

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ КОЛЛИЗИОННОЙ ЭПОХИ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Введение

В каменноугольную эпоху Южный Урал развивался в режиме коллизии [Салихов, 1997; Пучков, 2000; Бочкарев, Язева, 2001; Салихов и др., 2012]. В раннем карбоне (на границе раннего и позднего турне) произошло столкновение Магнитогорской островной дуги с Восточно-Европейским континентом. В конце позднего визе и в начале серпуховского времени затухающий вулканизм позднетурнейско-визейского этапа был реанимирован магматическим процессом, проявившимся в габбро-гранитной ассоциации в результате столкновения Казахстанского и Восточно-Европейского континентов с причлененным к последнему Магнитогорским аккреционным складчатым сооружением. В итоге девонская островная дуга частично надвинулась на край Восточно-Европейского континента, при этом сформировались две зоны — Западно-Магнитогорская и Восточно-Магнитогорская. Западно-Магнитогорская зона (ЗМЗ), надвинутая на континент, унаследовала блоковый характер вновь приобретенного фундамента, активизировав тектоническую мобильность доль границ блоков в полосе, сопряженной с краем континента. Восточно-Магнитогорская зона (ВМЗ) представляла собой орогенную область. Граница между названными зонами в пределах южного и среднего секторов Магнитогорского мегасинклинория условно отвечает Западно-Кизильскому разлому, ограничивающему осадки зилаирской свиты ($D_3^{fm}-C_1t_1$) от комплексов каменноугольно-пермского ($C_1t_2-P_1$) возраста, а в северном секторе — восточному обрамлению Имангуловской синклинали (рис. 1). Реальная граница соответствует контурам края континента, погруженного на глубину в земной коре.

В приграничной с континентом области ВМЗ благодаря режиму транспрессии образуются локальные участки сжатия и растяжения. Такая уникальная обстановка является базовой для снятия давления и увеличения градиента «давление — температура», что определило процесс магмогенерации базальтового расплава на мантийном уровне. Локальные зоны растяжения являлись транспортными путями для подъема расплава к земной поверхности и его вулканического извержения или формирования гипабиссальных тел на различных уровнях земной коры. Эти же локальные области растяжения и сжа-

тия определяли формирование грабена с раздвигами, который контролировал проявление базальтового вулканизма, сопровождавшегося большим объемом фаций кислого состава.

В ЗМЗ вулканизм в каменноугольное время не проявился. Здесь образовывались конформные залежи габброидов, приуроченные к крыльям синклинали структур — мульды. Тектоническая обстановка при столкновении островной дуги и континента привела к формированию обширных мульд, что является отражением блоковости фундамента, на который надвинута часть островной дуги. Именно в бортовых частях мульды по крутопадающим разрывным нарушениям происходила реализация напряжений сжатия. В обстановке сжатия проявилась и сдвиговая составляющая, благодаря чему сформировались полости отслоения в близповерхностных отложениях, представленных переслаиванием терригенных и кремнистых пород. Эти полости отслоения заполнялись магматическим расплавом, формировавшим лополиты, лакколлиты и силлоподобные пластовые тела. Более глубокие уровни бортовых зон в мульдах в обстановке сжатия со сдвигом определили формирование вертикальных зон дробления, которые служили транспортными путями для продвижения магматического расплава из области его генерации.

Базальтовые расплавы ЗМЗ и ВМЗ, судя по вещественному составу, комагматичны. Они являются производными одного источника, хотя наряду с петрогеохимической общностью имеют определенные различия, связанные с особенностями эволюции расплава в процессе внедрения в промежуточные камеры на разные гипсометрические уровни разреза, формирования массивов или извержения на дневную поверхность. Соответственно, магматизм ЗМЗ, являясь второстепенным относительно основной области генерации базальтового расплава, проявлявшегося в полном объеме в ВМЗ, выделен как боковой, или коллатеральный.

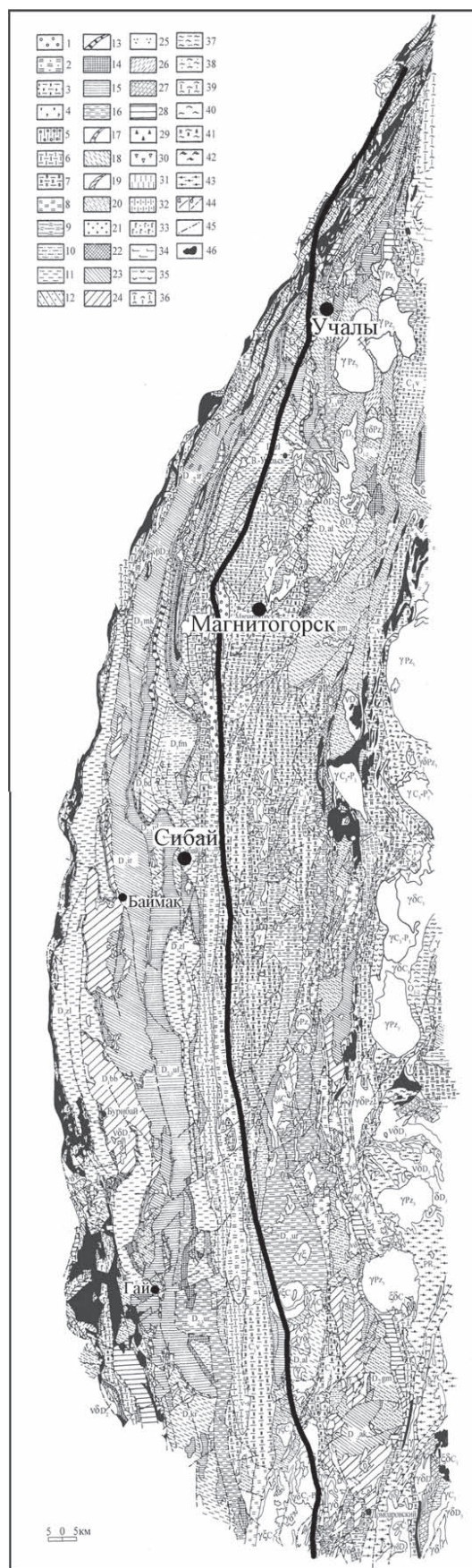
Итак, в начальной стадии коллизии магматизм проявился в выделенных зонах по-разному как по форме (интрузивные тела и вулканогенные фации), так и по составу пород (базиты, базальт-риолитовые ассоциации) и другим показателям. При дальнейшем развитии региона ЗМЗ и ВМЗ еще более обособливались. ЗМЗ, благодаря предшествовавшему надвиганию на континент, стабилизировалась, и здесь в области субплатформенного режима проявился

интрузивный магматизм базитов с сульфидным медно-никелевым оруденением платформенного типа [Салихов и др., 2012]. В ВМЗ формировались габбро-гранитные массивы, в которых кислые породы резко преобладают над основными и в целом отвечают магматизму с титано-магнетитовым оруденением в габброидах и скарново-магнетитовым оруденением в связи с гранитоидами. Мощный импульс габбро-гранитного магматизма в конце визейского — начале серпуховского времени раннего карбона на фоне затухающего вулканизма, как уже отмечалось, связан с вовлечением Казахской плиты в процессе коллизии «континент — континент», который привел к активизации тектонических процессов и притоку флюидов из мантии, генерировавших кислые расплавы.

В заключительную стадию коллизии, начиная с башкирско-московского времени, при жестком столкновении

Рис. 1. Палеовулканическая карта Магнитогорской мегазоны. Авторы: В.А. Маслов, О.В. Артюшкова, Г.Н. Лоскутова. Черная линия — граница между Западной и Восточной зонами

Условные обозначения: 1–9 — *каменноугольная система*: С₃ — песчано-глинистые отложения, известняки; С₂ — тонко-мелкозернистые терригенные отложения, известняки, конгломераты; С₁ — известняки, известняковые брекчии и конгломераты, глинисто-кремнистые сланцы, линзы кремней, порфировые лавы трахириолитового и риолитового состава и их туфы, андезибазальтовые и базальтовые порфириды, их туфы. 10–31 — *девонская система*: D₃fm — субщелочные порфириды и их туфы, грубо-тонкозернистые сланцы, известняки; D₃zl — граувакковые тонко-средне-крупнозернистые терригенные отложения и кремнистые сланцы; D₃bd — вулканомиктовые терригенные отложения, кремнисто-глинистые сланцы, биогермы известняков, лавы и туфы базальт-андези-базальтового состава; D₃mk — кремнистые сланцы, аргиллиты, вулканомиктовые песчаники; D₂₋₃ul — туфобрекчии, туфопесчаники, туффиты, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, кремни, рифогенные известняки, базальтовые и андезибазальтовые порфириды и их туфы; D₂₋₃ur — порфириды базальтового, андезибазальтового и андезидацитового состава и их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, кремнистые туффиты, биогермы известняков; D₂kr — базальты, риолиты, дациты, андезиты, их туфы, прослои яшм; D₂yar — слоистые яшмы и яшмоиды, алевролиты, мелкозернистые песчаники; D₂₋₃ak — крупно-средне-тонкозернистые терригенные отложения и кремнистые сланцы, яшмоиды; D₂tr — конгломераты, песчаники, известковистые алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы; D₂ir — порфириды базальтового и андезибазальтового состава, их лавобрекчии, туфы, кремнистые туффиты, в верхней части с биогермами известняков; D₁km — базальты, риолиты, дациты, андезиты и их туфы с прослоями яшмоидов; D₁mt — туфоконгломераты, туфопесчаники, туфы, алевролиты, трахиандезитовые и трахибазальтовые порфириды, их туфы, известняки; D₁mz — кремнистые терригенные отложения, кремни, углисто-кремнисто-глинистые сланцы, известняки; S₁2–D₁lh — кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы, кремни. 32–34 — *силурийская система*: S₁2–S₂ — кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы; S₁1 — базальты, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, линзы песчаников. 35–36 — *ордовикская система*: O₂₋₃ — туфопесчаники, туфоалевролиты, глинистые и глинисто-кремнистые туфогенные сланцы, туфы и туффиты кислого состава; O₁₋₂ — песчаники, алевролиты, слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы, графитистые кварциты, глинистые сланцы; E–O — углисто-графитовые, филлитовые сланцы, порфиритоиды, туффоиды, амфиболиты, слюдисто-кварцевые сланцы, кварцито-песчаники. 41–46 — *верхний протерозой*: кварцевые риолиты, филлиты и др. γ — граниты, γξ — граносиениты, γδ — гранодиориты, γδξ — сиенит-гранодиориты, ξ — сиениты, δξ — сиенит-диориты (монодиориты), δ — диориты, вδ — габбродиориты, v — габбро, vβ — габбродиабазы, β — диабазы



континентальных плит, в границах всего Магнитогорского мегасинклинория проявлялись разнонаправленные сколовые разрывы, которые контролируются дайками и малыми интрузивами позднего карбона (возможно, и ранней перми). Представлены они породами основного состава в границах всего Магнитогорского мегасинклинория, а кислые и умеренно-щелочные и щелочные породы распространены только в ВМЗ.

Западно-Магнитогорская зона

В пределах зоны известны лишь интрузивные и дайковые образования раннекаменноугольного и последующих этапов проявления магматизма, развившихся на островодужном фундаменте.

Постостроводужные образования, развитые в ЗМЗ, представлены габброидными массивами и дайками. Среди интрузивных тел выделяются две морфологические разновидности. Одна из них относится к конформным залежам, среди которых различаются лополиты, лакколиты и пластовые залежи, и все они приурочены к крыльям синклинальных структур — мульды.

Выделено четыре комплекса конформных тел: Утыкташский (рис. 2), Верхнеуральский, Басаевский и Файзуллинский, контролируемые четырьмя синклинальными структурами — мульдами: Имангуловской, Верхнеуральской, Худолазовской и Уртазымской, соответственно. Они сложены габбро, габбро-норитами и габбро-долеритами. Визуальные различия чаще всего связаны со структурами пород и степенью вторичных изменений. Есть различия, обусловленные фракционированием в камерах интрузивных залежей. Сквозными первичными минералами в габброидах являются плагиоклаз и авгит, лишь в отдельных разновидностях присутствует ортопироксен (гиперстен). По химическому составу (табл. 1) габброиды занимают промежуточное положение между толеитами и щелочными базальтами. Габброиды имеют повышенную щелочность и калий-натриевую специализацию, но фельдшпатоиды в них не установлены, хотя расчетный нормативный нефелин присутствует. В высокомагнезиальных габбро отмечается нормативный кварц. Высокозарядные элементы (ВЗЭ — Zr, Nb, Hf) во всех комплексах имеют повышенные количества: максимальные значения в Басаевском комплексе, а минимальные — в Файзуллинском. Важной петрохимической особенностью габброидов является высокая титанистость. Последнее отражает генетическую общность комплексов, что проявляется и в калий-натриевой специализации, и особенно показательной обедненности пород всех комплексов элементами группы железа (Cr, Ni, Co), концентрация которых

ниже таковых в хондрите или в мантии, являющейся, по нашему мнению, исходным веществом базитового расплава рассматриваемых интрузивов.

Вслед за становлением конформных залежей образовались серии даек разнонаправленного простираения, сложенных породами кислого и основного состава и объединенных в *Кизильский комплекс*. Размещение этих даек определялось диагональными сколами, возникшими внутри Худолазовской мульды ЗМЗ. Риолит-порфиры Кизильского комплекса по вещественному составу аналогичны кислым эффузивам и экструзиям греховского комплекса, проявившегося в смежном грабене. В Худолазовской мульде развиты дайки габбро-порфиритов и габбро-долеритов широтного и субширотного простираения.

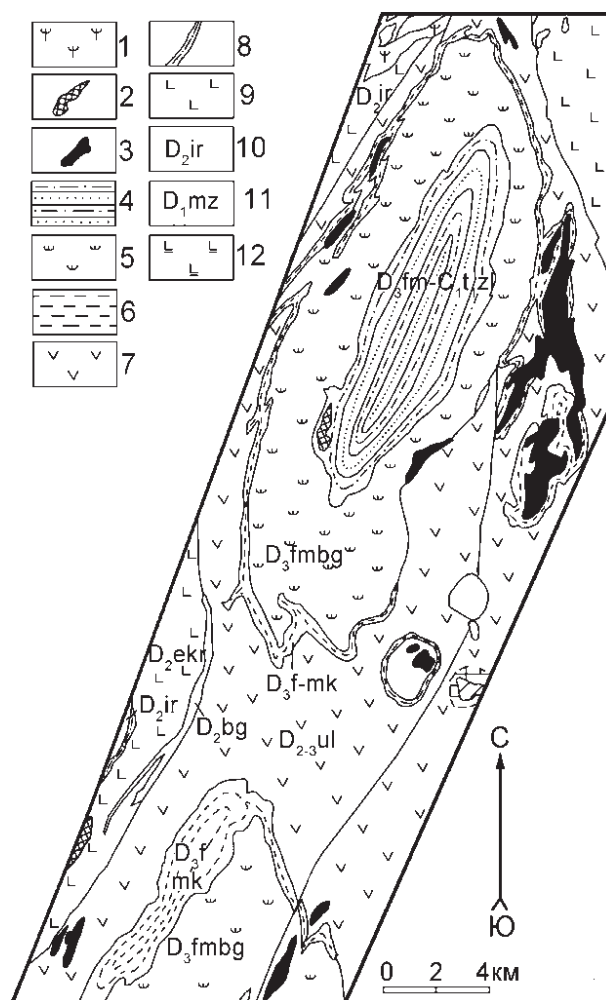


Рис. 2. Геологическая карта Имангуловской и северной части Верхнеуральской мульды

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 — бугулыгирский горизонт; 9 — карамалыташская свита; 10 — ирендьская свита; 11 — мазовская свита; 12 — поляковская свита

Таблица 1

Химический состав характерных пород конформных и Кизильского комплексов
(редкие элементы в г/т, петрогенные — в масс. %)

Элемент	11	16/2009	24	25	33	п-6	35/2009	36/2009	37/2009	38/2009
Петрогенные										
SiO ₂	50,00	72,60	50,00	50,00	49,85	43,50	43,85	47,90	43,50	48,00
TiO ₂	1,40	0,22	2,07	2,07	1,10	1,30	2,40	1,30	2,51	1,69
Al ₂ O ₃	17,80	14,00	15,20	13,90	17,80	15,60	15,60	16,50	15,60	9,77
Fe ₂ O ₃	3,07	1,03	4,00	4,95	4,00	5,37	6,00	5,74	7,74	4,30
FeO	6,25	0,71	7,57	9,24	4,50	5,97	9,16	6,38	8,26	10,06
MnO	0,15	0,03	0,18	0,23	0,19	0,16	0,20	0,16	0,19	1,26
MgO	6,60	0,80	6,60	4,60	6,55	7,60	6,60	5,40	6,80	11,80
CaO	7,66	1,22	6,53	7,10	5,53	9,00	9,94	9,94	9,00	6,53
Na ₂ O	3,00	4,05	4,40	4,40	4,40	4,05	4,05	3,65	4,05	1,35
K ₂ O	0,27	3,00	2,00	2,00	1,25	0,50	0,54	0,75	0,20	0,54
P ₂ O ₅	0,27	0,13	0,02	0,84	0,40	0,40	0,23	0,40	0,21	0,25
ППП	3,24	0,40	1,58	0,50	3,44	5,64	1,18	3,16	1,76	4,94
Σ	99,66	99,26	99,61	99,8	99,51	99,09	99,75	100,38	99,82	99,79
Редкие										
Sc	21,441	5,940	20,023	32,14	11,91	20,148	40,059	30,518	39,716	22,283
V	213,66	33,326	262,294	352,1	113,5	185,854	396,638	342,825	429,898	144,34
Cr	82,379	10,543	59,427	66,4	94,6	63,469	14,918	67,736	35,032	9,058
Co	28,549	3,415	24,093	29,1	14,59	19,751	49,213	37,144	50,175	21,04
Ni	47,7	8,926	22,603	35,3	36,26	22,199	14,219	19,365	23,801	2,936
Cu	56,259	54,143	31,483	26,7	34,47	31,388	63,072	85,759	59,16	26,008
Rb	14,854	19,587	19,589	21,84	15,78	16,355	4,094	10,576	6,316	3,924
Sr	516,35	219,399	259,879	220,2	281,3	236,916	182,354	498,989	224,469	531,385
Y	19,433	34,486	45,847	66,06	9,91	36,481	22,876	21,783	20,459	32,29
Zr	80,077	283,740	270,447	166,5	305,8	208,21	102,164	117,724	109,014	129,467
Nb	3,883	8,290	10,119	2,52	9,35	7,791	3,444	4,964	3,445	6,199
Cs	0,342	0,412	0,453	1,7	0,23	0,315	0,154	0,3	0,199	0,039
Ba	186,074	185,364	275,589	—	—	215,832	58,449	173,084	41,907	35,557
La	10,241	20,284	20,468	29,8	13,6	16,788	6,051	13,35	5,239	9,867
Ce	26,681	49,116	50,725	76,05	28,14	42,298	17,381	32,896	14,953	28,123
Pr	3,671	6,797	6,71	13,45	3,46	5,512	2,597	4,279	2,23	4,153
Nd	16,742	28,357	30,539	53,08	13,49	24,778	12,753	18,53	11,051	19,715
Sm	3,797	6,169	7,716	15,45	2,59	6,317	3,719	4,512	3,266	5,587
Eu	1,276	1,769	2,206	3,438	0,89	1,841	1,411	1,572	1,252	2,224
Gd	3,958	5,839	8,961	4,88	2,42	6,811	4,52	4,884	4,031	6,533
Tb	0,629	0,962	1,381	1,589	0,43	1,117	0,738	0,719	0,644	1,002
Dy	4,162	6,437	9,676	15,87	2,11	7,416	4,631	4,466	4,183	6,336
Ho	0,858	1,361	1,971	5,32	0,46	1,52	0,992	0,918	0,881	1,348
Er	2,259	4,074	5,552	10,25	1,22	4,312	2,842	2,688	2,58	3,712
Tm	0,318	0,645	0,812	3,59	0,23	0,62	0,395	0,378	0,354	0,526
Yb	2,121	4,476	5,375	9,09	1,15	3,985	2,519	2,437	2,311	3,414
Lu	0,308	0,700	0,807	3,4	0,23	0,592	0,364	0,353	0,339	0,469
Hf	2,161	8,170	6,976	4,87	11,64	4,977	2,911	3,251	2,986	3,476
Ta	0,236	0,487	0,724	—	—	0,485	0,246	0,290	0,246	0,410
Th	1,012	2,615	4,636	5,75	2,53	3,299	0,49	1,448	0,435	0,677
U	0,309	1,554	1,361	3,56	0,72	0,88	0,246	0,546	0,238	0,342

Примечания: 11 — Файзуллинский комплекс; 24, 25, п-6 — Басаевский комплекс; 33 — Верхнеуральский комплекс; 35-38/2009, 35-37/2009 — Утыкташский комплекс; 16/2009 — Кизильский комплекс.

Нормальнощелочные риолит-порфиры Кизильского комплекса характеризуются неоднородным обогащением сидерофильными элементами (разница в 10 раз). Однако крупноионные литофильные (КИЛЭ) и высокозарядные (ВЗЭ) элементы характеризуются равномерно повышенными значениями.

Геохимия габбро-долеритовых пород даек Кизильского комплекса имеет свои отличительные признаки. Так, КИЛЭ характеризуются равномерно повышенными значениями, а ВЗЭ, и особенно элементы группы железа — дифференцированы. Примечательно обогащение пород цезием, концентрации которого даже выше, чем в кислых породах. Спектры распределения РЗЭ отличаются небольшим отрицательным уклоном и слабо проявленной аномалией Eu. Отмечается разный уровень накопления легкой группы, а содержания Pr, Nd и Lu сопоставимы с риолит-порфирами.

Таким образом, Кизильский комплекс объединяет дайки разнонаправленного простирания, формировавшиеся вслед за становлением конформных залежей. По набору пород — это контрастно-дифференцированная ассоциация габбро-порфирит-риолит-порфировой формации раннего карбона.

Рассмотренные конформные интрузивные тела габброидов и дайки риолит-порфиоров и долеритов по вещественному составу близки к вулканитам раннего карбона, проявившимся в смежной территории ВМЗ.

Дискордантные интрузивные тела встречаются в разных частях западного борта Магнитогорского мегасинклиория. Особенно много их сконцентрировано в Таналык-Худолазовском поясе [Салихов, Пшеничный, 1984] диагонального простирания (15° СВ). Пояс выявляется с широты д. Гусево на севере и прослеживается на юго-запад через Худолазовскую синклиналь, хр. Ирендык и далее по Таналыкскому поднятию в направлении с. Ямансаз. Интрузивные тела, объединенные в *Худолазовский комплекс*, прослеживаются по простиранию на десятки и сотни метров и редко — первые километры при ширине выходов в первые десятки и сотни метров. Интрузивы небольших размеров, размещающиеся в слоистых осадочных породах Худолазовской мульды, имеют геометрически правильные (квадрат, трапеция и др.) в плане контуры залежей, свидетельствуя об одновременном формировании разрывов и внедрении магматического расплава.

Борта интрузивов крутые, а основания пологие. Они прослеживаются вглубь на десятки и первые сотни метров и лишь изредка достигают в вертикальном срезе чуть меньше одного километра (согласно буровым скважинам). Также они имеют многоярусное строение, размещаясь по крайней

мере на двух (предположительно и на большем количестве) уровнях, соединенных между собой узкими дайкообразными рукавами. Относительно крупные залежи в пределах Худолазовской мульды имеют изометричные контуры. За пределами этой структуры развиты изометричные залежи.

Формирование комплекса в целом происходило в несколько стадий, что хорошо видно на Северо-Бускунском участке, где расслоенная залежь оливиновых габбро, долеритов и габброидов сечется интрузивным телом пегматоидных габбро-диоритов. Сравнительный анализ интрузивных тел свидетельствует о процессах дифференциации расплавов внутри камер, а разнообразие валовых составов залежей в целом является показателем дифференциации магмы в глубинных условиях.

Широкий диапазон петрографических разновидностей пород комплекса связан с качественным и количественным разнообразием главных породообразующих минералов. Темноцветные минералы представлены оливином, ромбическим и моноклинным пироксеном, бурой, переходящей в зеленую роговой обманкой и, наконец, биотитом. Ядро полиминеральных зерен представлено оливином, а периферия — ортопироксеном или клинопироксеном. Развиты полиминеральные зерна с ядром клинопироксена и периферией из бурой роговой обманки. Биотит развит по периферии зерен роговой обманки и клинопироксена.

Плаггиоклаз широкопластинчатый и удлиненно-призматический, часто рекуррентно-зональный. Полиминеральные темноцветные выделения и рекуррентная зональность плаггиоклаза подчеркивают неустойчивую физико-химическую обстановку в камерах интрузивных залежей.

По химическому составу (табл. 2) рассматриваемые габброиды отвечают промежуточному типу между толеитами и субщелочными базальтами, хотя среди них выделяются и толеиты, и известково-щелочные разновидности, и субщелочные базиты с расчетным нормативным нефелином. Они имеют низкую железистость, умеренно-повышенное количество оксида титана — 0,63–2,64%, калий-натриевую щелочную специализацию. Нестабильны количество глинозема с максимальными значениями выше 20% и магнезиальность (MgO) — от 4% до 29%.

Количество сидерофильных элементов (табл. 3) в лейкократовых и мезократовых габбро составляет: Cr (4–280 г/т), Co (13–32 г/т), Ni (2–70 г/т), а в меланократовых габбро и роговообманковых перидотитах (пикритоидах) — Cr (340–1340 г/т), Co (97–99 г/т) и Ni (990–1060 г/т).

Общее содержание РЗЭ несколько превышает хондритовый стандарт, фракционирование слабое.

Таблица 2

Химические составы характерных разновидностей пород Худолазовского и Дайкового комплексов, масс. %

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Σ
Худолазовский комплекс													
п3/09	47,50	1,27	19,20	2,43	6,46	0,15	8,40	10,79	2,63	0,27	0,21	0,52	99,53
4/09	49,50	0,97	20,20	3,33	4,86	0,13	5,80	9,94	3,70	0,54	0,21	0,40	99,58
6/09	49,00	1,10	18,00	3,47	5,17	0,12	6,80	8,52	4,05	1,00	0,27	2,26	99,96
15/09	50,70	1,30	19,20	4,43	4,62	0,16	4,40	7,10	3,75	1,45	0,64	2,08	99,53
40/09	47,90	0,96	18,60	2,40	5,75	0,18	12,00	7,88	2,36	0,85	0,17	0,40	99,40
41/09	47,00	0,80	18,20	2,00	7,75	0,19	11,60	9,08	2,35	0,85	0,09	0,10	100,01
42/09	47,00	1,50	14,76	3,25	9,34	0,28	11,60	8,52	2,02	0,50	0,50	0,20	99,47
19/09	39,00	0,88	8,00	3,67	7,40	0,23	28,60	3,40	1,35	1,00	0,12	6,52	100,17
20/09	39,10	0,97	9,07	3,46	6,97	0,23	26,00	6,53	0,50	0,50	0,48	6,36	100,17
С-10	38,00	0,63	7,91	3,73	7,67	0,15	28,02	2,5	0,28	0,47	0,11	9,42	98,93
С-15	32,20	0,68	6,59	6,32	7,62	0,18	26,79	3,79	0,74	0,76	0,23	6,97	99,87
С-20	41,74	0,85	11,48	2,77	7,93	0,17	19,63	5,14	1,37	0,76	0,27	7,88	99,89
С-25	41,39	0,85	12,99	3,64	9,26	0,16	15,57	6,39	1,45	0,32	0,12	4,25	96,38
Дайковый комплекс													
709-09	54,00	1,30	16,20	1,60	4,74	0,14	7,00	7,10	2,70	0,25	0,09	5,28	100,40
724-3/12	62,00	0,71	16,00	0,54	5,05	0,09	4,40	3,40	2,80	1,80	0,05	3,71	100,55
747/12	51,00	1,38	17,00	2,98	5,17	0,16	5,80	5,96	5,40	1,25	0,32	3,64	100,06
Д1	49,16	1,09	19,07	2,01	5,58	0,16	5,58	6,68	4,38	0,87	0,18		99,13
Д2	51,41	1,32	17,08	2,13	6,95	0,13	6,21	6,67	4,40	0,43	0,38		99,58
Д3	48,82	1,66	17,15	2,09	7,5	0,14	5,88	9,04	3,09	0,44	0,22		99,77
Д4	45,53	2,64	14,68	4,73	8,35	0,15	6,13	9,29	3,66	0,47	0,21		99,72

Примечания: п3-09 — долерит; 4/09 — лейкократовое габбро; 6/09 — неравномернозернистое габбро; 15/09 — пегматоидное габбро; 40/09 — габбро-долерит меланократовый; 41/09 — крупнозернистое габбро; 42/09 — габбро-пегматит; 19/09, 20/09, С-10, С-15 — роговообманковые перидотиты; С-20, С-25 — меланократовое габбро; 724-3/12 — габбро-диорит; Д1 — лампрофир; Д2 — роговообманковый долерит с глобулями; Д3 — роговообманковый долерит с порфиритом; Д4 — долеритовый порфирит; 709-09 — долерит; 747/12 — габбро-долерит.

Спектры распределения нормированных по хондриту РЗЭ имеют небольшой отрицательный наклон. По уровню накопления ЛРЗЭ рассматриваемые породы подразделяются на две группы: обедненные легкими элементами, в которых отношение суммарных содержаний $\Sigma\text{ЛРЗЭ}/\Sigma\text{ТРЗЭ}$ изменяется в интервале 6,5–6,9, и более обогащенные ЛРЗЭ с отношением $\Sigma\text{ЛРЗЭ}/\Sigma\text{ТРЗЭ}$, колеблющимся в пределах 8,4–11,7.

Изотопные определения U/Pb методом по циркону и бадделиту установили возраст комплекса — 324–328 млн лет [Салихов и др., 2012], что отвечает серпуховскому времени нижнего карбона.

Итак, рассматриваемые интрузивы являются самостоятельными продуктами эпохи активизации, проявившейся на фоне ранней стабилизации островодужного фундамента. По вещественному составу габброиды Худолазовского комплекса имеют петрогеохимические характеристики, отличающие их от габброидов предыдущей эпохи формирования. Выявляется общность составов габброидов Худолазовского комплекса с магматическими образова-

ниями платформенного режима [Салихов и др., 2012]. Примечательно, что Худолазовский комплекс сопровождается сульфидным медно-никелевым оруденением, свойственным внутриконтинентальным областям.

Дальнейшая история магматизма связана с формированием даек основного состава не только в границах ЗМЗ, они получили распространение и в ВМЗ. В рассматриваемой зоне они выделены в Дайковый комплекс роговообманковых долеритов, габбро-порфиритов и лампрофиров.

Дайковый комплекс занимает секущее положение относительно всех рассмотренных ранее интрузивных и дайковых образований. Комплекс в наиболее полном объеме проявился в Худолазовской мульде, где он образует пояс, пересекающий Худолазовские интрузивы серпуховского возраста по азимуту 8°–10°. Аналогичный по плотности распространения рой даек известен в северо-западной части Уртазымской синклинали, где простирание даек ЗСЗ 300–315°. В других частях Магнитогорского мегасинклинария дайки аналогичного состава

Таблица 3

Микроэлементы в характерных породах Худозавского и Дайкового комплексов, г/т

Элемент	19/09	20/09	40/09	41/09	42/09	п3/09	4/09	6/09	8/09	9/09	28/09	47/09	227/10	400/11
Li	9,29	12,17	4,05	3,27	9,00	7,21	9,19	15,35	13,75	10,55	15,37	15,11	19,60	10,91
Be	0,36	0,39	0,48	0,27	0,88	1,02	0,81	0,88	0,83	0,94	1,35	0,67	0,83	0,87
Sc	7,41	7,50	13,94	18,36	68,82	14,22	13,17	7,62	15,33	24,40	15,47	24,67	14,95	23,00
V	81,07	86,62	130,7	106,8	227,93	143,36	129,77	135,16	118,31	158,58	75,35	146,11	116,76	156,27
Cr	942,71	657,72	116,36	227,21	42,89	47,18	32,88	280,99	154,88	25,81	38,25	78,22	12,48	21,50
Co	99,91	97,72	31,64	53,33	30,63	23,90	29,68	32,35	32,09	27,02	27,23	24,54	23,09	25,53
Ni	1003,0	1063,5	56,93	172,43	21,11	22,89	35,58	70,35	93,00	15,30	41,10	13,92	18,72	12,47
Cu	70,64	45,27	45,29	43,81	19,34	53,36	71,74	42,72	40,32	16,34	43,53	40,00	30,55	42,55
Zn	56,75	57,58	51,50	46,18	76,46	52,58	51,93	51,94	45,00	60,51	48,21	65,18	50,86	59,10
Rb	33,09	25,43	4,83	2,67	7,97	13,05	11,97	14,83	8,33	3,78	13,45	24,51	44,94	20,88
Sr	120,51	44,23	608,73	548,02	317,90	719,68	761,33	631,84	326,74	340,02	515,00	359,76	218,03	334,71
Y	8,77	10,36	13,17	8,27	40,99	15,77	12,64	10,41	19,34	19,58	20,84	18,53	15,64	21,86
Zr	62,49	61,96	63,51	37,69	90,74	111,21	71,24	46,66	123,80	59,92	110,05	87,51	96,04	103,26
Nb	1,29	1,45	2,69	1,92	5,70	7,95	6,87	6,63	2,85	5,02	6,51	4,44	4,93	10,37
Cs	16,15	10,76	0,29	0,28	0,11	1,18	0,42	0,77	0,39	0,17	0,37	0,44	2,33	0,29
Ba	23,91	11,14	125,57	68,13	94,69	215,43	232,53	249,52	114,42	125,56	182,12	242,65	222,87	371,68
La	3,49	3,75	8,19	4,41	8,91	13,32	15,14	10,79	9,14	11,84	13,21	11,83	14,11	12,65
Ce	10,36	11,55	18,80	10,11	27,83	29,62	32,98	23,36	24,96	27,71	33,63	27,16	30,54	30,53
Pr	1,45	1,67	2,30	1,30	4,51	3,52	3,78	2,62	3,62	3,64	4,53	3,53	3,73	4,04
Nd	6,69	7,85	10,05	5,82	24,74	14,67	15,20	10,78	15,79	15,57	18,67	14,69	14,79	17,11
Sm	1,68	1,99	2,33	1,49	7,72	3,11	3,01	2,22	3,99	3,66	4,52	3,53	3,36	4,24
Eu	0,61	0,62	0,89	0,65	2,57	1,13	1,02	0,80	1,55	1,40	1,76	1,38	1,29	1,65
Gd	1,77	2,16	2,66	1,68	9,51	3,10	2,70	2,13	3,99	3,81	4,54	3,67	3,21	4,37
Tb	0,28	0,34	0,42	0,27	1,48	0,47	0,40	0,33	0,64	0,62	0,71	0,59	0,51	0,70
Dy	1,87	2,25	2,86	1,80	9,78	3,17	2,64	2,16	4,10	4,03	4,50	3,88	3,41	4,63
Ho	0,38	0,45	0,58	0,37	1,92	0,64	0,53	0,44	0,81	0,82	0,89	0,80	0,68	0,95
Er	1,03	1,20	1,61	1,01	5,07	1,82	1,47	1,22	2,27	2,35	2,42	2,29	1,92	2,72
Tm	0,15	0,17	0,23	0,14	0,67	0,26	0,21	0,17	0,32	0,34	0,35	0,33	0,28	0,39
Yb	0,98	1,13	1,53	0,95	4,15	1,74	1,31	1,12	2,13	2,31	2,29	2,20	1,87	2,65
Lu	0,15	0,17	0,24	0,13	0,59	0,26	0,21	0,18	0,30	0,34	0,32	0,32	0,28	0,39
Hf	1,31	1,38	1,57	0,94	2,93	2,36	1,69	1,33	2,79	1,96	2,75	2,14	2,22	53,15
Ta	0,09	0,11	0,15	0,09	0,38	0,45	0,40	0,41	0,22	0,36	0,52	0,31	0,37	0,44
Tl	0,16	0,11	н/о	н/о	0,01	н/о	н/о	0,01	0,05	0,02	0,07	0,09	0,28	0,12
Th	0,24	0,26	1,20	0,81	0,98	2,23	2,32	3,14	0,71	1,31	0,86	1,67	2,70	1,52
U	0,10	0,09	0,39	0,26	0,23	0,91	0,36	0,29	0,23	0,40	0,31	0,51	0,92	0,47

Примечания: Худозавский комплекс (19/09, 20/09 — роговообманковые перидотиты, 40/09 — габбро-долерит меланократовый, 41/09 — крупнозернистое габбро, 42/09 — габбро-пегматит, п3/09 — долерит, 4/09 — лейкократовое габбро, 6/09 — неравномернозернистое габбро); Дайковый комплекс (8/09, 9/09, 28/09, 47/09, 227/09, 400/11 — габбро-долериты).

получили развитие (но они не столь многочисленны) в пределах как Худозавской мульды, так и Ур-тазынской синклинали. В целом же дайки образуют своеобразную сеть, наложенную на все структурные элементы Магнитогорского мегасинклинория [Салихов, Бердников, 1985]. Вещественный состав пород даек разных географических широт сопоставим между собой. Все они принадлежат промежуточному типу базитов между субщелочными разновидностями и толеитами (см. табл. 2). Щелочность

в них умеренно-повышенная с калий-натриевым типом специализации. Петрохимические компоненты в них изменчивы: минимальное количество TiO_2 в габбро-диорите — 0,7%, в два раза выше в роговообманковых долеритах и долеритах — 1,3–1,7%, а самое высокое — в габбро-долеритах (2,6%); среднее и повышенное количество глинозема во втором типе и самое низкое — в третьем; магнезиальность изменяется в близких пределах — Mg# от 52 до 57%.

По геохимическим параметрам комплекс в целом не сильно отличается от Худолазовского, хотя имеется ряд отличительных признаков (см. табл. 3). Если КИЛЭ и сидерофильные мантийные элементы характеризуются разбросом значений, то ВЗЭ повышены равномерно. В целом породы Дайкового комплекса более обеднены элементами группы железа, но более обогащены высокозарядными компонентами. Спектры распределения РЗЭ абсолютно идентичны со спектрами Худолазовского комплекса, но содержания этих элементов в целом заметно выше, чем в предыдущей формации, и типичны для пород типа WPB.

Восточно-Магнитогорская зона

ВМЗ в раннекаменноугольное время была областью осадконакопления, вулканогенного и интрузивного магматизма.

Нижнекаменноугольные отложения, представленные здесь известняками и вулканогенными образованиями сохранились в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена. Нижнекаменноугольные отложения накапливались на островодужном фундаменте эмско-раннетурнейского возраста.

Границы отложений грабена и подстилающих образований фундамента изучены слабо. В геологических работах западной части грабена не приведены сведения о перерывах или иных взаимоотношениях между зилаирской свитой и вышележащими отложениями нижнего карбона. Что касается восточного обрамления грабена, то некоторый материал имеется в монографии Г.А. Смирнова и Т.А. Смирновой [1967] и в рукописных работах Г.Б. Ферштатера и Г.И. Чайко. Так, на берегу Верхнеуральского водохранилища в двух километрах от пос. Новоивановский вскрыт контакт эффузивов верхнего девона. Здесь была береговая линия, где накапливался обломочный материал известняков и трахитовых порфиров. Известняки содержат фауну литвинского горизонта нижнего турне, а в цементе та же фауна литвинского горизонта. На них с угловым несогласием налегают вулканогенно-осадочные образования косьвинского горизонта верхнего турне. Сходные соотношения фундамента и разреза грабена отмечаются на г. Грань и г. Лиственная. В юго-восточной части грабена, в районе участка Козлачи, на берегу р. Ильяска хорошо видно трансгрессивное налегание конгломератов, гравелитов и песчаников кизеловского горизонта верхнего турне на порфириды верхнего девона. Отложения кыновского горизонта здесь отсутствуют, что свидетельствует об области суши в этой части грабена в раннем турне. Эта область суши к началу косьвин-

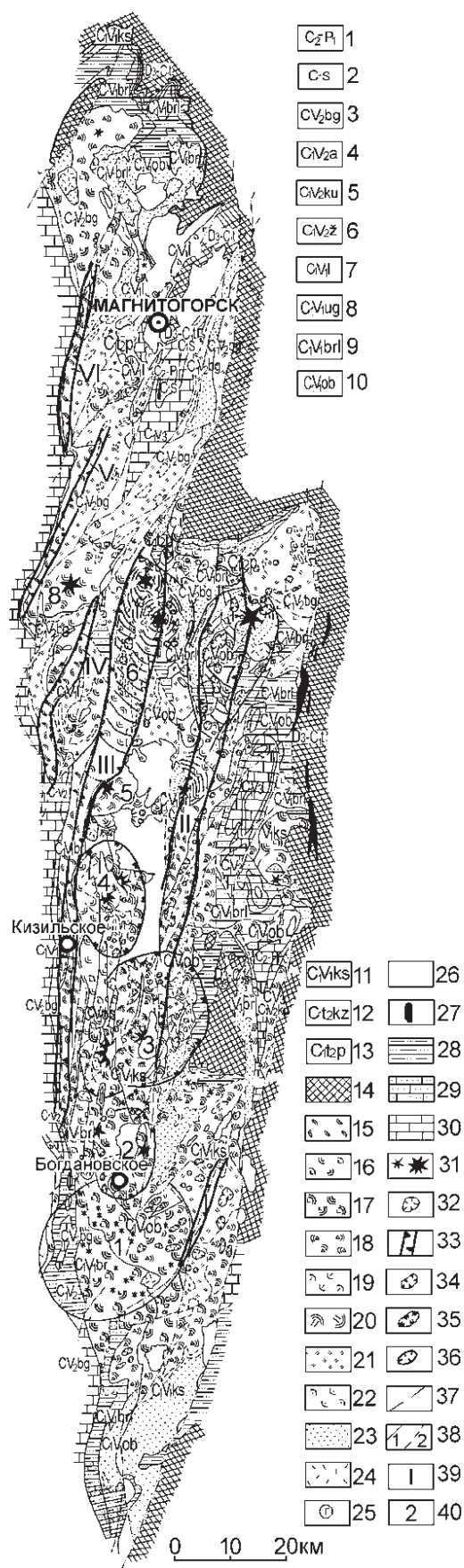
ского времени перестала существовать. Возникли новые области размыва. По периферии этих островов отложения косьвинского времени содержат окатанные обломки кислых вулканитов и других пород, характерных для кизеловского времени позднего турне.

К западу от грабена формировались отложения со всеми признаками морского осадконакопления. В них в обилии обнаружены остатки морской фауны, которые характерны для известняков, раковинных песчаников и спонголитов. В песчаниках и алевролитах присутствует вулканомиктовый материал и широко развиты продукты вулканической деятельности.

Вулканизм. Первые продукты вулканизма в разрезе першинского горизонта установлены в северо-западной части грабена в районе пос. Кирса [Чайко, 1971]. На юге грабена отложения этого же горизонта не содержат продукты вулканической деятельности. Первые продукты вулканизма представлены шаровыми лавами базальтов, долеритов и долеритовых порфиритов. Часть долеритов слагают силлы. Далее вулканическая деятельность проявилась в виде трещинных излияний и вулканов центрального типа (рис. 3) разного масштаба. Трещинные излияния контролируют зоны раздвигов. Наиболее примечательный среди них — Центральный, расположенный в западной части среднего сектора грабена. На этой же широте, но восточнее, в пределах Полоцко-Аркаимской подзоны выделен другой — Жарумбайский раздвиг. В базальтах этих раздвигов отмечается переслаивание потоков базальтов мощностью от 1 до 15 м, которые по составу отвечают трахибазальтам, нередко с оливином. В центре потока базальты однородные, в подошве изредка отмечаются миндалины, а в кровле — миндалекаменные (мандельштейны). Иногда кровли потоков представлены кластолавами. Датируются базальты в Центральном раздвиге от косьвинского времени позднего турне по ранний визе, включая обручевское, бурминское и усть-греховское время. В Жарумбайском раздвиге базальты отвечают косьвинскому времени.

В северном секторе грабена разрезы трещинных потоков лав менее выражены вследствие слабой обнаженности. Они залегают среди известняков жуковского горизонта (с. Кизильское) и каменск-уральского горизонта (Агаповская синклиналь), а в районе железнодорожного вокзала г. Магнитогорск среди базальтов присутствуют известняки богдановичского горизонта. Обнажаясь в руслах притоков р. Урал, базальты прослеживаются в закрытых участках по характеру магнитного поля.

Северное замыкание Центральной и Жарумбайской раздвиговых зон переходит в щитовидные



вулканы с двухъярусным строением. Нижний ярус представлен покровами базальтов, а верхний имеет кислый состав с линзами лав и туфов базальтов. Кислые вулканиды фациально отвечают туфам и туффитам, экструзивным куполам и субвулканическим телам. Последние размещаются на периферии щитовидного сооружения, подчеркивая его контуры.

В меридиональном блоке между Центральным и Жарумбайскими раздвигами концентрируются стратовулканы. К ним относятся Грязнушинский, Греховской вулканы, г. Острой и Чекинский. С последним связан мощный (более 700 м в скважине) ареал кислых вулканогенных фаций. Базальты занимают лишь нижнюю часть разреза. Представлены они шаровыми и подушечными лавами, в кровле которых отмечаются миндалины, а иногда и типичные кластолавы. Широко развиты пирокластические образования.

В северном и южном замыканиях грабена вулканизм имел ареальный характер проявления с множеством мелких вулканических аппаратов, вскрытых крутыми берегами р. Урал. На севере вулканогенные образования

Рис. 3. Палеовулканологическая карта Магнитогорско-Богдановского грабена

Условные обозначения: 1 — отложения среднего карбона и перми; 2 — серпуховский ярус; 3 — богдановичский горизонт; 4 — аверинский горизонт; 5 — каменск-уральский горизонт; 6 — жуковский горизонт; 7 — либровичская подсвета; 8 — усть-греховский горизонт; 9 — бурлинский горизонт; 10 — обручевский горизонт; 11 — косвинский горизонт; 12 — кизеловский горизонт; 13 — першинский горизонт; 14 — отложения фундамента пород каменноугольного пояса; 15 — базальты трещинного вулканизма; 16 — базальты и их пирокластические фации верхних горизонтов разрезов щитовидных вулканов и бортовых частей раздвигов; 17 — базальты вулканов центрального типа; 18 — туфы (преимущественно грубые) основного состава вулканов центрального типа; 19 — риолиты трещинного вулканизма; 20 — риолиты и их пирокластические фации прижерловых зон вулканов центрального типа; 21 — туфы и туффиты кислого состава; 22 — внутрикальдерные фации; 23 — фации удаленной зоны; 24 — гипабиссальные и субвулканические породы кислого состава; 25 — габбро, габбро-диабазы; 26 — габбро-гранитный и гранитизированный комплекс пород; 27 ультрабазиты; 28 — вулканотерригенные формации; 29 — терригенные формации; 30 — карбонатные формации; 31 — центры вулканических извержений; 32 — экструзивные купола; 33 — вулcano-тектонические линейные зоны долгоживущих раздвигов; 34 — кальдеры щитовидных вулканов; 35 — кальдеры стратовулканов; 36 — вулcano-тектоническая депрессия ареального вулканизма; 37 — синвулканические кольцевые и радиальные разрывы; 38 — границы распространения стратиграфических толщ: формаций (1) и фаций (2); 39 — наименование раздвиговых зон (лавы трещинных излияний): I — Гусихинский раздвиг, II — Жарумбайский раздвиг, III — Центральный раздвиг, IV — Новоянгельский раздвиг, V — Уральский раздвиг, VI — Западный раздвиг; 40 — наименование вулканических построек: 1 — Гусихинская кольцевая вулcano-тектоническая структура, 2 — Богдановский стратовулкан, 3 — Чекинский стратовулкан, 4 — Грязнушинский стратовулкан, 5 — Греховской стратовулкан, 6 — Зингейская щитовая вулканическая постройка с двумя вулканическими центрами (кальдерами) — Черноотрожинским (южный) и Тикосайским (северный), 7 — Жарумбайская щитовая вулканическая постройка с вулканическим центром Утарка, 8 — Новоянгельская вулканическая постройка

в основном представлены базальтами и их пирокластикой. На юге разрез имеет двухъярусное строение: нижний — преимущественно базальтовый с туфовым материалом, а верхний — туфы, туффиты, тефроиды, есть экструзивные купола, субвулканические жерла и дайки кислого состава.

Вулканогенные породы и дайки основного состава соответствуют трахибазальтам и трахиандезибазальтам, получившим распространение на всей территории грабена. Базальты нормального ряда установлены лишь в раздвиговых зонах трещинного излияния лав. Щелочные базальты контролируются областью проявления ареального вулканизма в южном секторе грабена. Наконец, андезиты, — единичные лавовые потоки этих пород получили распространение в северо-восточной и восточной периферии грабена.

Перечисленные базальты отвечают калий-натриевой серии при постоянном преобладании оксида натрия над оксидом калия, и лишь небольшое количество их отвечает натриевому типу. Сумма щелочей в базальтах повышена (табл. 4, 5). В ряде анализов отмечен нормативный нефелин.

Важной особенностью пород является высокая титанистость. В базальтах трещинного излияния содержание оксида титана варьирует от 1,7 до 3,06, в базальтах вулканов центрального типа — от 1,1 до 1,98. Стабильно повышено содержание в них фосфора. Количество оксида магния в базальтах раздвиговых зон составляет 8–9%, но есть более высокие — до 11,9%, а в аналогичных породах, контролируемых вулканами центрального типа — умеренные и низкие с колебаниями от 4 до 8%. Количество суммарного оксида железа в базальтах трещинного типа излияния составляют от 8,2 до 12,92%, а в лавах сходного состава центрального типа извержения — 6,95–9,7%. Базальты трещинного излияния низкоглиноземистые ($al' = 0,76–0,96$), содержание глинозема в них 14–16%. При этом минимальные количества свойственны низам разреза, а содержания, несколько превышающие 17%, отмечаются в трахиандезибазальтах верхних горизонтов разреза тех же раздвиговых зон. В областях вне этих зон коэффициент глиноземистости всегда высокий ($al' = 1–2$ и больше), а содержание оксида алюминия достигает 21%.

Распределения РЗЭ осложнены европиевыми аномалиями, как слабо выраженными, так и более резко проявившимися положительными и отрицательными формами. Сходные распределения свойственны и для кислых пород, однако в них положительные аномалии Eu редки, в основном отмечаются отрицательные формы (табл. 6).

Нестабильны содержания элементов группы железа. Кобальт, никель и медь присутствуют в ко-

личествах более низких, чем в хондритах, ванадий превышает или равен его значениям. Содержание хрома нестабильно и варьирует положительно и отрицательно на порядок относительно хондрита. Заметим, что максимальные содержания элементов группы железа свойственны базальтам трещинного излияния.

Литофильные элементы — рубидий, цезий, стронций и барий характеризуются значительными количественными вариациями. При этом концентрации Sr и Ba, а также Th значительно повышены относительно их содержаний в хондрите. Элементы группы ВЗЭ в рассматриваемых базальтах для всего грабена имеют стабильно повышенное значение.

Кислые вулканогенные образования в основном принадлежат трахириодацитам и риодацитам. Они получили распространение, главным образом, в среднем и южном секторах грабена. В среднем секторе, кроме того, присутствуют пантеллериты. Низкощелочные риолиты характерны для северного сектора грабена. Нормальные риолиты, дациты и трахидациты отмечаются редко по всей территории грабена.

Большая часть кислых вулкаников принадлежит калий-натриевой серии, но среди них есть и калиевые ($\xi Na = 0,4–1$), и с повышенной натриевостью ($\xi Na = 2–4$). Низкощелочные риолиты имеют повышенный индекс петрохимической лейкократовости и высокой кремнекислотности. Калий-натриевые кислые породы характеризуются весьма высокой глиноземистостью ($al' = 2,3–6,1$), а единичные образцы отвечают категории высокоглиноземистых ($al' = 1,4$).

В кислых вулканиках суммарное содержание РЗЭ колеблется от 41,6 г/т до 150,2 г/т: в раздвиговых зонах высокие показатели (91,8–150,2 г/т), а в других — низкие (41,6–113,8 г/т) (табл. 7). Обращают на себя внимание значительные вариации содержания элементов группы железа — V, Cr, Co, Ni, Cu, максимальные значения которых свойственны раздвиговым зонам, включая щитовидные вулканы. Элементы группы железа являются характерными компонентами базальтовых расплавов, следовательно, вулканики кислого состава с повышенной ролью названных компонентов комагматичны базальтам.

Итак, базальты трещинного типа излияния по петрохимическому и микроэлементному составу заметно отличаются от базальтов, связанных с вулканами центрального типа и территориально обособленных от раздвиговых зон. В трещинных базальтах более высоки содержания оксидов магния и титана, хрома, никеля, а в базальтоидах вулканов центрального типа повышены содержания кремнезема, глинозема, стронция, тория, урана. Эти геохимические

Химические составы вулканитов нижнего карбона

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Σ
Базальтоиды греховского комплекса													
261/10	47	2,6	17,2	6,4	5,75	0,25	6,5	7	4	0,62	0,86	2,04	100,22
278/10	48	2,04	15,05	6,44	5	0,27	8,52	7	4,05	1,2	0,37	2,2	100,14
249/10	48,1	2,6	13,9	8,5	5,4	0,23	6,53	6,4	3,75	2,8	0,4	2,06	100,67
293/10	48,8	2,05	15,8	1,8	9,34	0,19	9,04	5,6	3,6	2,1	0,33	0,88	99,53
252/10	49,5	2,6	14,9	4,66	6,45	0,2	6,53	6,4	5	2,85	40	10	99,59
253/10	50	3,06	14,1	3,57	8,95	0,4	8,52	6	4	0,7	0,29	0,1	99,69
268/10	55	2,39	17,86	11,58	0,21	0,07	2,84	2	6,5	0,5	0,7	0,5	100,09
4228-5	46,68	2,60	16,58	7,73	3,13	0,11	5,66	10,33	3,24	0,50	0,42	3,00	99,98
125/50	49,10	2,52	15,91	9,89	3,03	0,08	5,18	7,31	3,67	0,47	0,29	2,94	100,39
3/260	52,20	2,22	16,43	5,58	4,92	0,19	3,88	7,65	4,63	0,68	0,45	1,00	99,84
Базальтоиды березовского комплекса													
257/10	45,6	1,16	18	3,2	4,3	0,24	7,1	10	3,8	2,6	0,18	4,4	100,58
305/10	48	1,24	16,8	2,5	4,53	0,19	11,93	8,6	3,5	1,54	0,44	1,4	100,67
304/10	49,88	1,8	17,8	4,95	2,44	0,08	6,93	4	4,8	2,9	0,44	3,84	99,78
273/10	52	1,9	16	3,2	5,17	0,34	7,1	5	4,4	2	0,81	2	99,92
279/10	52	1,64	16	3,1	4,3	0,28	5,11	6,6	5,4	3,7	0,48	1,6	100,21
284/10	53	0,93	16,8	1,8	2,87	0,2	4,83	7	4,72	3,6	0,33	3,5	99,58
286/10	60	1	16,8	2,1	2,08	0,17	7,1	4	3,5	0,9	0,33	2,26	100,24
1703/42	50,35	0,70	21,01	2,25	3,60	0,28	5,23	7,64	3,78	2,34	н.о.	3,06	100,34
1/342	51,48	1,28	18,06	2,72	5,25	0,26	5,45	6,41	4,45	1,12	0,287	2,56	99,33
1/1467	54,94	0,81	19,17	1,57	5,09	0,11	4,89	3,05	6,89	0,15	0,326	2,78	99,78
Кислые вулканиты нижнего карбона													
1/1102	61,60	1,07	16,34	2,55	3,60	0,05	1,62	2,04	5,42	3,47	0,27	0,40	99,77
1/758	64,78	0,84	16,31	2,02	1,94	0,10	1,83	1,19	4,86	3,26	0,15	1,32	100,26
314/10	67,80	0,43	14,00	1,75	1,44	0,13	1,00	1,81	6,90	3,70	0,23	1,00	100,19
2066/603	68,93	0,78	16,11	1,01	2,20	0,05	1,03	1,06	6,25	1,05	0,17	0,40	100,24
281/10	69,00	0,32	14,90	1,00	1,00	0,07	1,20	1,70	5,02	5,00	0,15	0,50	99,81
254/10	69,10	0,60	15,13	3,57	0,35	0,04	1,80	0,85	3,75	4,45	0,08	0,10	99,82
301/10	70,00	0,60	14,55	2,80	0,57	0,05	2,40	0,85	3,80	4,40	0,14	0,40	100,06
282/10	70,00	0,50	13,90	1,89	0,93	0,05	1,80	1,70	5,10	3,40	0,14	0,50	99,91
22/665	71,28	0,38	14,23	1,60	1,26	0,04	0,31	0,74	4,41	4,43	0,37	0,40	99,73
310/10	71,80	0,39	14,00	0,89	2,51	0,03	1,40	0,85	3,75	4,10	0,07	0,74	100,53
250/10	72,00	0,53	14,90	3,10	0,35	0,06	0,24	0,85	6,45	1,25	0,07	0,20	100,00
313/10	72,00	0,08	13,00	1,00	0,50	0,01	0,60	2,00	6,00	3,70	0,06	0,80	99,75
6066/391	72,95	0,51	14,64	1,64	0,73	0,03	0,96	0,79	2,00	3,56	0,11	0,40	100,60
2066/600	74,92	0,14	13,33	0,75	0,55	0,05	0,55	2,10	2,63	2,74	0,02	0,88	100,39
2066/418	75,81	0,47	13,37	1,65	0,73	0,04	0,59	0,79	3,91	1,83	0,10	0,40	100,79
2066/844	76,92	0,16	13,01	0,75	0,50	0,03	1,07	0,31	2,72	3,00	0,02	0,40	100,21

Примечания: 261/10, 278/10, 249/10, 293/10, 252/10, 4228-5, 125/50, 257/10, 305/10, 304/10 — базальты; 253/10, 268/10, 3/260, 273/10, 279/10, 284/10, 1703/42, 1/342 — андезибазальты; 286/10, 1/1467 — андезиты; 1/1102, 1/758, 2066/603 — трахидациты; 281/10, 314/10 — щелочные риодациты; 254/10, 301/10, 282/10, 22/665, 310/10, 313/10 — трахириодациты; 250/10 — риодацит; 6066/391, 2066/600, 2066/418, 2066/844 — низкочелюстные риолиты.

показатели свидетельствуют о глубинном мантийном источнике базальтов трещинного излияния и о вовлечении литосферы в ассимиляционный процесс при подъеме расплава к аппаратам центрального типа извержения.

В результате геологических наблюдений установлено, что несмотря на проявление самых разных продуктов вулканизма на севере грабена, основной объем вулканической деятельности, начиная с кизеловского времени позднего турне был сконцен-

Таблица 5

Микроэлементы в породах Греховского комплекса

№	242/10	268/10	337/10	335/10	328/10	323/10	272/10	269/10	267/10	252/10	70/09	71/09
Li	15,26	4,69	12,23	7,76	19,28	18,68	9,60	2,88	3,07	6,92	12,28	11,54
Be	1,03	0,60	0,65	1,93	1,44	0,90	1,40	0,68	0,44	0,91	0,75	0,76
Sc	19,03	34,26	22,18	23,20	24,85	21,34	33,04	24,20	26,06	32,37	26,94	25,61
V	199,13	312,00	207,29	209,60	269,71	258,57	371,73	314,59	334,47	334,20	194,97	190,30
Cr	159,27	218,60	206,93	59,05	8,62	55,02	19,26	46,87	28,92	42,73	42,40	40,97
Co	19,43	14,59	36,27	36,28	24,45	30,26	22,38	14,19	12,86	38,88	37,81	37,31
Ni	152,81	166,56	201,21	43,70	9,51	36,70	11,61	27,04	9,51	24,56	38,86	36,62
Zn	64,16	39,87	56,26	136,44	91,03	87,98	97,90	57,70	41,77	82,88	99,05	94,08
Rb	18,53	9,80	9,82	15,28	45,26	55,90	0,90	0,61	0,49	28,00	3,79	4,48
Sr	310,03	179,28	405,21	382,17	431,34	597,19	54,90	75,98	147,96	263,54	377,64	344,60
Y	29,77	32,38	18,35	36,36	28,31	24,13	46,37	30,36	33,17	35,34	29,21	28,16
Zr	203,86	169,22	111,56	220,70	152,46	145,77	235,19	186,76	177,50	170,64	177,18	170,54
Nb	8,78	5,75	5,34	10,33	6,01	6,62	9,18	7,31	6,85	8,11	13,40	12,69
Cs	0,46	0,21	0,19	0,31	0,20	0,21	0,02	0,03	0,15	0,04	0,44	0,59
Ba	213,11	176,63	247,69	551,07	1639,86	1808,62	15,23	34,50	43,91	248,18	134,57	121,60
La	25,20	11,49	12,34	20,71	16,62	17,12	17,73	8,90	12,75	15,03	14,63	13,61
Ce	55,76	30,08	28,87	50,46	38,00	37,82	57,75	25,48	31,12	39,14	37,51	35,56
Pr	6,82	4,43	3,71	6,64	4,92	4,65	8,06	3,94	4,40	5,24	4,99	4,73
Nd	27,92	20,45	15,64	29,51	21,52	19,80	36,51	19,76	20,53	23,86	22,98	21,90
Sm	6,36	5,77	3,63	7,14	5,19	4,70	9,15	5,46	5,50	6,28	5,76	5,52
Eu	1,99	2,04	1,38	2,34	1,93	1,77	4,07	2,02	1,91	2,27	2,06	1,93
Gd	7,09	6,51	4,31	7,86	5,69	5,06	10,28	6,09	6,58	7,14	5,93	5,88
Tb	0,96	1,03	0,60	1,15	0,86	0,77	1,42	0,93	0,99	1,13	0,93	0,91
Dy	5,83	6,34	3,53	7,28	5,57	4,84	9,02	6,11	6,44	7,04	6,15	5,94
Ho	1,16	1,32	0,71	1,51	1,15	1,01	1,88	1,25	1,36	1,50	1,25	1,18
Er	3,37	3,70	2,05	4,41	3,42	2,85	5,42	3,58	3,90	4,22	3,34	3,25
Tm	0,46	0,52	0,29	0,63	0,46	0,42	0,77	0,50	0,55	0,58	0,48	0,46
Yb	3,23	3,38	1,89	4,07	3,02	2,72	4,99	3,25	3,59	3,67	3,01	2,95
Lu	0,46	0,50	0,27	0,59	0,46	0,41	0,73	0,48	0,52	0,55	0,45	0,43
Hf	4,82	4,18	2,60	5,95	4,32	4,01	6,43	5,14	4,89	4,73	3,98	3,91
Ta	0,55	0,38	0,32	0,70	0,41	0,43	0,65	0,53	0,46	0,62	2,50	0,77
Th	5,84	1,39	1,56	3,40	3,05	3,16	2,66	0,93	1,25	1,65	0,95	0,88
U	2,25	0,89	0,64	1,24	1,36	1,13	1,17	0,58	0,64	0,68	0,40	0,38

Примечания: 242/10, 268/10, 337/10, 335/10, 328/10, 323/10, 272/10, 269/10, 267/10, 252/10, 70/09, 71/09 — базальты.

трирован в южном и среднем его секторах и постепенно смещался на север, завершившись базальтами трещинного излияния в конце богдановичского времени позднего визе.

Базальты трещинного излияния пространственно обособлены. В ареале проявления базальтов центрального типа отмечены отдельные дайки, по химическому составу сопоставимые с базальтами зон раздвигов. Кислый вулканизм контролировался преимущественно вулканами центрального типа, а в зонах раздвигов отмечаются лишь их субвулканические тела.

Интрузивный магматизм. Формирование многочисленных габбро-гранитных массивов ВМЗ зна-

менует тектоно-магматическую активизацию региона, сменившую затухающую вулканическую деятельность, которая охватывала период с начала позднего турне по поздний визе включительно. Изменение обстановки в регионе обязано вовлечению Казахстанского континента в коллизию с Восточно-Европейским. В результате процесс магмогенерации был реанимирован при очень близких термодинамических и физико-химических параметрах, о чем свидетельствует петрогеохимическая близость габброидов серпуховского времени формирования и базальтов — продуктов вулканизма предшествовавшего этапа. Общность составов указанных вулканогенных и интрузивных пород и была

Микроэлементы в породах Березовского комплекса

№	252/10	316/10	344/10	340/10	330/10	323/10	317/10	315/10	620/11	332/10	337/10	81/09	90/09
Li	6,92	10,76	10,65	12,04	8,55	18,68	8,60	16,37	73,25	11,48	12,23	3,13	11,70
Be	0,91	1,45	1,17	0,54	1,21	0,90	1,49	1,84	0,78	1,35	0,65	0,54	0,38
Sc	32,37	11,79	15,70	12,70	12,12	21,34	10,35	10,49	25,81	12,45	22,18	20,88	16,16
V	334,20	76,29	193,81	141,99	66,33	258,57	70,79	77,72	233,03	71,22	207,29	172,61	143,78
Cr	42,73	4,83	10,26	39,07	3,03	55,02	4,11	11,70	71,25	23,75	206,93	108,01	193,69
Co	38,88	8,89	18,18	12,07	8,32	30,26	7,12	11,18	21,56	9,71	36,27	33,38	30,95
Ni	24,56	4,66	20,88	102,15	1,20	36,70	1,71	5,62	29,41	9,95	201,21	81,10	112,96
Zn	82,88	68,05	104,95	38,24	61,43	87,98	61,07	70,03	64,32	66,59	56,26	66,01	52,50
Rb	28,00	14,80	3,65	6,97	6,94	55,90	50,76	8,90	2,17	18,07	9,82	3,38	3,75
Sr	263,54	212,22	423,26	368,11	205,60	597,19	261,15	76,04	512,40	215,34	405,21	397,59	254,22
Y	35,34	33,00	21,85	18,04	37,45	24,13	33,49	36,47	18,17	34,43	18,35	20,50	14,40
Zr	170,64	237,16	156,80	133,81	248,83	145,77	229,01	242,49	116,87	233,69	111,56	135,11	93,65
Nb	8,11	9,86	8,37	8,33	10,69	6,62	9,88	10,25	7,46	10,58	5,34	5,83	5,42
Cs	0,04	0,20	0,13	0,17	0,08	0,21	0,17	0,27	0,06	0,18	0,19	0,06	2,09
Ba	248,18	172,10	268,52	428,18	60,98	1808,62	423,91	43,41	212,79	139,88	247,69	218,26	155,93
La	15,03	10,07	18,01	15,52	25,23	17,12	19,99	14,42	20,70	22,24	12,34	12,31	8,97
Ce	39,14	25,15	41,48	33,77	57,58	37,82	44,95	36,23	46,85	52,31	28,87	29,25	23,60
Pr	5,24	3,72	5,12	4,25	7,27	4,65	5,72	4,76	5,62	6,86	3,71	3,68	3,03
Nd	23,86	17,43	20,67	17,27	30,81	19,80	23,83	20,89	22,38	29,84	15,64	16,04	13,72
Sm	6,28	4,77	4,58	3,91	7,36	4,70	5,78	5,14	4,57	7,01	3,63	3,90	3,17
Eu	2,27	1,30	1,63	1,39	2,64	1,77	1,84	1,18	1,50	2,48	1,38	1,38	1,14
Gd	7,14	5,46	5,28	4,44	8,00	5,06	6,51	6,31	4,65	7,72	4,31	4,06	3,13
Tb	1,13	0,88	0,68	0,62	1,19	0,77	0,98	1,04	0,62	1,14	0,60	0,64	0,49
Dy	7,04	5,66	4,21	3,56	7,29	4,84	6,32	7,20	3,63	6,97	3,53	4,24	3,10
Ho	1,50	1,25	0,84	0,72	1,54	1,01	1,35	1,57	0,75	1,46	0,71	0,85	0,61
Er	4,22	3,84	2,36	2,02	4,44	2,85	4,02	4,62	2,10	4,23	2,05	2,37	1,62
Tm	0,58	0,57	0,34	0,28	0,64	0,42	0,59	0,66	0,29	0,59	0,29	0,35	0,23
Yb	3,67	3,81	2,26	1,79	4,04	2,72	4,04	4,32	1,93	3,91	1,89	2,22	1,47
Lu	0,55	0,59	0,33	0,25	0,62	0,41	0,61	0,64	0,29	0,57	0,27	0,33	0,21
Hf	4,73	5,81	3,72	3,48	6,48	4,01	6,45	6,99	2,88	6,21	2,60	3,02	2,05
Ta	0,62	0,66	0,54	0,51	0,76	0,43	0,71	0,78	0,41	0,75	0,32	0,36	0,31
Th	1,65	5,78	4,19	3,70	5,34	3,16	5,92	6,61	2,51	5,28	1,56	1,69	0,87
U	0,68	2,85	1,60	0,54	1,76	1,13	2,76	3,03	0,85	1,69	0,64	0,64	0,28

Примечания: 252/10, 344/10, 323/10, 315/10, 337/10, 81/09, 90/09 — базальты; 316/10, 317/10 — андезибазальты; 340/10, 330/10, 332/10, 620/11 — андезиты.

положена в основу объединения их в единую вулканно-интрузивную серию [Ферштатер, Бородин, 1975; Сурин, 1997; Мосейчук, 1990ф, 2000ф; Салихов и др., 1985ф, 1990ф и др.]. Интрузивные образования слагают относительно небольшие тела размером от менее одного до 40–50 км². Наиболее крупные из них контролируются тектоническими палеоподнятиями, образующими меридиональную зону, которая в среднем секторе грабена отвечает восточному плечу Центрального раздвига.

Наиболее крупным палеоподнятием является Магнитогорское, в котором сосредоточены основные запасы скарново-магнетитовых железных руд, минимальные мощности вулканно-терригенных

нижнекаменноугольных образований и максимальные объемы интрузивных тел. Здесь получила развитие Магнитогорская группа интрузивов, среди которых выделяются массивы: Алексеевский, Куйбасовский, г. Грань, Мосовский, Магнитогорский и ряд более мелких тел. На глубине в сотни метров — первые километры, по геофизическим и буровым данным (скважины глубиной до 2000 м), в них концентрируются габброиды, а залежь в целом представляет собой сложно построенный массив габбро-гранитного состава.

В среднем секторе грабена развита Карабулакская группа интрузивов, которая объединяет массивы Северные и Южные Борки, Разборненский

Таблица 7

Микроэлементный состав кислых вулканитов

№	321/10	318/10	300/10	322/10	324/10	336/10	314/10	307/10	313/10	280/10
Li	16,38	2,05	4,29	5,31	5,43	5,29	8,29	1,53	8,63	15,12
Be	1,17	1,53	2,53	1,36	1,79	1,28	1,64	1,16	2,33	2,48
Sc	10,89	9,56	8,08	5,06	5,58	1,69	8,15	2,06	4,19	5,18
V	60,93	1,05	26,35	8,72	22,55	11,08	50,97	14,88	9,13	11,76
Cr	163,29	156,83	9,07	6,09	4,42	3,38	57,06	4,43	19,30	7,40
Co	9,32	0,65	1,90	1,01	0,91	1,29	4,99	0,94	1,36	1,89
Ni	250,16	194,53	18,01	10,06	8,27	7,01	25,85	4,75	22,03	6,12
Zn	62,01	67,84	58,62	26,70	93,57	32,28	61,11	32,92	28,91	68,88
Rb	34,92	56,55	44,50	31,72	55,85	28,18	50,72	80,17	121,93	57,41
Sr	109,27	44,96	49,76	16,95	180,33	29,83	129,56	117,63	103,76	129,59
Y	23,39	23,59	37,06	20,92	18,53	6,47	23,75	10,63	34,17	26,59
Zr	179,67	338,75	535,07	410,22	287,98	179,13	208,01	106,98	115,15	358,28
Nb	7,89	11,33	20,07	11,90	10,98	11,05	9,64	11,16	7,84	15,39
Cs	0,29	0,15	0,23	0,18	0,45	0,63	0,14	0,55	1,06	0,51
Ba	405,86	733,77	598,31	231,66	1189,20	155,47	576,75	743,63	250,00	358,77
La	15,62	11,77	28,93	6,52	11,77	6,87	17,76	20,31	24,20	19,67
Ce	34,64	33,65	51,76	22,33	29,85	17,37	39,38	37,27	40,51	44,52
Pr	4,30	4,20	7,56	2,80	3,82	2,01	4,93	3,56	5,19	5,39
Nd	17,25	17,19	28,98	12,24	15,31	7,40	20,23	11,18	18,67	19,84
Sm	4,06	4,35	6,07	3,34	3,57	1,53	4,52	2,17	4,22	4,46
Eu	1,30	1,30	1,67	0,77	1,31	0,35	1,21	0,56	0,52	1,03
Gd	4,82	4,73	7,15	3,72	3,98	1,70	5,19	2,56	5,09	4,98
Tb	0,69	0,78	0,98	0,69	0,60	0,24	0,72	0,31	0,79	0,74
Dy	4,29	5,01	6,20	4,66	3,83	1,44	4,45	1,72	5,21	4,69
Ho	0,87	1,09	1,33	1,03	0,80	0,30	0,94	0,36	1,15	1,02
Er	2,61	3,39	4,00	3,17	2,48	0,92	2,87	1,04	3,52	3,09
Tm	0,38	0,49	0,62	0,49	0,37	0,15	0,44	0,17	0,55	0,48
Yb	2,58	3,37	4,31	3,45	2,62	1,07	3,02	1,17	3,81	3,30
Lu	0,39	0,51	0,66	0,52	0,41	0,17	0,46	0,19	0,58	0,50
Hf	4,45	7,99	11,96	9,64	6,65	4,69	5,53	2,95	3,94	8,06
Ta	0,58	0,76	1,22	0,80	1,71	0,93	0,68	1,11	1,10	1,09
Th	6,83	4,79	3,77	4,91	4,21	4,62	5,62	12,66	13,36	5,83
U	3,12	3,34	2,74	3,41	2,43	2,99	3,00	3,31	4,18	2,48

Примечания: 321/10 — трахит; 318/10 — трахидациит; 300/10, 322/10, 324/10, 336/10 — трахириодациты; 314/10 — пантеллерит; 307/10, 313/10 — трахириолиты.

и г. Мохнатой. Эти интрузивы на глубине по геологическим и геофизическим данным сливаются в единый сложно построенный массив с преобладанием в его составе габброидов. Южнее известен ряд изолированных массивов (Чекинский, Грязнушинский), размеры которых с глубиной увеличиваются.

В южном секторе грабена известен Богдановский массив, близкий по вещественному составу к Борковскому и Чекинскому, а также Гусихинский массив, который вскрыт скважинами и по составу отличается от названных двух гранитоидных залежей, отвечая в целом мосовскому типу. У южного экзоконтакта Богдановской залежи на сравнительно

небольшой глубине (первые сотни метров) развиты породы фундамента грабена, представленные вулканитами фамена и карбонатными породами нижнего турне. Таким образом, указанный массив и, по-видимому, вся эта группа массивов контролируется поднятым блоком фундамента.

Общей закономерностью строения массивов Магнитогорско-Богдановского грабена является преобладание гранитоидов в верхних горизонтах залежей с выходом их на дневную поверхность. С глубиной объемы габброидов возрастают. Роль пород среднего состава в ряде массивов значительна. В контактовых зонах мелких тел габбро-гранитного состава отмечается обилие интрузивных брекчий

с обломками габброидов разной степени контаминации. Они рассматриваются Г.Б. Ферштатером [1987] в качестве автолитов, что, тем самым, является свидетельством петрологической общности габброидов и гранитоидов Магнитогорского комплекса.

Габброиды объединяются в богдановский и куйбасовский типы.

Богдановский тип габброидов представлен габбро, монцогаббро, редко монцодиоритами, микрогаббро и габбро-порфиридами. Они слагают дайки, силлы и другие достаточно сложные по морфологии тела. Известны не только изолированные небольшие по размеру (в несколько десятков метров) тела и их скопления большой мощности (сотни метров — до первых километров) и значительной протяженности. Габброиды часто прорваны разнообразными телами гранитоидов. Довольно крупные залежи, представляющие собой комбинацию мелких тел, известны в южной части Куйбасовского и северной части Магнитогорского массивов. Крупная залежь габброидов богдановского типа (около 30 км²) известна на юге Разборненского массива, в центре

массива Южные Борки, на востоке Богдановского массива, а также небольшие тела — на юго-востоке массива Северные Борки и на востоке массива г. Мохнатой. Они пересечены телами гранитоидов, нередко с интрузивными брекчиями. В пределах Магнитогорского палеовулканического поднятия габброиды богдановского типа прослежены по скважинам до 2 км.

В минеральном составе габброидов выделяются: плагиоклаз в центре зерен $An_{42-48} - An_{50-70}$, по периферии — до An_{20} , роговая обманка, клинопироксен — авгит (обычно титанистый), обильно рассеянные скопления титаномагнетита и примеси апатита и сфена.

В наиболее крупных залежах, например, силле Дальнего карьера Магнитогорского месторождения, габбро постепенно сменяется монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами.

Габброиды богдановского типа отвечают умеренно-щелочным базитам (табл. 8), в которых повышены содержания оксида натрия и, меньше, оксида калия, при этом они отвечают в основном натриевой серии ($K_{Na} > 4$), но присутствуют также

Таблица 8

Химические составы габброидов богдановского и куйбасовского типов, масс. %

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Σ
Куйбасовский комплекс													
1	41,64	3,82	11,11	9,81	13,05	0,27	6,51	9,46	2,3	0,6	0,27		100,1
2	45,99	1,64	16,49	4,87	8,28	0,17	9,88	9,26	2,17	0,36	0,18		99,87
3	41,94	4,04	13,77	8,16	10,07	0,21	5,71	11,39	2,2	0,2	1,35		99,04
4	50,25	1,23	18,65	4,04	6	0,12	5,1	9,07	3,2	0,84	0,2		100,28
5	45,71	1,82	20,32	4,14	6,48	0,16	2,94	13,69	2,66	0,56	0,11		100,53
6	50,25	2,64	17,42	6,7	8,09	0,19	1,79	5,22	3,48	0,76	0,41	2,32	99,27
7	48,58	0,42	20,8	1,34	2,84	0,09	6,62	14,07	2,26	0,63	0,02	1,42	99,1
8	47,36	1,82	16,46	2,89	6,81	0,22	7,87	9,19	3,11	0,94	0,21	1,76	98,65
9	47,59	0,31	24,80	0,71	2,39	0,07	5,18	14,13	2,23	0,41	0,031	1,50	99,35
10	45,99	1,64	16,49	4,87	8,28	0,17	9,88	9,26	2,17	0,36	0,18	0,58	99,87
11	46,80	0,82	23,15	2,24	4,17	0,08	6,85	10,31	2,88	0,70	0,119	1,86	99,97
12	46,12	1,7	18,74	6,2	5,65	0,1	5,28	11,53	2,71	0,64	0,08	1,04	99,79
13	44,94	2	17,56	5,3	6,47	0,14	6,81	11,77	2,33	0,69	0,2	1,16	99,37
14	44,35	3,31	11,71	7,26	11,51	0,27	6,86	9,91	2,8	0,62	0,27	0,74	99,61
Богдановский комплекс													
15	54,06	1,94	15,14	4,37	6,15	0,18	4,24	4,27	4,31	1,21	0,284	0,60	96,75
16	52,63	1,70	15,47	4,75	5,12	0,19	5,30	7,63	4,31	1,00	0,237	2,10	100,44
17	50,76	2,62	14,30	3,89	7,13	0,13	6,10	6,86	5,41	0,99	0,674	1,44	100,30
18	49,20	1,94	15,80	4,64	6,49	0,18	5,82	8,32	3,66	1,15	0,25	2,46	99,91
19	48,20	2,43	15,20	7,23	6,66	0,16	5,10	8,10	4,17	0,50	0,293	1,64	99,68
20	47,64	3,00	14,59	4,23	7,88	0,20	6,19	8,23	4,55	0,74	0,53	2,14	99,92
21	46,14	2,56	15,27	4,35	8,02	0,20	8,80	9,88	2,59	0,57	0,37	1,64	100,39
22	45,72	1,84	16,72	3,09	7,73	0,17	7,69	7,48	3,07	1,08	0,321	4,72	99,63

Примечания: 1, 3, 14 — габбро рудное; 2, 10, 12, 13 — габбро оливковое; 4, 6 — габбро клинопироксеновое; 5 — габбро-диабаз лейкократовое; 7 — габбро оливковое лейкократовое; 8 — габбро клинопироксеновое амфиболитизированное; 9 — габбро лейкократовое; 11 — оливковое лейкогаббро.

калий-натриевые разновидности ($K_{Na} = 2,8-3,5$). По коэффициенту глиноземистости они соответствуют умеренным разновидностям ($al' = 0,72-1,0$), а по коэффициенту фракционирования ($Kф = 58-73$) и сумме оксидов железа ($\Sigma Fe = 10,5-13,9$) отвечают субщелочным базальтам. В них высокие содержания оксида титана, суммы оксидов железа, оксидов магния, фосфора и умеренные количества оксида кальция.

По содержанию микроэлементов габброиды богдановского типа отвечают промежуточным разновидностям между океаническими и островодужными базальтами. Так, содержания тяжелых РЗЭ сопоставимы с океаническими, а по легкой группе они приближаются к континентальным базальтам. Элементы группы железа (Cr, Co, Ni, V) имеют низкие количественные показатели, а содержание никеля вдвое ниже, чем в островодужных базальтах. Эти габброиды вполне сопоставимы с океаническими базальтами по содержаниям радиоактивных элементов (U и Th) и элементов группы ВЗЭ (Zr, Nb, Hf). Количественные показатели стронция и бария умеренные.

Габброиды *куйбасовского типа* разнообразны по минеральному составу и представлены ассоциациями пород от перидотитов и габбро до диоритов. Они обнажаются на площади около 10 км² на севере Куйбасовского массива. Примерно такая же площадь выходов аналогичных габброидов в массиве Южные Борки. Они же обнажаются на северо-востоке Разборненского массива и вскрыты скважинами в восточных частях Московского и Богдановского массивов. Аномалии силы тяжести и магнитного поля предполагают присутствие таких габброидов в глубоких срезах многих массивов. Количественные вариации породообразующих минералов — плагиоклаза, ортопироксена (авгита и диопсид-авгита), оливина, титаномагнетита, ильменита в габброидах очень существенны, вплоть до мономинеральных составов. К ним относятся титаномагнетитовые габброиды, представляющие собой богатые железотитанистые руды. Известны также существенно оливковые породы: оливковые клинопироксены, верлиты и лерцолиты. Наиболее характерными породами данного типа являются лейкократовые оливковые габбро, мезократовые оливковые габбро, высокожелезистые оливковые габбро, встречаются габбро-нориты, плагиоклазиты. Все они сформировались в процессе как внутрикамерной дифференциации, так и дифференциации в промежуточных очагах. Габброиды куйбасовского типа рассечены дайками и телами разной морфологии, сложенными габброидами богдановского типа. Химические составы главных типов пород приведены в табл. 8.

Общей особенностью пород является умеренная щелочность и принадлежность пород калий-натриевой ($\xi Na = 2,1-3,9$) и натриевой ($\xi Na = 4,1-7,3$) сериям. Глиноземистость в них высокая ($al' = 0,9-4,8$), а коэффициент фракционирования колеблется от 0,36 до 0,76.

Редкие и рассеянные элементы анализировались лишь в характерных разновидностях пород (табл. 9). По количественным показателям спектров они вполне сопоставимы с габброидами богдановского комплекса.

Гранитоиды Магнитогорской серии по вещественному составу, визуальным характеристикам и геологическим особенностям (ареалы распространения и взаимоотношение интрузивных тел) объединяются в три комплекса: Узянский, Жос-Гусихинский и Карабулак-Богдановский.

Узянский комплекс известен лишь в северной части грабена и распространение его ограничено Магнитогорским поднятием.

Узянский комплекс гранитоидов представлен тоналитами и плагиогранитами, которые образуют мелкие штоки и дайки. Наиболее крупный шток (300×800 м) плагиогранитов известен на юго-западном склоне г. Узянка и вскрыт главным карьером Магнитогорского железорудного месторождения, эти же породы размещаются на северном фланге железорудного месторождения Подотвальное. Пересекая габброиды богдановского и куйбасовского типов, рассматриваемые плагиограниты сами пересечены умеренно-щелочными гранитоидами московского типа.

Плагиогранит-порфиры и тоналит-порфиры имеют сферолитовую и гипидиоморфнозернистую структуру и отличаются от других гранитоидов магнитогорской серии оплавленными фенокристаллами кварца.

Химические составы пород (табл. 10), отражают принадлежность их к гранитоидам нормальной щелочности и натриевой серии ($K_{Na} = 6,6-16,0$) при весьма высокой глиноземистости ($al' = 1,2-17,8$).

Высокие содержания оксида натрия (5,99–6,3%) и низкие значения оксида калия (0,42–1%) является характерной чертой Узянского комплекса. Рассматриваемым породам свойственна пониженная роль редких щелочных элементов (Rb, Cs) и щелочноземельного Ba (табл. 11). В распределении ВЗЭ (Zr, Nb, Hf) отмечается их промежуточная количественная позиция между породами алексеевского типа и всеми остальными гранитоидами. Отмечается весьма высокая глиноземистость ($al' = 1,2-17,8$) гранитоидов Узянского комплекса. Суммарное количество РЗЭ составляет 26,6–95,55 ppm.

Отметим, что плагиогранит-тоналитовая ассоциация гранитоидов Узянского комплекса является

Таблица 9

Содержание микроэлементов в габброидах богдановского и куйбасовского типов, г/т

Элемент	Богдановский					Куйбасовский		
	591/11	599/11	597-1/11	551-1/11	557/11	540/11	541/11	534/11
Li	6,18	9,10	9,79	1,95	3,64	1,34	3,42	3,91
Be	0,91	1,30	1,33	1,51	1,68	0,74	1,28	2,85
Sc	29,00	26,18	27,25	1,86	16,94	22,90	16,01	3,37
V	274,87	236,47	224,63	10,43	153,79	178,86	169,88	15,41
Cr	60,13	109,20	163,18	4,07	81,46	88,58	85,70	234,42
Co	28,34	29,11	26,23	2,39	15,58	25,17	17,88	2,15
Ni	17,48	26,28	60,37	3,58	38,22	37,57	40,65	36,87
Cu	12,07	13,57	44,62	6,33	39,25	28,06	34,15	13,61
Zn	40,59	136,57	166,92	19,05	64,58	55,28	52,56	54,12
Rb	20,02	23,39	28,29	121,81	46,56	12,64	51,38	141,89
Sr	301,70	246,45	233,17	80,31	273,15	431,13	329,00	63,60
Y	33,87	29,01	29,60	18,76	34,68	18,12	29,06	27,26
Zr	83,60	123,34	100,99	122,45	136,14	46,30	49,70	98,95
Nb	5,97	6,12	5,29	6,72	11,42	4,40	8,34	9,91
Cs	0,05	0,21	0,25	1,49	0,69	0,19	0,64	2,61
Ba	324,10	310,25	125,45	550,29	409,30	154,83	400,49	551,55
La	12,38	13,85	13,21	27,71	25,41	10,97	19,43	26,47
Ce	32,35	34,35	31,00	48,64	55,19	24,50	44,76	49,75
Pr	4,72	4,71	4,14	5,16	6,93	3,16	5,52	5,65
Nd	22,02	21,47	17,89	17,80	29,13	13,49	23,93	20,29
Sm	6,13	5,70	4,27	3,48	6,91	3,33	5,97	3,97
Eu	2,22	1,75	1,30	0,45	2,05	1,26	1,75	0,78
Gd	6,86	6,04	4,76	2,52	6,59	3,45	5,53	3,45
Tb	1,09	0,89	0,75	0,43	1,01	0,53	0,87	0,63
Dy	7,32	6,18	5,27	3,01	6,87	3,70	5,60	4,24
Ho	1,50	1,25	1,11	0,65	1,44	0,74	1,13	0,95
Er	4,17	3,69	3,42	2,03	4,13	2,09	3,40	2,79
Tm	0,59	0,50	0,48	0,32	0,60	0,29	0,46	0,44
Yb	3,63	3,11	3,01	2,23	3,72	2,01	2,86	3,21
Lu	0,51	0,51	0,43	0,35	0,57	0,25	0,45	0,47
Hf	2,60	3,51	2,73	4,06	3,64	1,62	2,08	3,53
Ta	0,48	0,51	0,33	0,91	0,89	0,31	0,59	1,00
Th	1,01	1,93	1,30	18,61	5,05	1,71	4,22	13,00
U	0,41	0,66	0,35	3,10	1,43	0,70	1,21	2,99

Таблица 10

Химические составы типовых гранитоидов Узянского комплекса, масс. %

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
1	76,30	0,27	13,07	0,40	1,08	0,03	0,54	0,99	6,17	0,53	0,04	99,89
2	73,81	0,28	13,43	1,25	0,32	0,04	0,95	2,18	6,06	0,42	0,05	не опр.
3	72,26	0,36	13,27	3,63	1,02	0,07	0,64	0,64	6,16	0,75	0,06	не опр.
4	70,58	0,68	14,89	0,76	1,44	0,04	1,50	3,44	5,70	0,53	0,10	100,7
5	65,76	1,22	14,28	3,03	2,39	0,18	2,61	1,49	6,21	0,44	0,19	не опр.
6	60,08	1,78	14,57	6,15	2,39	0,28	3,3	2,39	5,99	0,75	0,27	не опр.

характерной особенностью коллизионного этапа магматизма.

Жос-Гусихинский комплекс объединяет два типа гранитоидов — Алексеевский (гранодиорит-гранит-

ная ассоциация) и Московский (граносиенит-кварцевый моноцит, двуполевошпатовый гранит).

Гранитоиды Алексеевского типа присутствуют в Куйбасовском, а также в Алексеевском и Магни-

Таблица 11

Микроэлементы в Узянском, Алексеевском и Мосовском типах гранитоидов, г/т

Элемент	Узянский тип				Алексеевский тип			Мосовский тип		
	3165-01?	Э 589/5.5	3/1272.5	ПС-507	514/11	514-1/11	607/11	612/11	598/11	598-1/11
Li	1,19	3,13	2,24	9,78	6,84	6,01	1,70	3,45	3,84	2,06
Be	1,92	2,68	2,52	1,61	1,34	1,37	2,08	2,25	2,38	2,27
Sc	3,79	3,87	3,08	2,28	4,32	3,01	5,54	3,41	7,89	2,54
V	14,62	9,13	15,28	64,11	41,56	32,15	21,31	25,24	75,71	17,39
Cr	482,08	12,34	6,80	17,53	12,70	12,88	5,88	5,71	9,14	7,21
Co	3,98	1,67	2,15	10,19	5,98	4,56	1,77	2,91	8,48	3,51
Ni	234,40	3,72	3,28	5,73	11,10	8,72	1,92	3,83	6,59	2,32
Zn	78,62	6,69	5,61	118,92	48,47	46,14	43,74	33,22	39,91	32,92
Rb	6,79	1,42	0,66	124,59	83,35	73,01	54,14	64,40	66,70	58,63
Sr	118,92	61,29	34,36	428,18	219,69	122,44	116,85	38,27	129,15	61,23
Y	41,64	27,06	25,19	7,40	10,57	7,31	35,34	17,21	34,05	18,54
Zr	87,96	107,43	108,31	56,71	50,47	62,87	147,85	231,21	261,22	401,18
Nb	7,59	9,43	8,85	4,47	5,42	5,67	9,70	12,72	7,74	10,67
Cs	0,48	0,14	0,05	3,13	1,34	0,87	0,63	0,82	0,36	0,33
Ba	80,26	15,66	15,73	947,58	576,59	444,45	501,25	318,51	387,06	523,77
La	17,58	16,60	13,07	4,27	17,17	12,93	21,24	11,43	18,68	10,07
Ce	30,32	33,49	23,03	8,64	31,48	23,99	42,84	27,29	41,02	20,37
Pr	4,59	4,63	3,88	1,22	3,29	2,44	5,92	3,61	5,39	2,65
Nd	18,02	18,40	15,75	5,55	11,67	8,25	24,31	13,96	21,47	10,26
Sm	4,69	4,20	3,78	1,55	2,15	1,49	5,76	3,21	4,95	2,22
Eu	0,89	0,76	0,78	0,47	0,56	0,32	1,45	0,55	1,22	0,43
Gd	4,78	3,89	3,63	1,38	1,60	1,04	5,69	2,73	4,81	2,02
Tb	0,88	0,71	0,65	0,21	0,26	0,19	0,95	0,49	0,83	0,36
Dy	6,08	4,79	4,28	1,31	1,93	1,26	6,41	3,55	5,48	2,77
Ho	1,40	1,03	0,93	0,26	0,39	0,26	1,42	0,75	1,24	0,62
Er	4,32	3,27	2,94	0,79	1,23	0,88	4,32	2,37	3,76	2,26
Tm	0,66	0,51	0,46	0,12	0,20	0,15	0,65	0,40	0,61	0,39
Yb	4,28	3,60	3,25	0,79	1,23	1,06	4,28	2,72	3,87	2,80
Lu	0,61	0,54	0,50	0,12	0,18	0,18	0,67	0,44	0,59	0,48
Hf	3,18	3,99	4,14	2,32	1,95	2,53	4,88	7,82	7,11	10,37
Ta	0,88	2,23	1,28	0,87	0,61	0,76	0,80	1,03	0,77	0,86
Th	4,73	4,22	3,43	1,74	8,28	8,56	5,80	7,02	12,00	6,44
U	2,22	1,32	1,98	1,44	1,79	2,49	1,89	3,78	2,21	2,81

тогорском массивах. Алексеевский массив сложен порфиоровыми гранодиоритами и гранитами. Гранодиориты приурочены к центральной и восточной его частям, а другие массивы сложены гранитами. В глубоких горизонтах массивов распространены гранодиориты, реже — кварцевые диориты. Взаимопереходы пород постепенные. В отличие от гранитоидов Магнитогорского и Куйбасовского массивов здесь присутствуют крупные (до 1 см) вкрапленники плагиоклаза.

В минеральном составе пород алексеевского типа отмечаются порфиоровые выделения плагиоклаза (с каемкой калиевого шпата и пертита); в основной массе характеризующейся гипидиоморфно-зернистой структурой, отмечаются плагиоклаз,

кварц, калиевый полевой шпат, пертит, менее 10% роговой обманки, биотит, редко — пироксен, развит хлорит. Все они подробно описаны в работах [Ферштатер, 1966; Ферштатер, Бородин, 1975; Салихов, 1985ф].

Магнитогорский гранодиоритовый массив обнажается на г. Березовой и прослеживается на 2 км при ширине выходов 600 м. С северо-востока тело гранодиоритов рассекается этмолитоподобным телом кварцевых сиенит-граносиенитов г. Близнцы, а с юго-запада и с востока — телом умереннощелочных гранитов мосовского типа. Гранодиориты содержат ксенолиты диоритов и габброидов куйбасовского типа. В участках, обогащенных ксенолитами, гранодиориты более меланократовые.

Куйбасовский массив сложен кварцевыми диоритами, гранодиоритами, диоритами и гранитами нормальной щелочности, которые в северной части массива прорывают габброиды куйбасовского типа. В восточной части массива вдоль гряд, сложенных богдановскими габброидами, присутствуют линейно-вытянутые тела гранодиоритов. Одно из них сложено интрузивными брекчиями с цементом гранодиоритов и обломками габброидов богдановского типа.

Итак, гранитоиды Алексеевского типа объединяют широкий ряд пород — от гранитов, гранодиоритов, диоритов, которые составляют главную его часть, и до граносиенитов и сиенитов в резко подчиненном количестве. Они соответствуют породам нормального ряда с переходом в субщелочные (табл. 12) разновидности калий-натриевой серии ($\xi \text{Na} = 0,9-2,7$), весьма высокоглиноземистые ($al' = 2,1-7,7$).

Редкие щелочи (Rb, Cs) в них присутствуют в высоких концентрациях, сопоставимых с содержаниями в гранитоидах внутриплитного режима. Все компоненты группы ВЗЭ (Zr, Nb, Hf, Ta) характеризуются широким диапазоном содержаний, а коли-

чественные их значения ниже, чем в Узьанском, Мосовском и других типах гранитоидов Магнитогорской серии. Сумма РЗЭ колеблется от 54,3 до 127,9 ppm.

Гранитоиды Мосовского типа слагают почти весь Мосовский массив (35 км²), массив г. Грань (в диаметре 3–4 км), частично Куйбасовский (45 км²) и Магнитогорский массивы (около 15 км²), а также части Карабулакской и Богдановской группы интрузий, Малокараганский (1×4 км) и Гусихинский (вскрыт скважинами) массивы. Таким образом, мосовский тип гранитоидов известен не только в северном секторе, но и в центральном и в южном секторах грабена.

Преимущественно этмолитоподобные, иногда пластовые залежи быстро выклиниваются с глубиной. Гранитоиды мосовского типа жилообразными телами пронизывают габброиды куйбасовского и богдановского типов. Установлено две фазы формирования пород: первая — кварцевые сиениты, граносиениты, кварцевые монцониты, вторая — двуполевошпатовые граниты и микролейкограниты. В северном секторе грабена резко преобладают кварцевые монцониты, кварцевые сиениты и грано-

Таблица 12

Химические составы характерных гранитоидов Жос-Гусихинского комплекса, масс. %

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
Алексеевский тип												
Алексеевский массив												
1	72,6	0,37	13,15	0,95	1,36	0,03	0,84	2,18	3,67	3,49	0,13	98,77
2	67,2	0,31	15,4	1,66	1,94	0,07	2,69	3,63	4,19	1,82	0,11	100,03
3	64,4	0,34	16,1	3,05	1,65	0,08	2,71	4,86	4	1,76	0,13	99,6
4	63,68	0,65	16,18	0,9	3,45	0,09	2,2	4,9	4,6	2	0,18	100,25
Магнитогорский массив												
5	73,9	0,38	13,78	0,52	0,72	0,02	0,68	1,38	3,84	3,93	0,04	99,79
6	71,65	0,4	14,38	1,4	1,42	0,08	0,63	1,51	5,69	2,14	0,07	99,37
7	68,22	0,64	14,78	1,73	2,06	0,03	0,87	1,12	5	4,84	0,15	100,16
8	66,61	0,6	15,37	1,4	1,69	0,03	0,8	2,6	6,4	4	0	100,58
Куйбасовский массив												
9	72,58	0,33	13,2	1,72	0,69	0,06	0,2	0,59	4	4,48	0,08	97,93
10	71,14	0,52	15,65	0,17	1,13	0,03	0,35	1,93	7,76	0,12	0	98,8
11	70,5	0,3	14,6	1,85	1,15	0,05	1,57	1,12	4,25	3,63	0,06	100,44
12	67,24	1,08	14,16	1,95	1,28	0,04	1,12	3,78	4,8	3,18	0,21	100,16
13	67,09	0,52	13,81	0,71	1,24	0,09	1,45	5,15	5,28	2,56	0,08	100,08
14	56,12	2,12	14,48	4,92	5,09	0,18	3,27	5,89	4,82	1,75	0,53	99,65
15	65,97	0,46	16,36	0,95	1,08	0,04	1,26	3,02	6,44	2,62	0,07	99,21
Мосовский тип												
16	63,5	0,54	16,1	2,88	1,74	0,15	4,8	1,9	4,5	3,1		99,2
17	68,7	0,42	15,3	2,56	0,87	0,08	0,87	1,83	4,6	3,6	0	99,8
18	66,18	0,62	16,23	1,57	2,01	0,13	1,47	2,11	5,1	3,28	0,2	99,78

Примечания: 1, 11 — граниты; 2, 3, 12, 13 — гранодиориты; 4 — кварцевый диорит; 5 — лейкогранит; 6 — гранит; 7 — гранит субщелочной роговообманковый; 8, 15, 17, 18 — кварцевые сиениты; 9 — гранит субщелочной; 10 — гранит порфир альбитизированный; 14 — кварцевый диорит; 16 — сиенито-диорит.

сиениты первой фазы. Умеренно-щелочные граниты и микролейкограниты прорывают породы первой фазы в центре Мосовского массива. В пределах массива Северные Борки среднего сектора грабена отмечается единственное тело кварцевых монцититов, кварцевых сиенитов и граносиенитов, а также обнажены розовато-красные и кирпично-красные гранитоиды, представляющие выступающую часть более крупного тела, развитого на глубине и отвечающего Мосовскому типу. Породы мелкозернистые, часто порфириовидные. Ядра порфириовидных выделений представлены сосюритизированным плагиоклазом и окружены каймой пертита. Иногда (на юге) отмечаются таблитчатые зерна пертита. Между таблицами плагиоклаза развиты микропегматитовые сростки кварца и калиевого полевого шпата и выделения роговой обманки, пироксена, биотита, титаномагнетита, апатита, циркона и сфена. В умеренно-щелочных гранитоидах второй фазы присутствуют меньшие количества роговой обманки и большие — микропегматита.

По химическому составу (см. табл. 12) гранитоиды мосовского типа отвечают субщелочным разновидностям калиево-натриевой серии ($K_{Na} = 0,95-1,7$) с весьма высокими показателями глиноземистости ($al' = 2,1-6,5$). Спектры редких и рассеянных элементов рассматриваемых гранитоидов повторяют положение фигуративных точек гранитоидов алексеевского типа с характерными для него повышенными значениями тория, ниобия и гафния и соотношениями Nb/Ta, Zr/Mg, а также низкими количественными показателями элементов группы железа (V, Cr, Co, Ni, Cu). РЗЭ в них, как и в Жос-Гусихинском комплексе в целом, характеризуется значительными вариациями, в среднем составляя от 58,61 до 100,66 ppm.

Карабулак-Богдановский комплекс объединяет разнообразные гранитоиды, среди которых выделены разборненский, борковский и чекинский типы. Они различаются не только по минеральному и химическому составу пород, но и визуально — структурно-текстурными особенностями и окраской пород в целом.

Разборненский тип гранитоидов включает: Разборненский массив (3×4 км), массив г. Мохнатой (0,5×3 км), северо-восточную часть массива Южные Борки (3×6 км). Морфология залежей субпластовая, с крутым падением на запад. Разборненский тип сформировался в две фазы. Первая фаза представлена светло-серыми, желтовато-серыми и светло-розовыми среднезернистыми, иногда мелкозернистыми порфириовидными разновидностями гранитов. В минеральном составе олигоклаз и кварц в равных количествах, микропертит составляет около половины объема породы, микроклин и ортоклаз не пре-

вышают 10% и около 5% — биотит и роговая обманка. Акцессорные минералы — апатит, сфен, магнетит, есть гранат, муассонит, флюорит, циркон, ортит. Вторая фаза, представленная лейкократовыми гранитоидами, слагает небольшие тела и дайки, практически не содержащие темноцветных минералов.

Химические составы (табл. 13) пород отвечают субщелочным гранитоидам калиево-натриевой серии с сопоставимыми содержаниями калия и натрия. Глиноземистость в них высокая и они соответствуют категории весьма глиноземистых ($al' = 3,9-5,5$). Редкие и рассеянные элементы (табл. 14) имеют компактное распределение фигуративных точек. Однако по их содержаниям породы заметно отличаются от гранитоидов Жосовского комплекса. В Разборненском типе гранитоидов резко занижены количественные показатели Cs и Ta. Содержания элементов группы железа в них более высокие. Например, количества никеля и кобальта увеличены на порядок и более. Обращают на себя внимание пониженные количественные показатели тантала и гафния. Отношения Nb/Ta и Zr/Hf являются важными геохимическими признаками отличий Жосовского и Карабулак-Богдановского комплексов. РЗЭ Разборненского типа гранитоидов в сумме составляют 31,5–99,6 ppm. Тяжелые РЗЭ количественно выдержаны, а содержания легких постепенно увеличиваются в направлении к La. Имеется отрицательная аномалия Eu.

Борковский тип гранитоидов слагает массивы Северные Борки площадью (1–1,2)×2,5 км, Южные Борки — (1,5–2,5)×2,5 км и Богдановский — (4–4,5)×7 км. Состав гранитоидов варьирует от граносиенитов до лейкогранитов. В минеральном составе пород присутствуют полевые шпаты (пертит, антипертит, состоящие из альбит-олигоклаза и ортоклаза) — 60–75%, кварц (около 25%), роговая обманка (1–3%), сфен, апатит, циркон, магнетит. В граносиенитах количество кварца заметно меньше (~15%), больше роговой обманки (до 5%), изредка присутствуют единичные зерна пироксена.

Они отвечают субщелочным гранитоидам ($K_{\Sigma} = 7,7-8,96$) калий-натриевой серии ($K_{Na} = 1,2-2,2$) и весьма высокоглиноземистому и глиноземистому ($al' = 3,4-6,1$) типу. Редкие и рассеянные элементы (см. табл. 14) образуют спектр, совместимый со спектром гранитоидов разборненского типа. Различие заключается в повышенной роли элементов группы железа (V, Cr, Ni), ВЗЭ (Zr, Nb, Hf, Ta) и РЗЭ, сумма которых в борковском типе гранитоидов составляет (89,9–114,6 ppm).

Геохимические различия борковских гранитоидов от пород Жос-Гусихинского комплекса те же, что и для разборненского типа гранитоидов, т.е.

Химические составы характерных гранитоидов Разборненского, Борковского и Чекинского типов Карабулак-Богдановского комплекса, масс. %

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
<i>Разборненский тип</i>												
1	75,98	0,13	12,74	0,6	0,46	0,01	0,09	1,66	3,91	3,2	0,04	0,2
2	74,76	0,16	13,2	0,79	0,93	0,01	0,05	0,56	3,92	4,88	0,01	0,3
3	71,99	0,29	12,74	0,74	3,37	0,06	0,5	0,63	4,26	4,88	0	0,16
4	70,96	0,4	14,39	1,78	1,18	0,04	0,43	1,36	4,3	4,78	0,08	0,48
5	66,9	0,58	13,93	1,23	5,34	0,09	0,43	1,46	4,29	4,11	0	0,3
6	72,64	1,19	14,44	2,5	0,56	0,04	0,16	1,01	4,75	4,17	0	0
7	70,4	0,31	13,9	1,2	3,82	0,07	0,44	0,3	5,34	3,27	0	0,16
8	67,22	0,62	13,71	1,2	5,65	0,08	0,71	1,94	4,44	3,88	0	0
<i>Чекинский тип</i>												
9	66,07	1,2	14,91	2,96	1,75	0,13	0,96	1,97	5,87	3	0,26	99,84
10	72,94	0,47	13,57	1,84	0,78	0,04	0,38	0,56	5,3	4,05	0,02	100,35
11	73,03	0,43	14,11	1,46	1,03	0,08	0,58	0,54	4,59	2,67	0,03	98,99
12	70,13	0,22	12,72	0,07	4,95	0,08	0,87	0,85	3,85	4,66	0	98,56
13	72,6	0,35	14,74	0,53	1,26	0,01	0,19	1,28	4,18	3,27	0,05	99,16
14	74,94	0,18	13,42	0,62	0,8	0,03	0,19	0,82	4,2	3,57	0,05	99,12
15	72,71	0,38	13,56	1,53	0,68	0,03	0,32	1,53	4,65	3,74	0,05	99,76
16	69,97	0,48	14,49	1,73	0,89	0,08	0,55	1,47	4,86	4	0,07	99,49
<i>Борковский тип</i>												
17	62,48	0,77	14,63	4,51	3,64	0,26	0,4	1,73	6,42	3,8	0,12	1,04
18	72,7	0,44	12,31	2,65	1,42	0,09	0,73	0,9	4,7	3,14	0,04	0,72
19	73,26	0,38	12,35	2,14	1,64	0,08	0,61	0,93	4,26	3,76	0,03	0,26
20	70,23	0,48	13,44	2,27	2,14	0,13	0,54	0,9	5,87	3,06	0,08	0,52
21	74,63	0,32	12,22	2,21	1,54	0	0,29	0,47	4,21	4,13	0,02	0,23
22	65,04	0,68	12	2,8	7,13	0,27	0,59	0,55	3,15	6,57	0	0,04
23	65,82	0,93	14,05	5,06	2,44	0,02	0,61	2,19	5,43	3,38	0	0,62

Примечания: 1 — лейкогранит-порфир; 2 — лейкогранит-порфир субщелочной; 3 — гранит роговообманково-биотитовый субщелочной; 4, 15, 16, 20 — граниты субщелочные; 5 — граносиенит роговообманковый; 6 — гранит роговообманково-биотитовый порфировидный; 7, 11 — граниты роговообманковые субщелочные; 8 — граносиенит; 9 — граносиенит-порфир; 10 — гранит; 12 — гранит роговообманковый; 13 — гранит биотит-роговообманковый; 14 — лейкогранит биотитовый; 17, 22, 23 — кварцевые сиениты; 18, 19 — граниты; 21 — гранит эгириновый щелочной.

низкие содержания Cs, Th, Zr, Hf и всех элементов группы железа (V, Cr, Co, Ni, Cu) и повышенная роль гафния.

Взаимоотношения борковских гранитоидов с габброидами богдановского типа видны в юго-восточном контакте массива Северные Борки. Здесь гранитоиды содержат обломки габброидов в виде интрузивных брекчий [Чайко, 1974ф]. Граниты разборненского типа прорываются борковскими гранитоидами. В верховьях балки Вторая Ледянка в Богдановском массиве среди гранитоидов борковского типа отмечены ксенолиты гранитов мосовского типа [Лисов и др., 1956ф].

Чекинский тип щелочных гранитов и граносиенитов слагает Чекинский, площадью около 10 км², Грязнушинский — 1,5×3,5 км, Богдановский — (4–4,5)×7 км массивы, размещающиеся на западе

среднего и южного секторов грабена, а также Мало-чекинский и массив г. Кудрявой на востоке ВМЗ, где они образуют самостоятельные интрузии.

Щелочные граниты содержат вытянутые призматические и игольчатые кристаллы темно-зеленого пироксена ряда эгиринов — геденбергит и амфиболы ряда феррорихтерит — рибекит — арфведсонит. Известны только амфиболовые или пироксеновые разновидности щелочных гранитов. Эгирины являются высокотитанистыми и имеют повышенные концентрации циркония [Тевелев и др., 2008ф]. Количества амфибола и пироксена не превышают 10–12%. Плагноклаз в породах составляет 15–20%, калий-натриевые полевые шпаты — анортоклаз и редко — микроклин 40–50%, кварц — 25–30%. Аксессуарные минералы — ксенотим, моноцит, апатит, сфен и циркон.

Таблица 14

Микроэлементы в гранитоидах Карабулак-Богдановского комплекса, масс. %

	Разборненский				Борковский						Чекинский		
	569/11	573/11	565/11	567/11	534/11	531/11	532/11	521/11	526/11	593/11	588/11	588-1/11	590/11
Li	1,23	2,24	0,69	0,88	3,91	2,44	2,10	1,60	9,07	2,89	3,71	3,55	1,69
Be	2,52	1,98	2,45	2,63	2,85	2,41	2,60	1,10	3,11	2,29	5,17	4,95	4,74
Sc	2,63	1,70	2,82	2,76	3,37	9,17	3,46	3,93	4,09	4,84	2,81	2,52	2,61
V	6,48	6,62	5,84	6,47	15,41	52,82	34,26	15,40	25,21	26,56	5,30	6,21	21,27
Cr	371,91	7,58	5,18	8,91	234,42	3,67	7,49	244,62	16,33	110,07	4,44	267,60	7,13
Co	1,95	3,25	2,68	1,73	2,15	2,65	0,55	2,52	3,05	2,99	0,98	1,42	3,23
Ni	121,37	3,60	3,19	3,02	36,87	2,94	2,76	108,84	8,52	58,67	1,86	66,32	2,83
Zn	25,44	40,03	54,72	23,99	54,12	94,44	37,71	34,78	83,00	58,69	102,08	102,15	64,68
Rb	144,46	82,37	70,69	112,31	141,89	57,62	65,08	79,12	88,07	34,34	36,95	36,51	39,84
Sr	53,34	42,28	39,81	64,40	63,60	123,60	24,63	132,89	19,61	28,42	14,42	19,69	36,18
Y	20,11	12,45	11,32	26,86	27,26	57,06	21,41	13,29	32,53	43,41	25,96	23,62	35,09
Zr	124,67	151,90	117,49	129,93	98,95	403,48	164,51	122,32	133,53	345,16	643,85	654,69	489,88
Nb	8,58	7,73	8,34	8,19	9,91	17,87	21,17	8,27	18,85	25,84	549,01	21,17	17,33
Sn	2,62	3,20	1,93	2,01	2,34	3,30	3,91	1,76	4,23	6,28	5,94	5,75	4,38
Cs	0,44	0,64	0,19	0,20	2,61	0,33	0,53	1,77	1,89	0,07	0,42	0,43	0,35
Ba	622,25	965,70	527,71	628,08	551,55	585,94	277,72	532,54	316,07	234,68	534,07	530,75	302,08
La	24,60	7,04	4,06	15,29	26,47	39,61	30,30	9,06	30,32	24,46	20,74	16,01	17,85
Ce	50,96	15,89	26,24	31,76	49,75	84,03	42,07	19,52	61,97	37,22	43,18	40,29	34,32
Pr	5,37	2,24	1,58	3,69	5,65	10,57	6,93	2,29	7,30	6,37	5,68	4,57	5,16
Nd	18,76	9,09	6,54	13,93	20,29	42,26	24,06	8,77	26,20	24,88	21,69	17,46	19,89
Sm	3,67	2,23	1,88	3,31	3,97	9,54	4,63	2,08	5,36	5,51	4,60	4,10	4,74
Eu	0,46	0,42	0,20	0,44	0,78	2,42	0,73	0,41	0,83	0,98	0,87	0,84	0,68
Gd	2,75	1,94	1,61	3,14	3,45	8,77	3,19	1,93	4,22	4,97	4,01	3,43	4,29
Tb	0,49	0,36	0,35	0,60	0,63	1,46	0,54	0,36	0,76	0,95	0,68	0,59	0,79
Dy	3,49	2,61	2,62	4,54	4,24	9,91	3,50	2,54	5,47	6,74	4,66	4,01	5,60
Ho	0,78	0,57	0,59	1,02	0,95	2,09	0,75	0,54	1,20	1,47	1,02	0,90	1,26
Er	2,40	1,80	1,85	3,30	2,79	6,32	2,55	1,78	3,76	4,78	3,16	2,89	4,01
Tm	0,41	0,30	0,33	0,50	0,44	0,95	0,39	0,27	0,61	0,76	0,52	0,46	0,65
Yb	2,76	2,09	2,29	3,45	3,21	6,22	3,04	1,90	4,17	5,35	3,67	3,22	4,63
Lu	0,46	0,34	0,36	0,51	0,47	0,93	0,40	0,30	0,63	0,81	0,56	0,50	0,70
Hf	4,64	4,87	4,73	4,90	3,53	10,43	6,07	3,97	5,31	9,84	16,48	16,76	13,12
Ta	0,85	0,83	0,91	0,87	1,00	1,32	1,54	0,72	1,52	2,52	438,18	2,84	1,68
Th	15,84	7,42	12,32	15,25	13,00	7,31	4,37	4,32	5,98	4,87	4,17	3,44	6,13
U	3,79	3,62	3,99	3,61	2,99	2,12	2,85	2,72	2,08	2,67	4,66	2,84	2,43

Щелочные граносиениты массива г. Чека содержат до 50% пертита и альбита, до 40% микропегматита, 7–8% эгирина и арфведсонита. Из аксессуаров отмечаются апатит и сфен. Щелочные сиениты отличаются отсутствием кварца.

Химические составы пород приведены в табл. 13. По количеству и соотношению щелочей они в основном принадлежат калий-натриевой серии ($K_{Na} = 1-2$) и высокоглиноземистым ($al^1 = 1,4-4,0$) разновидностям.

Все компоненты группы ВЗЭ (Zr, Nb, Hf, Ta) в породах Чекинского типа присутствуют в максимальных количествах (см. табл. 14) относительно гранитоидов всей Магнитогорской серии, а коли-

чество Sr в них минимальное. Содержание Rb в них низкое, но отвечает промежуточному количеству между Узьянскими и всеми другими гранитоидами рассматриваемой серии. Минимально низкое количество отмечается для хрома и никеля, однако в единичных пробах оно возрастает на один и даже два порядка, подчеркивая общность их с габброидами. Редкоземельные элементы в них присутствуют от 100,1 до 114,6 ppm.

Абсолютный возраст Магнитогорской габбро-гранитной серии анализировался разными методами и разными авторами [Салихов и др., в печати]. Разброс полученных цифр составляет более 100 млн лет (354–240 млн лет). Геологически допустимая

нижняя граница формирования интрузивной серии составляет 330 млн лет [Ронкин, 1989].

Дайки и малые интрузии позднего палеозоя

В пределах рассматриваемых выше интрузивных залежей присутствуют дайки и мелкие жильные образования лейкократовых гранитов, по вещественному составу близких к породам массива, а также прожилки и маломощные линзы (в массиве Чека мощности аплитов и очень редко меланократовых пород ряда лампрофиров — 2–10 см). Все они комплексны вмещающим их гранитоидам и вместе представляют единое петрологическое сообщество пород, сформировавшихся в пределах камер интрузивных залежей.

Наряду с такими жильными породами в пределах массивов присутствуют дайки, секущие гранитоиды в виде системно ориентированных поясов. Так, в массиве г. Чека, они имеют субширотное СЗ простирание, в Разборненском — СЗ диагональное, в Алексеевском — меридиональное, в Куйбасовском — субширотное и т.д. Рои даек и обособленные залежи получили широкое развитие и за пределами Магнитогорско-Богдановского грабена, размещаясь в различных частях всей Магнитогорской аккреционной зоны. При этом они сконцентрированы в ВМЗ. В ЗМЗ развиты лишь дайки основного состава, которые контролируются шовной частью между названными зонами, а кислые и субщелочные разновидности пород даек и малых интрузий здесь вовсе отсутствуют.

Самостоятельные дайки и небольшие тела сложены умеренно-щелочными микрогаббро, габбро-порфиритами, кварцевыми монцонит-порфиритами, диорит-порфиритами, граносиенит-порфиритами, гранит-порфирами, микрогранитами и риолит-порфирами. Нередко они имеют облик вулканогенных пород с характерными для излившихся лав структурами и текстурами. Наиболее характерные такие породы отвечают риолитам.

Все названные петрографические разновидности пород объединены в комплексы [Салихов, Бердников, 1985].

В ЗМЗ получили развитие только дайки базитов — Дайковый комплекс Худолазовской мульды, Балшевский, Гадельшинский комплексы. В ВМЗ также присутствуют рои даек базитов — Богдановского, Ждановского, Разборненского, Магнитогорск-Межозерного, Нагайбак-Кассельского комплексов. Здесь же в ВМЗ получили развитие дайки и малые интрузивы кислых и субщелочных пород, также объединенные в комплексы: Балбукский, Ахуново-Петропавловский, Спасский, Железнодороженский. В последнее время, кроме того,

получили характеристику риолит-порфиры Родникового [Салихов и др., в печати] и Желтинского комплексов высококальциевых гранитов и габбро-порфиритов [Мосейчук, 1990ф].

Были получены изотопные характеристики Родникового и Балбукского комплексов. По Родниковому комплексу полученные U-Pb методом данные по цирконам показали 315 ± 5 млн лет, т.е. отвечают башкирскому ярусу, а Rb-Sr методом по тем же образцам — $304 \pm 7,4$ млн лет — касимовскому ярусу [Салихов и др., в печати], а по Балбукскому комплексу Rb-Sr методом получены 311 ± 9 млн лет, MSWD = 1,07, соответствующие башкирскому ярусу.

Поскольку многие дайки выделенных комплексов пересекают габбро-гранитные массивы Магнитогорской серии, возраст их датирован изотопными данными и они контролируются разноориентированными сколовыми разрывами. Все это дает основание выделить постгранитный этап магматизма, который связан с тектоническими напряжениями (сжатиями), проявившимися вслед за моментом столкновения Восточно-Европейского и Казахстанского континентов.

Заключение

В начале каменноугольного периода на Южном Урале произошла смена геодинамического режима: субдукция палеоокеанической плиты уступила место аккреционно-коллизийному процессу островодужных вулканических комплексов и пассивной восточной окраины Восточно-Европейского континента. В результате в пределах отмирающей Магнитогорской островной дуги сформировались две области магматизма: Западно-Магнитогорская и Восточно-Магнитогорская. Наиболее полно магматизм проявился в ВМЗ в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена, тогда как магматизм ЗМЗ представлен лишь гипабиссальными телами и дайками кислого и основного состава. Формирование комплексов интрузивных тел и даек в ЗМЗ происходило поэтапно при развитии режима коллизии на Южном Урале, которая характеризуется двумя типами: мягкой коллизией — столкновение типа «островная дуга — континент» и жесткой коллизией типа «континент — континент». Стадия конформного базитового магматизма обнаруживает связь с базальтоидным вулканизмом грабена Восточно-Европейской зоны и маркирует мягкую коллизию, а ее окончание знаменует развитие пояса даек риолит-порфиров и габбро-долеритов. В период перехода в следующий тип коллизии с вовлечением Казахстанской плиты происходит формирование дифференцированных интрузий никеленосного комплекса юга (ЗМЗ, а последующая стадия дайко-

вого магматизма основного состава характеризует жесткую коллизию.

ВМЗ в эпоху мягкой коллизии контролировала проявления базальт-риолитового вулканизма в границах Магнитогорско-Богдановского грабена. Последующий жесткий этап коллизии — столкновение «континент — континент» — ознаменовался формированием габбро-гранитной серии, получившей развитие не только в границах грабена, но и за его пределами. Дайки и малые интрузивы основного, кислого и субщелочного состава, контролирующиеся сколовыми разрывами, получили распространение в пределах всей ВМЗ. Они отражают эпоху сжатия зоны после момента столкновения континентов.

Для каждой конкретной стадии магматизма коллизионного этапа характерен определенный металлогенический потенциал, выраженный скарново-магнетитовым оруденением для конформных комплексов, сульфидными медно-никелевыми рудами для меланократовых залежей Худолозовского комплекса и парагенетическим золото-кварцевым оруденением в зальбандах Дайкового комплекса ЗМЗ. В ВМЗ габброиды дифференцированного Куйбасовского типа сопровождаются титано-магнетитовым, а гранитоиды Магнитогорской серии — скарново-магнетитовым оруденением. Дайки и малые интрузии позднего палеозоя сопровождаются золото-кварцевыми месторождениями.

Формирование каждой стадии имеет отличительные петрологические признаки, и в целом характеризует внутриплитную геодинамическую обстановку.

Литература:

Бочкарев В.В., Язева З.Г. Коллизия островной дуги и континента — индикаторные магматические формации варисцид Урала // Геотектоника. — 2001. — № 1. — С. 73–83.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа: Даурия, 2000. — 146 с.

Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция — индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник—1988 / ИГиГ УНЦ АН СССР. — Свердловск, 1989. — С. 107–111.

Салихов Д.Н. Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклинория: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — Екатеринбург, 1997. — 85 с.

Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н. и др. Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера. — 2012. — № 6. — С. 66–72.

Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. — Уфа, 1985. — 94 с.

Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. — Уфа: БФАН СССР, 1984. — 112 с.

Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Пучков В.Н. и др. О возрасте щелочных гранитоидов Магнитогорской габбро-гранитной серии // Литосфера. — В печати.

Смирнов Г.А., Смирнова Т.А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV: Турнейский век. — Свердловск, 1967. — 205 с.

Сурин Г.Н. Петролого-Минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). — Миасс, 1997. — 309 с.

Ферштатер Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. — Свердловск, 1966. — 143 с.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. — М.: Наука, 1987. — 232 с.

Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). — М.: Наука, 1975. — 287 с.

Чайко Г.И. О самых ранних проявлениях вулканизма в карбоне Магнитогорского синклинория // Тез. докл. к 1-му симпозиуму по вулканизму Южного Урала. — Миасс: УрНЦ АН СССР, 1971. — С. 58–59.