевского комплекса названными химическими элементами отмечается на фоне общей повышенной щелочности и особенно калиевости (2%). Обращает на себя внимание также следующее обстоятельство: в породах Басаевского комплекса, относительно Утлыкташского и Верхнеуральского, повышено содержание когерентных элементов Cr, Ni, Co и V, а для части из них (Cr, Ni) установлены максимальные значения. На обогащенность субстратов, из которых

формировались породы Басаевского комплекса, указывают также соотношения величин коэффициентов Zr/Y и концентраций Zr, в среднем это 5,8–239 ppm, соответственно. Для деплетированных источников островодужных толеитов характерны более низкие соотношения Zr/Y (Zr 4–20 ppm).

Наконец третья группа пород, отвечающая в основном Файзуллинскому комплексу, занимает промежуточное положение между двумя рассматриваемыми выше по содержанию редких и рассеянных элементов. Содержание редких щелочей (Li, Rb, Be) в них имеет более широкий диапазон значений, средние составы при этом сопоставимы или несколько выше, чем в Басаевском комплексе. Среди когерентных элементов максимальные количества в породах комплекса характерны для Cr и Ni. Высокозарядные литофильные элементы (Zr, Nb, Hf) при общем повышенном содержании их отвечают минимальным значениям в рассматри-

Таблица 3

Содержания редких и рассеянных элементов в породах конформных залежей, в ppm

№ обр.	11	23	24	25	33	36	37	п-6
Li	17,293	10,935	7,374	12,82	17,08	8,16	5,63	2,802
Be	0,677	0,417	1,575	0,730	0,58	0,75	0,62	0,747
Sc	21,441	35,742	20,023	32,14	11,91	22,0	31,17	20,148
V	213,660	243,479	262,294	352,1	113,5	222,6	350,94	185,854
Cr	82,379	83,382	59,427	66,4	94,6	37,83	14,39	63,469
Co	28,549	55,259	24,093	29,1	14,59	21,94	29,89	19,751
Ni	47,700	39,049	22,603	35,3	36,26	7,81	9,74	22,199
Cu	56,259	85,161	31,483	26,7	34,47	35,7	17,27	31,388
Ga	15,966	11,081	18,926	20,8	9,94	12,52	12,11	15,069
Rb	14,854	23,291	19,859	21,84	15,78	6,93	5,88	16,355
Sr	516,350	207,453	259,879	220,2	281,3	281,67	133,17	236,916
Y	19,433	8,188	45,847	66,06	9,91	16,06	15,29	36,481
Zr	80,077	37,711	270,447	166,5	305,8	286,9	286,5	208,210
Nb	3,883	1,836	10,119	2,52	9,35	5,85	5,40	7,791
Cs	0,342	2,584	0,453	1,70	0,23	0,37	0,87	0,315
La	10,241	7,633	20,468	29,8	13,6	9,70	4,59	16,788
Ce	26,681	17,970	50,725	76,05	28,14	23,19	11,64	42,298
Pr	3,671	2,211	6,710	13,45	3,46	3,33	2,09	5,512
Nd	16,742	9,924	30,539	53,08	13,49	14,11	8,83	24,778
Sm	3,797	2,195	7,716	15,45	2,59	3,41	2,64	6,317
Eu	1,276	0,596	2,206	3,438*	0,89	1,32	1,21	1,841
Gd	3,958	1,886	8,961	4,88	2,42	3,56	3,16	6,811
Tb	0,629	0,265	1,381	1,589	0,43	0,72	0,79	1,117
Dy	4,162	1,788	9,676	15,87	2,11	3,39	3,35	7,416
Ho	0,858	0,354	1,971	5,32	0,46	0,86	0,93	1,520
Er	2,259	1,004	5,552	10,25	1,22	2,04	2,08	4,312
Tm	0,318	0,147	0,812	3,59	0,23	0,44	0,55	0,620
Yb	2,121	0,980	5,375	9,09	1,15	1,84	1,86	3,985
Lu	0,308	0,153	0,807	3,40	0,23	0,41	0,52	0,592
Hf	2,161	1,148	6,976	4,87	11,64	11,74	11,64	4,977
Th	1,012	2,168	4,636	5,75	2,53	1,07	0,58	3,299
U	0,309	0,733	1,361	3,56	0,72	0,48	0,42	0,880

Примечания: 11, 23 — габброиды Файзулинского комплекса; 24, 25, п-6 — габброиды Басаевского комплекса; 33 — габброиды Верхнеуральского комплекса; 36, 37 — габброиды Утыкташского комплекса; Eu\* — расчетное значение.

ваемых интрузиях. Заметим, что повышенная роль оксида магния свойственна породам Файзулинского комплекса, и значительная их часть отвечает пикробазальтам.

В целом магматические образования рассматриваемых конформных интрузивных тел являются по химическому составу промежуточными между толеитами и щелочными базитами, хотя они ближе к первым. Общность генезиса пород изучаемых комплексов подтверждается также диаграммой AFM (рис. 6). Высокая щелочность обусловлена, главным

образом, высокой калиевостью и (меньше) натриевостью пород рассматриваемых базитов, не содержащих в своем составе фельдшпатоидов, характерных для щелочных серий, но некоторое количество нормативного нефелина в них присутствует, равно как и гранофировый материал (кварц-полевошпатовый), который отмечается в их минеральном составе. Установлен нормативный кварц, наличие которого свойственно высокомагнезиальным разновидностям пород — пикробазальтам. Тяжелые литофильные элементы, обладающие высоким зарядом

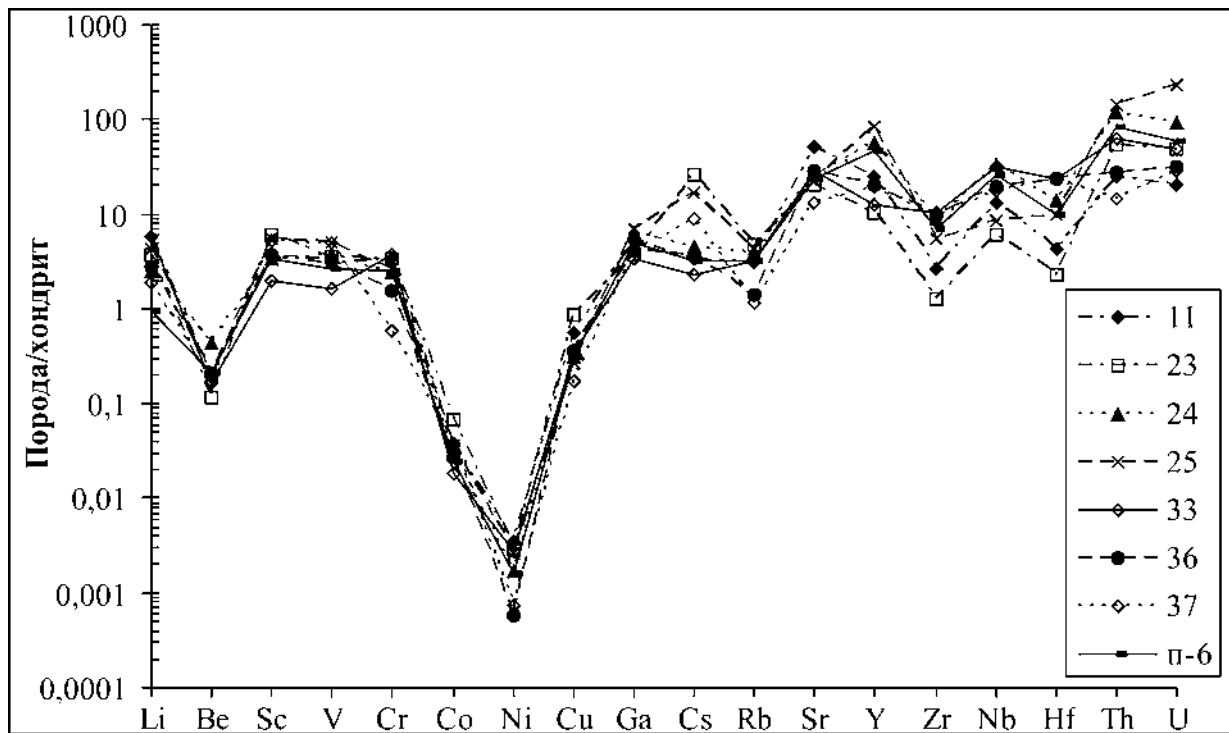


Рис. 4. Распределение редких и рассеянных элементов, нормированных по хондриту, в конформных интрузивах

Условные обозначения: 11, 23 — габброиды Файзуллинского комплекса; 24, 25, п-6 — габброиды Басаевского комплекса; 33 — габброиды Верхнеуральского комплекса; 36, 37 — габброиды Утыкташского комплекса

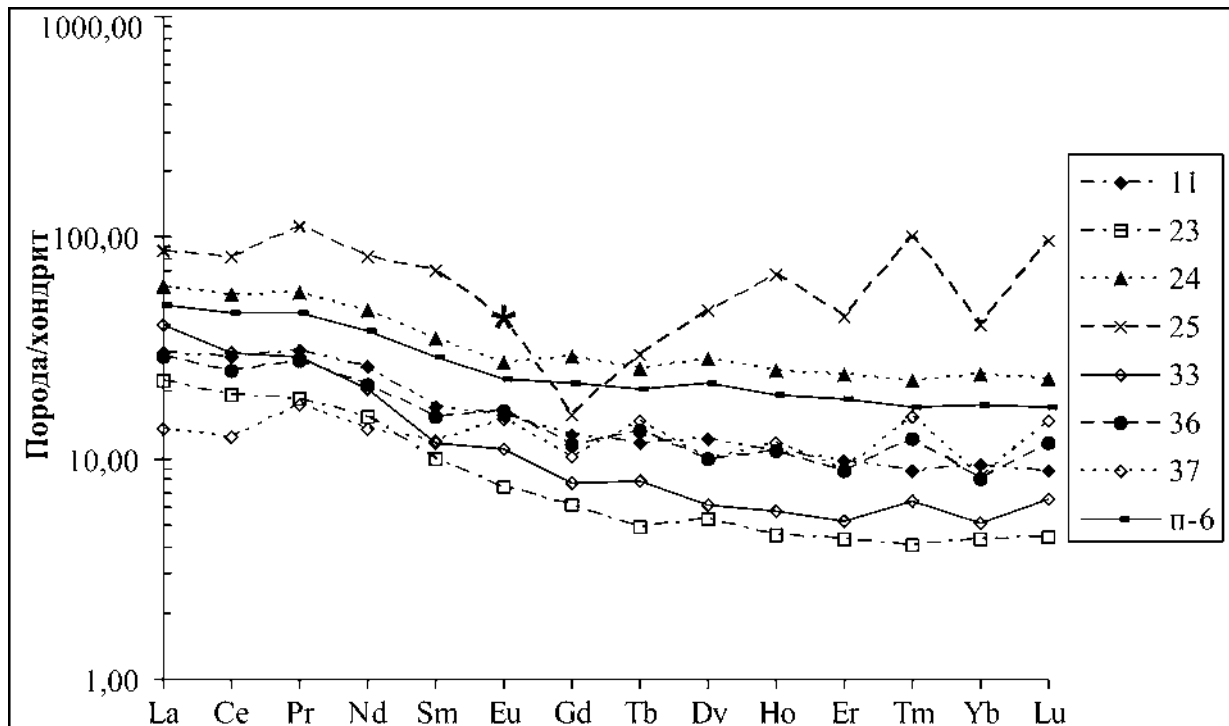


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, в конформных интрузивах

Условные обозначения: 11, 23 — габброиды Файзуллинского комплекса; 24, 25, п-6 — габброиды Басаевского комплекса; 33 — габброиды Верхнеуральского комплекса; 36, 37 — габброиды Утыкташского комплекса; Eu\* в образце 25 — расчетное значение

**Рис. 6. Тренды дифференциации пород Файзуллинского, Басаевского, Верхнеуральского, Утлыкташского комплексов**  
 Условные обозначения: 1 — Файзуллинский комплекс; 2 — Басаевский комплекс; 3 — Верхнеуральский комплекс; 4 — Утлыкташский комплекс

и большим ионным радиусом, во всех рассматриваемых конформных интрузивах характеризуются повышенной ролью, хотя содержания их в конкретных комплексах различны, достигая максимума в Басаевском комплексе и минимума в Файзуллинском.

Важной петрохимической особенностью пород является высокая титанистость. При этом отмечается нестабильность в железистости и магниальности пород для разных комплексов. Так, в породах Утлыкташского комплекса выделяются высокожелезистые разновидности, в Файзуллинском — высокомагнезиальные разновидности, отвечающие пикробазальтам. На диаграмме (рис. 7), использующей в качестве классификационного индикатора вулканических пород соотношение  $SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$ , конформные тела размещаются в полях тефрит-базанита (Верхнеуральский, частично Утлыкташский), трахибазальта (Басаевский, частично Верхнеуральский), базальта (Файзуллинский, частично Утлыкташский комплексы). Последним свойственны не только высокие значения оксида магния и низкие — оксидов алюминия и кальция, но и повышенная калиевость. При этом суммарные количества оксидов железа в том и другом комплексах остаются на одном уровне (рис. 6). Тем самым подчеркивается генетическая общность названных комплексов, что проявляется и в высокой титанистости пород, и в калий-натриевой их геохимической специализации, и в высоких содержаниях тяжелых литофильных элементов (Zr, Nb, Hf). Особенно показательным генетическое родство пород всех изученных комплексов выражено

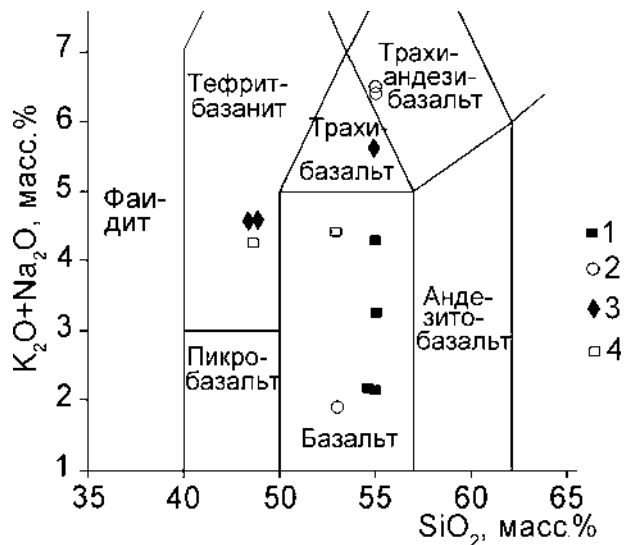
**Рис. 7. Дискриминационная диаграмма  $K_2O + Na_2O - SiO_2$  для серии пород Файзуллинского, Басаевского, Верхнеуральского, Утлыкташского комплексов (по [Le Bas et al., 1986])**

Условные обозначения: 1 — Файзуллинский комплекс; 2 — Басаевский комплекс; 3 — Верхнеуральский комплекс; 4 — Утлыкташский комплекс



в обедненности их когерентными элементами (Cr, Ni и Co), концентрации которых ниже таковых в хондрите или в мантии, являющихся исходным веществом базитового расплава рассматриваемых интрузивов (рис. 4).

Изучение названных конформных комплексов показало, с одной стороны, их единообразие, с другой — выявило их несомненные отличия. Характер последних связан, прежде всего, с пространственной неоднородностью состава субстрата в области генерации магмы. Подобное предположение вполне правомерно, поскольку в условиях начальной





(мягкой) стадии коллизии сублитосферное мантийное вещество не успело гомогенизироваться. Закономерности пространственной баро-термальной зональности размещения вещественно различающихся комплексов проявляются в следующем: по периферии — натриевые, точнее, малокалиевые лейкократовые низкотемпературные и низкофлюидальные комплексы; в центре — калий-натриевые высокомагнезиальные породы с высокой флюидностью, характеризующиеся повышенными концентрациями редких и рассеянных элементов и, соответственно, высокими температурами кристаллизации высокобарных пород Файзуллинского комплекса.

Высококалиевые габброиды с максимумом микроэлементов и высокой флюидностью занимают промежуточное положение между названными комплексами. Конкретное место последнего комплекса ( $P_2T_2$ ), по-видимому, определяется зоной влияния снижающегося градиента  $P_3T_3$  области генерации магмы (рис. 8).

Такая схема зональности отвечает порядку выделения минералов при высоких давлениях [Арискин и др., 1990; Арискин, Бармина, 2000]. Известно, что при  $P < 10$  кбар ликвидусной фазой является оливин, а при  $P = 10-12$  кбар первым кристаллизуется высококальциевый клинопироксен. При  $P > 8$  кбар и тех же температурах 1200–1360 °C плагиоклаз не кристаллизуется. Породы комплексов затвердевают при давлении 10–12 кбар, образуя клинопироксен, ромбический пироксен. Затем давление падает до 8–5 кбар и образуется плагиоклаз.

Итак, формирование рассмотренных конформных комплексов происходило в обстановке сжатия, обусловленного столкновением «островная дуга – континент», известным под термином «мягкая коллизия» [Пучков, 2000]. Столкновение привело к реактивизации сопряженных сдвиговых процессов, вызвав при этом как сдвиги с растяжением, так и сдвиги со сжатием. В приповерхностных условиях имело место межслоевое коробление с возникновением пустот и других межслоевых участков декомпрессии, а в отдельных глубинных сегментах формировались дисконпрессивные зоны дробления. Первые служили местами локализации и консолидации конформных залежей, вторые — транспортными путями для подъема магматического расплава из мантийной области его регенерации.

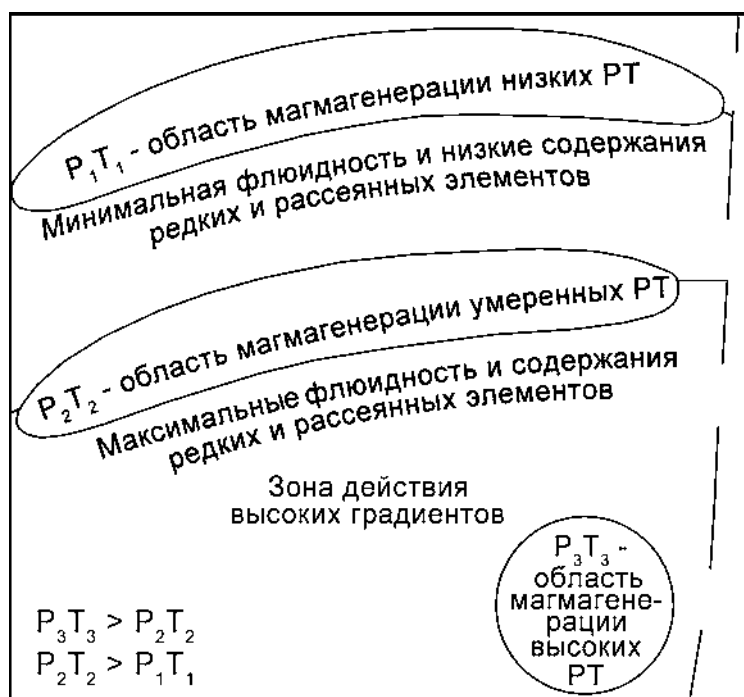


Рис. 8. Схема зональности размещения конформных интрузивных тел

#### Литература:

- Арискин А.А., Френкель М.Я., Цехоня Т.И. Фракционная кристаллизация толеитовых магм в условиях повышенных давлений // Геохимия. — 1990. — № 2. С. 172–183.
- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. — М.: Наука, 2000. — 363 с.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: Даурия, 2000. — 146 с.
- Салихов Д.Н. Утлыкташский габброидный комплекс интрузивных и жильных пород // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1971. — Вып. 13. — С. 108–119.
- Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и образование зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. — Уфа: БФАН СССР, 1984. — 112 с.
- Сопко П.Ф., Салихов Д.Н. Интрузивный магматизм Башкирской части Магнитогорского мегасинклинория // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1969. — № 6. С. 3–15.
- Le Bas M.J., Le Maotre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali — silica diagram // J. Petrol. — 1986. — Vol. 27. — P. 745–750.