

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ДЕВОНСКИХ НАДСУБДУКЦИОННЫХ ВУЛКАНИТОВ ЗАПАДНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ ГОРНОГО АЛТАЯ.

В. А. Кривчиков, В. И. Тимкин, С. В. Кривчикова
ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское

Большинство геологов так или иначе увязывают все многообразие девонских вулканитов Горного Алтая с субдукцией океанической коры под комплексы пассивной окраины Рудно-Алтайского блока со стороны Зайсанского бассейна [10, 11, 14, 23, 25]. Этому в значительной мере противоречат выделенные С. П. Шокальским два разновозрастных вулканно-плутонических пояса (ВПП) – ранне-среднедевонский и девонско-раннекаменноугольный (рис. 1, 2), имеющие дискордантное положение по отношению к Иртышской зоне смятия [29]. В наиболее поздней работе Л. П. Зоненшайна было высказано предположение о связи девонского вулканизма Горного Алтая с самостоятельной, погружающейся на юг, сейсмофокальной зоной [9], а геологами СО РАН формирование девонских вулканитов Рудного и Горного Алтая определено обстановкой широтно ориентированной трансформной активной окраины [3].

В настоящей работе предпринята попытка увязать петрогеохимические неоднородности девонских вулканитов с их тектоническим положением в структуре западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО) и геодинамической позицией.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИТОВ

На основании эмпирического подбора в работе приведены отличающиеся между собой краткие петрогеохимические характеристики пяти девонских вулканических комплексов (куяганского, онгудайского, куратинского, ергольского и коргонского) в трех тектонических блоках (Ануйско-Чуйском, Талицком и Чарышском) и двух наложенных прогибах (Коргонском и Сарасинско-Семинском).

Девонско-раннекаменноугольный ВПП.

Куяганский комплекс риолит–дацит–андезитовый.

Комплекс объединяет вулканогенные образования эйфель-живетской куяганской свиты, развитые в пределах Ануйско-Чуйского, Талицкого и Чарышского блоков (рис 2), комагматичные субвулканические тела и дайки кислого и среднего состава.

Талицкий блок. Покровные вулканиты эйфель-живетского возраста изучены авторами в Слюдянском блоке 2-го порядка в нескольких км юго-восточнее с. Верх-Слюдянка (рис. 2). Здесь в замке субширотной синклинали складки, осложненной субмеридиональной синформой, они с размывом перекрывают вулканогенно-кремнисто-терригенный комплекс ордовика-нижнего девона. Особенностью среднедевонского разреза является отсутствие красноцветных разностей, крайне незначительное присутствие пирокластических образований, наличие прослоев органогенных известняков, указывающих на мелководно-морскую обстановку. Вулканиты представлены порфиоровыми (альбитизированный плагиоклаз, псевдоморфозы хлорита и эпидота по клинопироксену) низкотитанистыми андезибазальтами и андезитами нормального ряда. Большинство из них характеризуются крайне низкой общей щелочностью, калиестью (табл. 1) и при невысоком Al_2O_3 содержат нормативный корунд (в андезибазальтах – 0,98%, в андезитах – 2,98%). Характерен отчетливый рост титанистости от наиболее меланократовых разностей андезибазальтов к андезитам (до 1,08% TiO_2 при 57% SiO_2) при последующем падении, что типично для толеитовых серий надсубдукционных обстановок (рис 3,а). По критерию А. Миаширо

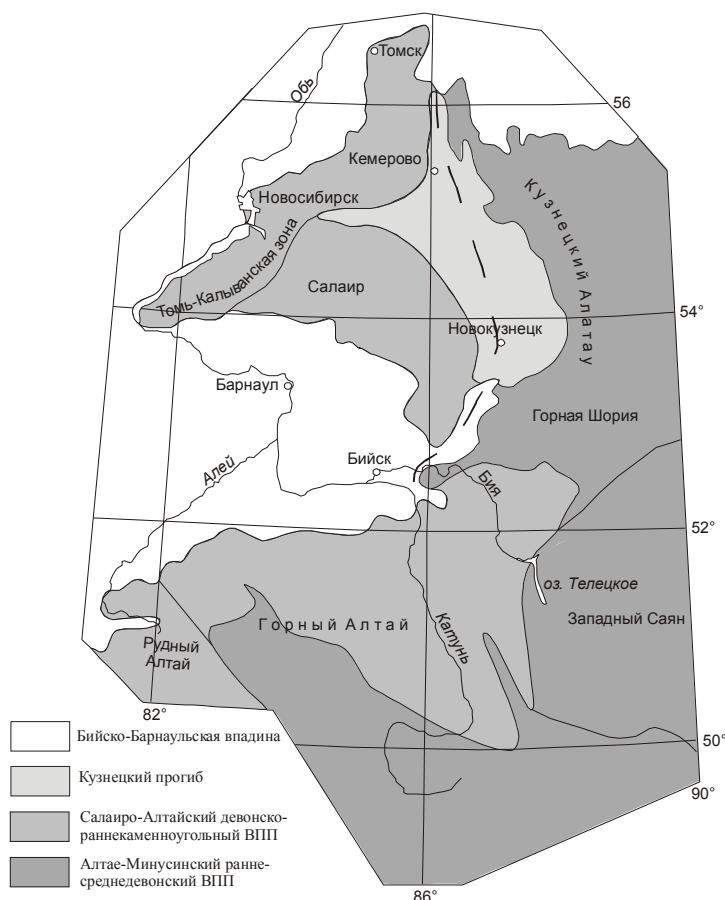


Рис. 1. Схема расположения средне-позднепалеозойских вулканно-плутонических поясов, по [29].

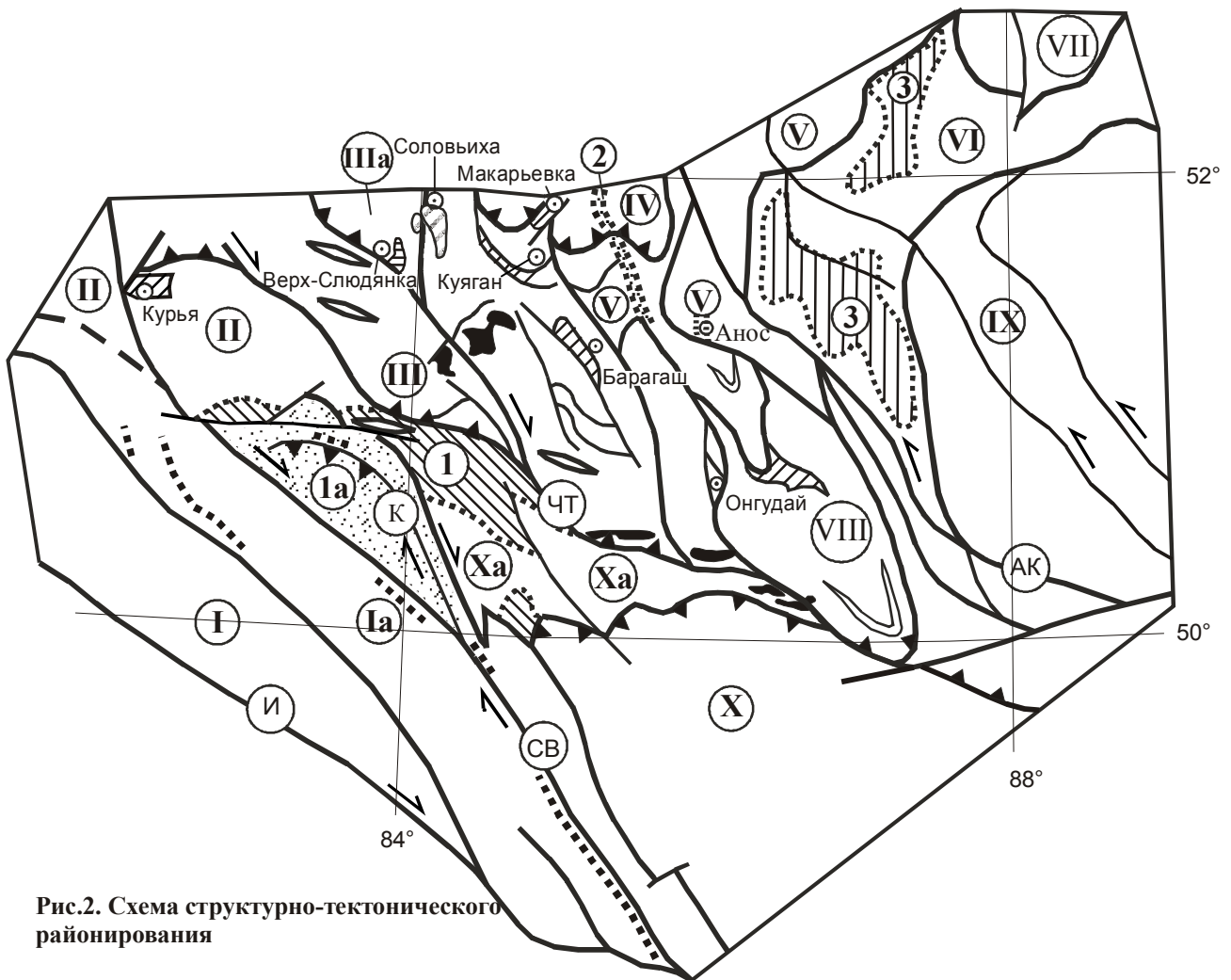
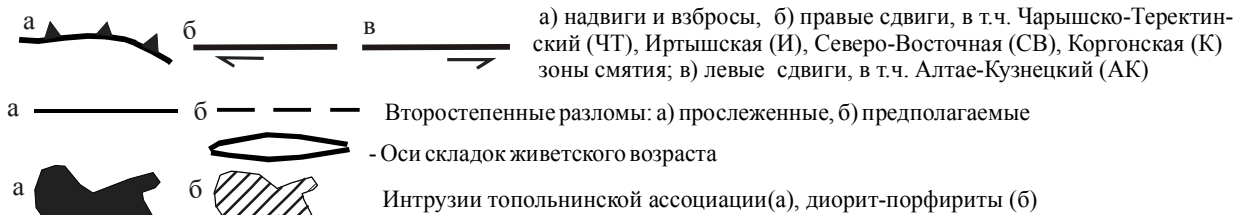


Рис.2. Схема структурно-тектонического районирования

Тектонические блоки: I - Рудно-Алтайский, в т.ч. Ia - Лениногорско-Зырянский 2-го порядка; II - Чарышский; III - Талицкий, в т.ч. IIIa - Слюдянский 2-го порядка; IV - Каимский (аллохтон); V - Катунский; VI - Балхашско-Садринский; VII - Мрасский; VIII - Ануйско-Чуйский; IX - Западно-Саянский, X - Холзунско-Чуйский, в т.ч. Ха - Теректинский 2-го порядка. Наложенные прогибы: 1 - Коргонский, в т.ч. Ia - Коргоно-Холзунская подзона; 2 - Сарасинско-Семинский; 3 - Уймено-Лебедской.

Главные разломы эмс-живетского возраста, ограничивающие блоки 1-го и 2-го порядка (реактивированные в фаменское и постраниневизейское время как левые взбросо-сдвиги и сдвиго-надвиги):



Ареалы распространения девонских вулканогенных пород, приведенные в тексте

- Андезитовая ассоциация толеитовой и известково-щелочной серии
- Андезит-дацит-риолитовая ассоциация известково-щелочной серии (куяганский, онгудайский комплексы).
- Дифференцированная ассоциация низкотитанистых базальтоидов, средних и кислых вулканитов толеитовой, известково-щелочной и субщелочной серии
- Дифференцированная ассоциация низко- и умереннотитанистых базальтоидов, средних и кислых вулканитов толеитовой, субщелочной, реже известково-щелочной серии
- Бимодальная ассоциация Уймено-Лебедского прогиба
- Долеритовая ассоциация (D₃) юго-западного Алтая

1. Сводная петрохимическая характеристика девонских вулканических комплексов

ПОРОДА	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
Куяганский комплекс, Талицкий блок											
Н. Т. АНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 8)	55,23	0,87	16,54	3,82	4,89	0,16	4,57	6,48	2,46	0,37	0,15
Н. Т. АНДЕЗИТ (n = 7)	59,93	0,67	15,76	3,75	3,56	0,14	3,64	4,21	2,85	0,69	0,13
ИЩ. АНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 3)	55,53	0,93	16,01	4,53	3,9	0,16	3,6	7,45	2,07	0,96	0,14
ИЩ. АНДЕЗИТ (n = 9)	59,76	0,78	15,16	2,88	4,41	0,14	3,31	3,98	2,3	1,42	0,15
ДИОРИТ-ПОРФИРИТ (n = 3)	52,55	0,52	14,27	2,65	6,65	0,16	7,74	8,93	1,73	0,56	0,11
ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИР (n = 3)	65,86	0,40	15,93	1,45	2,42	0,09	1,22	2,71	3,10	2,63	0,13
ГРАНИТ-ПОРФИР (n = 4)	72,14	0,13	15,06	0,90	1,06	0,05	0,32	1,64	3,10	2,80	0,05
Куяганский комплекс, Аануйский блок											
ИЩ. БАЗАЛЬТ (n = 2)	50,58	0,72	14,61	7,91		0,17	5,48	13,57	1,96	1,23	0,14
ИЩ. АНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 3)	54,13	0,77	17,27	1,62	6,78	0,12	4,43	5,56	2,41	1,79	0,11
ИЩ. АНДЕЗИТ (n = 11)	59,57	0,90	16,16	3,49	5,73	0,13	3,07	3,00	2,27	1,89	0,25
ИЩ. ДАЦИАНДЕЗИТ (n = 5)	63,11	0,66	15,11	3,70	5,20	0,13	1,77	2,12	2,50	2,41	0,14
ДАЦИТ (n = 12)	66,53	0,66	15,14	3,11	3,67	0,11	1,09	1,34	3,07	3,12	0,18
РИОЛИТ, РИОДАЦИТ (n = 30)	73,98	0,42	12,90	1,25	2,20	0,05	0,51	0,53	2,25	3,91	0,09
Н. ТРАХИАНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 2)	54,96	0,92	17,55	4,12	4,5	0,18	1,89	4,02	3,3	3,02	0,31
Н. ТРАХИАНДЕЗИТ (n = 2)	59,01	0,81	17,13	6,43		0,12	1,99	3,07	4,49	2,76	0,21
ТРАХИДАЦИТ (n = 1)	67,74	0,59	14,73	1,46	4,02	0,15	0,25	0,73	3,39	4,88	0,14
ТРАХИРИОЛИТ (n = 1)	74,12	0,10	12,97	0,21	2,66	0,05	0,35	0,73	3,18	5,44	0,02
Н. Т. АНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 2)	54,08	0,81	17,52	3,47	4,60	0,14	4,11	7,25	3,09	0,44	0,22
Н. Т. АНДЕЗИТ (n = 1)	62,54	0,85	16,50	1,47	5,17	0,13	2,69	3,92	4,64	0,88	0,17
КВ. ДИОРИТ-ПОРФИРИТ (n = 8)	61,42	0,62	16,17	2,77	3,82	0,11	1,82	4,64	3,00	1,71	0,22
ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИР (n = 6)	64,62	0,56	14,83	2,17	3,15	0,10	1,60	3,72	3,96	2,12	0,20
ГРАНИТ-ПОРФИР (n = 5)	72,58	0,21	15,18	1,68	1,03	0,09	0,30	1,15	3,90	2,30	0,15
Куяганский комплекс, Чарышский блок											
ИЩ. АНДЕЗИТ (n = 9)	60,35	0,71	14,82	7,52		0,14	2,99	5,51	3,08	1,77	0,16
ТРАХИАНДЕЗИТ (n = 1)	61,10	0,74	15,10	7,48		0,11	3,23	1,40	5,80	3,01	0,19
Н. Т. АНДЕЗИТ (n = 2)	57,65	0,75	14,83	8,53		0,16	4,28	7,85	2,83	0,47	0,18
КВ. ДИОРИТ-ПОРФИРИТ (n = 12)	59,69	0,67	15,50	6,72		0,13	3,49	5,69	3,1	1,64	0,18
Онгудайский комплекс, Сарасинско-Семиинский грабен											
Н. Т. БАЗАЛЬТ (n = 5)	50,00	0,71	16,05	4,91	5,79	0,16	5,30	9,4	3,16	0,30	0,09
Н. Т. АНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 2)	53,91	0,65	14,34	5,13	4,95	0,14	6,54	6,40	4,62	0,62	0,15
Н. Т. АНДЕЗИТ (n = 4)	57,99	0,79	15,26	4,17	3,89	0,11	3,29	6,23	3,74	0,58	0,16
ВМ. БАЗАЛЬТ (n = 1)	52,22	0,43	12,07	2,83	5,39	0,13	9,82	10,83	2,54	0,69	0,06
ИЩ. БАЗАЛЬТ (n = 5)	49,5	0,73	14,15	3,26	6,41	0,16	9,00	9,04	2,48	1,32	0,15
ИЩ. АНДЕЗИТ (n = 3)	59,16	0,76	15,28	2,91	4,41	0,16	3,77	5,02	3,07	1,57	0,19
Н. ТРАХИБАЗАЛЬТ (n = 5)	49,28	0,57	15,35	4,46	5,24	0,17	6,25	8,37	2,7	1,91	0,15
Н. ТРАХИАНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 4)	54,92	0,58	16,76	3,55	4,78	0,15	3,42	4,82	3,95	3,78	0,25
Н. ТРАХИАНДЕЗИТ (n = 6)	59,30	0,72	15,33	3,3	3,75	0,10	2,25	4,68	4,27	2,72	0,19
У. Т. БАЗАЛЬТ (n = 5)	49,22	1,38	14,74	6,18	5,41	0,18	6,55	7,46	2,74	0,33	0,15
У. Т. АНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 5)	53,78	1,49	17,08	3,43	5,39	0,15	3,87	5,83	3,70	0,56	0,24
У. Т. АНДЕЗИТ (n = 1)	57,09	1,40	16,20	3,07	5,63	0,13	2,76	4,46	5,49	0,76	0,22
У. ТРАХИБАЗАЛЬТ (n = 3)	49,37	1,64	16,51	6,17	4,70	0,18	4,33	6,46	2,92	1,6	0,23
У. ТРАХИАНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 8)	53,38	1,48	16,58	4,34	5,27	0,15	2,99	6,89	3,59	1,71	0,24
У. ТРАХИАНДЕЗИТ (n = 5)	58,75	1,42	15,36	5,19	3,61	0,20	2,41	3,81	4,02	2,38	0,25
ПЛАГИОДАЦИТ (n = 1)	67,06	0,46	13,72	2,39	3,71	0,12	1,42	2,47	4,92	1,53	0,18
Н. Т. ГАББРО-ДИОРИТ (n = 1)	52,96	0,86	13,97	4,36	4,94	0,17	6,01	10,57	1,50	0,05	0,12
ИЩ. ГАББРО (n = 2)	49,0	0,79	16,91	3,08	6,16	0,15	5,87	9,95	3,42	0,66	0,18
ИЩ. ДИОРИТ-ПОРФИРИТ (n = 5)	59,01	0,72	16,14	4,51	4,35	0,15	2,50	3,99	4,04	1,85	0,21
Н. МОНЦОГАББРО (n = 2)	50,77	0,88	17,06	3,63	6,26	0,18	3,90	8,26	3,53	2,46	0,27
У. Т. МИКРОГАББРО (n = 1)	46,16	1,65	15,56	4,13	5,63	0,21	4,51	10,26	1,73	0,65	0,24
У. Т. ДИОРИТ-ПОРФИРИТ (n = 1)	56,90	2,10	15,77	4,96	2,63	0,06	2,62	3,78	6,00	0,69	0,58
У. МОНЦОДИОРИТ-ПОРФИР (n = 1)	56,55	1,49	16,52	3,36	5,30	0,13	3,11	6,44	3,30	2,36	0,20

ПОРОДА	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
Куратинский комплекс, сарасинско-семинский грабен											
ПЛАГИОДАЦИТ (n = 3)	66,5	0,51	14,85	2,36	2,20	0,07	1,01	3,28	5,57	0,88	0,49
ПЛАГИОРИОДАЦИТ (n = 8)	72,93	0,31	13,18	1,1	2,53	0,08	1,27	1,1	4,99	0,63	0,09
ДАЦИТ (n = 2)	66,75	0,52	13,82	2,84	3,12	0,11	1,35	3,3	3,32	3,06	0,17
РИОДАЦИТ, РИОЛИТ (n = 10)	74,03	0,27	12,83	1,53	1,58	0,06	0,72	1,04	3,38	2,79	0,07
ТРАХИДАЦИТ (n = 2)	67,24	0,48	14,61	2,71	2,82	0,08	0,58	0,88	4,05	5,4	0,14
ТРАХИРИОЛИТ (n = 2)	69,68	0,38	14,07	1,37	2,20	0,06	0,62	2,25	4,47	4,03	0,02
Ергольский комплекс											
Н. Т. БАЗАЛЬТ (n = 2)	49,14	0,66	18,20	1,73	6,93	0,13	7,89	4,47	4,40	0,54	0,13
Н. Т. АНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 6)	54,3	0,78	15,90	0,71	8,47	0,16	6,21	5,49	3,6	0,42	0,18
Т. ДАЦИАНДЕЗИТ (n = 2)	62,96	0,58	14,62	3,90	3,35	0,10	2,23	2,68	4,65	1,09	0,13
ИЩ. БАЗАЛЬТ (n = 1)	50,22	1,18	17,84	10,57		0,11	3,68	7,17	2,30	1,15	0,15
ИЩ. АНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 6)	54,79	0,87	16,28		9,13	0,14	5,39	4,89	2,85	1,31	0,20
ИЩ. АНДЕЗИТ (n = 3)	59,42	0,70	17,22	5,14	3,34	0,10	2,90	1,60	4,33	1,98	0,32
Н. ТРАХИБАЗАЛЬТ (n = 5)	49,08	0,76	19,09	2,57	6,91	0,17	6,43	4,33	3,96	1,43	0,14
Н. ТРАХИАНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 4)	55,93	0,69	17,30	5,23	3,89	0,12	3,55	3,72	5,19	1,81	0,16
Н. ТРАХИАНДЕЗИТ (n = 1)	56,45	1,19	18,45		6,44	0,06	53,1	1,92	4,66	3,17	0,23
ТРАХИДАЦИТ (n = 1)	64,62	0,39	15,42	1,44	2,77	0,09	2,02	1,65	4,48	3,70	0,13
У.Т. БАЗАЛЬТ (n = 3)	49,01	1,46	15,65		11,82	0,15	4,94	5,22	4,45	0,49	0,18
У. Т. АНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 1)	55,12	2,20	13,84	1,59	9,34	0,21	4,46	3,07	4,10	0,44	0,34
У. ТРАХИБАЗАЛЬТ (n = 1)	49,49	1,88	18,50		11,52	0,23	5,35	2,64	4,69	1,49	0,36
Коргонский комплекс, северная часть											
ИЩ. АНДЕЗИТ (n = 2)	59,49	1,00	13,15	1,88	5,69	0,14	1,53	5,42	2,09	1,52	0,34
ДАЦИТ (n = 4)	66,40	0,65	13,48	5,25	2,02	0,12	0,50	1,58	3,59	3,28	0,24
РИОДАЦИТ, РИОЛИТ (n = 23)	72,7	0,25	13,29	1,79	1,29	0,08	0,45	1,49	2,02	4,26	0,09
Н.ТРАХИАНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 2)	54,59	1,06	15,82	3,93	4,84	0,14	3,65	4,57	3,15	1,70	0,31
Н. ТРАХИАНДЕЗИТ (n = 1)	60,20	0,93	15,49	8,07	3,38	0,05	0,91	1,26	4,64	2,48	0,46
ТРАХИДАЦИТ (n = 3)	66,25	0,36	13,79	3,83	2,59	0,11	0,46	1,68	4,29	4,76	0,13
ТРАХИРИОДАЦИТ (n = 25)	73,71	0,21	13,45	0,89	1,37	0,04	0,32	0,45	1,69	7,44	0,08
Коргонский комплекс, коргоно-холзунская подзона											
Н.Т.БАЗАЛЬТ (n = 2)	49,1	0,98	16,53	6,27	8,37	0,20	6,52	3,17	4,47	0,68	0,26
Н. Т. АНДЕЗИТ (n = 1)	60,15	1,01	15,60	0,56	6,89	0,09	5,85	0,84	5,26	0,56	0,22
Т. ДАЦИАНДЕЗИТ (n = 2)	63,34	0,9	15,83	2,14	5,88	0,08	2,06	1,26	5,85	1,05	0,22
ПЛАГИОДАЦИТ (n = 1)	66,18	0,70	14,52	1,30	5,38	0,05	2,00	0,42	6,00	1,11	0,14
ПЛАГИОРИОЛИТ (n = 4)	76,38	0,26	11,73	1,19	1,29	0,05	0,99	0,83	5,17	1,10	0,05
ДАЦИТ (n = 4)	65,51	0,70	14,64	1,62	4,31	0,11	2,27	1,40	3,25	3,48	0,17
РИОДАЦИТ, РИОЛИТ (n = 9)	73,82	0,29	12,42	1,45	1,32	0,22	1,06	0,91	2,67	4,77	0,05
У. Т. БАЗАЛЬТ (n = 4)	48,05	1,98	14,95	5,85	8,53	0,34	5,07	6,25	3,97	0,25	0,35
У. Т. АНДЕЗИТ (n = 1)	57,34	1,88	13,75	7,81	2,77	0,02	2,06	4,63	7,30	0,1	0,56
У. ТРАХИБАЗАЛЬТ (n = 5)	48,81	1,63	15,12	4,99	7,77	0,18	4,99	4,01	3,69	2,21	0,33
У. ТРАХИАНДЕЗИБАЗАЛЬТ (n = 2)	53,19	2,01	16,01	5,54	6,25	0,22	3,51	3,53	4,60	1,94	0,58
ТРАХИДАЦИТ (n = 7)	66,33	0,51	15,34	2,33	2,25	0,07	1,07	0,39	1,56	8,46	0,11
ТРАХИРИОДАЦИТ (n = 12)	71,69	0,42	12,27	1,98	1,42	0,04	0,40	0,79	2,20	7,45	0,07

Примечание. Н – низкотитанистый, У – умеренно-и высокотитанистый; Т – толеитовый; ИЩ. – известково-щелочной, ВМ – высокомагнезиальный. Серийная принадлежность для низкотитанистых базальтоидов и андезитовидов определена по (Whitford et al., 1979); граница между титанистыми толеитовыми и субщелочными базальтоидами и андезитоидами проводится по содержанию K₂O = 1%. Граница между кислыми породами нормального и субщелочного ряда проводится по Na₂O + K₂O = 8%, классификация – по Петрографическому кодексу, 1995. Для характеристики комплексов использованы данные: Куяганский комплекс, Талицкий блок – авторские пробы; Ануйский блок: 79 проб – Кривчиков, Тимкин и др., 2001ф, 10 – Коржнев и др., 1986ф, 1 – Якупов и др., 1970ф; Чарышский блок: 17 – авторские, 7 – Шокальский и др., 1984ф; онгудайский комплекс, Сарасинско-Семинский грабен: 35 проб – Кривчиков, Тимкин и др., 2001ф, 23 – Коржнев и др., 1986ф, 15 – Зейферт и др., 1974ф, 4 – Захаров и др., 1973ф; куратинский комплекс, Сарасинско-Семинский грабен: 13 проб – Кривчиков, Тимкин и др., 2001ф, 9 – Зейферт и др., 1979ф, 1 – Гурский и др., 1973ф; ергольский комплекс: 21 проба – Лихачев и др., 1980ф, 12 – Ю. В. Тикунов (Уваров, 2001), 3 – Попов, 1967; коргонский комплекс: 31 проба – Шокальский и др., 1987ф, 12 – Лихачев и др., 1980ф, 10 – Робертус и др., 1975ф, 7 – авторские; коргонский комплекс, Коргоно-Холзунская подзона: 44 пробы – Лихачев и др., 1980ф, 3 – Захаров и др., 1973ф, 1 – Попов, 1967, 1 – авторская; среднедевонские плагиограниты: 19 проб – Попов, 1967, 5 – авторские; среднедевонские долериты – авторские пробы.

большая часть низкокальциевых (толеитовых по Д. Уитфорду) андезибазальтов соответствует толеитовой серии, а низкокальциевых андезитов – известково-щелочной (рис 3,б). Особенности поведения TiO_2 и FeO^*/MgO указывает на отсутствие раннего фракционирования магнетита. Породы характеризуются повышенными, против примитивно-дужных, содержаниями редких элементов и близки толеитовым и известково-щелочным андезитам Камчатской активной окраины (табл. 2). Среднекальциевые различия обнаруживают сходное с низкокальциевыми поведение по титанистости, железистости, варьирующих в зависимости от характера вкрапленников (максимальные значения в мелко-скуднопорфировых плагиоклаз-порфировых андезитах с 57% SiO_2 , минимальные – в обогащенных вкрапленниками клинопироксена кислых андезитах и андезибазальтах), отличаются слабо повышенными отношениями Ba/CaO , Sr/CaO , Ba/Sr , концентрациями TiO_2 , Zr , Nb , Th , Y и несколько пониженными – Al_2O_3 (андезибазальты миаскитового ряда, в андезитах – нормативный корунд 2,1%), MgO , Cr . Учитывая обособленное положение среднекальциевых различий в западной части вулканогенной структуры, главным образом в основании разреза, они представляют продукты кристаллизации самостоятельной дочерней магмы из автономного промежуточного магматического очага, возможно, связанной с начальной стадией прогрессивного плавления шпинелевого лерцолита. Характер окисленности железа (рис. 3,в) предполагает кристаллизацию среднекальциевых кислых андезитов в условиях закрытой (в сторону привноса) системы, а низкокальциевых – в условиях открытой.

Субвулканическая фация представлена единичными мелкими штоками плагиоклаз-пироксен-порфировых андезитов и диорит-порфиритов, известково-щелочных гранодиорит-и гранит-порфиров (табл. 1). Диорит-порфириты отмечены на стыке с Ануйско-Чуйским блоком и характеризуются низкой калиевостью, глиноземистостью, высоким содержанием MgO , Cr и V (табл. 2), что сближает их с субвулканическими аналогами высокомагнезиальных андезитов. Однако, для этих пород характерны высокие содержания циркония, а сонахождение их в составе единого компактного ореола с типичными известково-щелочными кварцевыми диорит-порфиритами Ануйско-Чуйского блока (см. ниже) скорее предполагает ассимиляцию офиолитового материала в основании Талицкого аллохтона известково-щелочной магмой (косвенным подтверждением этого предположения является полосовая зараженность хромом фаменских S-гранитов в пределах данной структуры [30]).

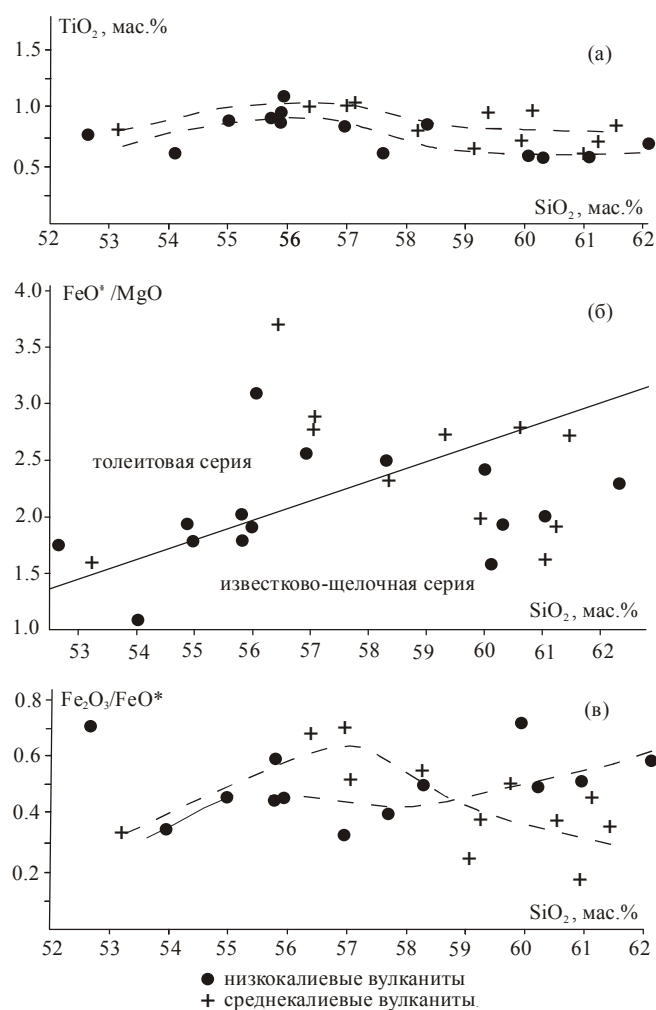


Рис. 3. Диаграммы $TiO_2 - SiO_2$ (а), $FeO^*/MgO - SiO_2$ (б), $Fe_2O_3/FeO^* - SiO_2$ (в) для вулканогенных пород куяганского комплекса Слюдянского блока.

Ануйско-Чуйский блок. Покровные фации изучены в Куяганском ареале: в 5-10 км южнее с. Куяган (бассейн р. Гремишка, стратотип куяганской свиты) и в 10-15 км северо-западнее с. Барагаш (бассейн р. Курзун). В основании разреза картируется пачка кристаллокластических туфов кислого и смешанного состава мощностью более 130 м; в нижних частях доминируют порфировые (альбитизированный плагиоклаз, реликтовый авгит, псевдоморфозы хлорита и серпентина по гиперстену, роговая обманка, магнетит) известково-щелочные андезибазальты, андезиты, дациандезиты, их лавобрекчии и туфолавы, в верхних – туфы и лавы кислого состава, количество которых увеличивается в южном направлении, наряду с появлением мезобазальтов (табл. 1). Все разновидности, кроме последних, относятся к плюмазитовому ряду (нормативный корунд до 5,6%). По содержанию Na_2O , FeO^* , Al_2O_3 , CaO , TiO_2 , Rb , Ba , U , Th вулканы близки островодужным образованиям и окраинно-континентальным породам западного обрамления Тихого океана (по [4]), однако низкое отношение Zr/Nb при повышенных значениях обоих элементов более типично для андезитов Андской континентальной окраины. От известково-щелочных андезитов Талицкого блока андезиты Ануйского блока отличаются более высокими содержанием K_2O , Zr , отношением Ba/Sr . Для кислых различий характерна невысокая общая щелочность при преобладании K_2O над Na_2O . По особенностям редкоэлементного состава покровные дациты и субвулканические риолиты района р. Курзун близки одноименным различиям Американского континента (табл. 2).

Субвулканические штоки порфировых андезитов – кварцевых диорит-порфиритов, гранодиорит- и гранит- порфиров, линейно вытянутые

2. Содержания редких элементов (г/т) в породах девонских вулканических комплексов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	n = 4	n = 2	n = 3	n = 7	n = 5	n = 2	n = 7	n = 3	n = 2	n = 2	n = 1						
Rb	19	39						99,6	100,8	14,1	39	10	11	31	54	32	70
Ba	205	427	317	435	352	385	540	586	909	202,1	376	176	279	608	957	563	998
Sr	340	415	168	117	58	30	110	111,4	143	231	273	257	446	457	557	322	480
Zr	110	124	266	238	172	100	283	292	237	127,7		78	101	124	171		192
Nb	7	9,7	17	13	10	8	17	15,1	12,7	7,0		1,6	1,3	2,7	13,3		10,7
Ta								2,0	1,6	0,6	0,54		0,13	0,28	0,56	0,35	0,55
Hf								7,4	6,6	3,6	3,22	2,5	2,50	3,6	3,95	3,95	4,6
U	1,4	1,4						3,5	3,7	2,1	1,65	0,51	0,43	1,12	3,21	0,5	4,8
Th	3,2	3,6						9,5	11,6	4,8	4,0	0,84	0,74	2,17	8,89	1,0	10,4
V	75	71	340	147	72	3	220				128	254	156	164	114	32	40
Cr	34	21	517	25	21	3	12				33	34	72	63	114	17	37
Ni	29	22	68	15	11	14	17					7	6	30	49	5	20
La								27,8	28,3	14,6	15,2	5,13	6,32	12,8	27,3	11,8	24,2
Ce								65,1	60,5	33,1	31	13	14,3	26,50	53,0	24,8	49,0
Yb								3,9	3,7	2,2	2,7	3,22	2,85	2,31	1,77	2,74	1,91
Y	20,8	53,8						36,5	31,8	21,7		21	25	22	19		22
Zr / Nb	15,7	12,8	15,6	18,3	17,2	12,5	16,7	19,3	18,7	18,3		48,8	77,7	45,9	12,9		17,9
V / Cr	2,2	3,3	0,66	5,9	3,4	1	18				3,9	7,5	2,2	2,6	1,0	1,9	1,1
Ce / Yb								16,7	16,4	15,0	11,5	4,0	5,0	11,5	30	9,1	26,6

Примечание. 1–10 – авторские анализы. Куяганский комплекс, Талицкий блок: 1 – т. андезит, 2 – иш. андезит, 3 – высокомагнезиальный диорит-порфирит; куяганский комплекс, Ануйский блок: 4 – кв. диорит-порфирит Ануйского ареала (с. Соловьиха), 5 – гранодиорит-порфир Ануйского ареала (с. Соловьиха), 6 – гранит-порфир Ануйского ареала (с. Соловьиха), 7 – иш. андезит Кувашского ареала (стратотип куяганской свиты), 8 – дацит Кувашского ареала (к СЗ от с. Барагаш), 9 – риолит Кувашского ареала к СЗ от с. Барагаш); Онгудайский комплекс, Сарасинско-Семинский грабен: 10 – н. т. андезит №5242/1; онгудайский комплекс, Ануйский блок: 11 – иш. андезит по [23]; Типовые обстановки по [4]: 12 – т. андезит Курил, 13 – т. андезит Камчатка, 14 – иш. андезит Камчатка, 15 – иш. андезит Америки, 16 – иш. дацит Камчатка, 17 – иш. дацит Америки.

тела и дайки риолитов опробованы в северной части Ануйского блока, в пределах Ануйского ареала (район с. Соловьиха), где ассоциируют с покровными андезитами и подстилающими пирокластическими образованиями смешанного состава. В сравнении с аналогичными по основности вулканитами Кувашского ареала, породы Ануйского ареала отличаются более высоким отношением FeO^*/MgO (рис. 4), пониженным – K_2O/Na_2O , Va/K_2O , обеднены калием, барием, ниобием и цирконием (табл. 1, 2).

Чарышский блок. Покровные и субвулканические фации изучены авторами в бассейне р. Курья. По типу разреза отложения сходны с нижней частью куяганской свиты Ануйского ареала (отсутствуют кислые эффузивы, вероятно, уничтоженные эрозией). Среди пород преобладают покровные известково-щелочные андезиты и их субвулканические аналоги – кварцевые диорит-порфириты (табл. 1). В отличие от известково-щелочных пород Ануйско-Чуйского блока, вулканиты относятся к миаскитовому ряду. По уровню щелочности покровные и субвулканические разности среднего состава соответствуют субвулканическим андезитам – диорит-порфиритам Ануйского ареала, отличаются от последних меньшей железистостью (рис. 4).

Онгудайский комплекс базальт–андезитовый.

Комплекс объединяет вулканогенные образования эмс (?)–эйфельской онгудайской свиты, комагматичные субвулканические и жерловые тела основного и среднего состава, развитые в восточной части Ануйско-Чуйского блока (район пос. Онгудай, бассейн р. Урсул), Сарасинско-Семинском грабене и небольшой грабенообразной структуре по р. Анос. Возрастное положение комплекса не вполне ясно. В. Н. Коржневым и Л. Е. Зейфертом вулканогенные отложения рассматриваются как эмские. По их данным, они перекрываются карбонатно-терригенными отложениями терентьевской свиты верхнего эмса; последняя, в свою очередь, перекрывается кислыми вулканидами куратинской свиты живета. Я. М. Гутак полагает, что подстилающие терентьевскую свиту вулканиды относятся к кембрию, онгудайская свита наращивает терентьевскую и, в стратотипической местности, терригенную каракудюрскую, в которой отмечается и среднедевонская флора. Эта точка зрения частично подтверждается авторами – в бассейне р. Черемшанки (Сарасинско-Семинский грабен), по крайней мере, часть подстилающих терентьевскую свиту вулканидов представлена легко диагностируемыми в полевых условиях хромдиопсид-порфирированными базальтами усть-семиной свиты среднего кембрия. Таким образом, онгудайская и куратинская свиты вместе взятые по возрастному диапазону могут соответствовать куяганской свите среднего девона.

В субмеридионально ориентированном Сарасинско-Семинском грабене и грабенообразной структуре р. Анос в составе онгудайской свиты преобладают выдержанные по мощности вулканиды трещинного типа, наращивающие вулканогенно-осадочные, терригенные породы эмса и частично переслаивающиеся с ними. Среди эффузивов преобладают мелкопорфировые (альбитизированный плагиоклаз, авгит) и афировые базальтоиды и андезитоиды толентовоидной (включая спилитизированные разности с высоким содержанием Na_2O) и субщелочной серий, в каждой

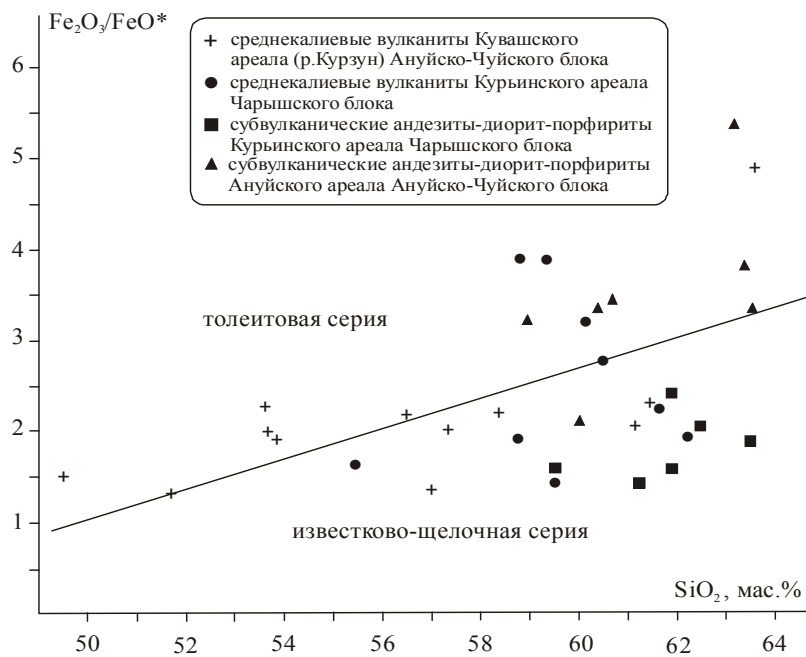


Рис. 4. Диаграмма Миаширо для среднекальциевых базальтов и андезитов куяганского комплекса Чарышского и Ануйско-Чуйского блоков.

из которых дискретно выделяются низкотитанистая и умереннотитанистая группы ($1,18 > \text{TiO}_2 > 0,93$ в толеитовых базальтах и андезибазальтах; $1,12 > \text{TiO}_2 > 0,77$ в трахибазальтах и трахиандезибазальтах). Значительно реже встречаются известково-щелочные базальты и андезиты миаскитового ряда, в единичном случае отмечены высокомагнезиальные лейкобазальты (табл. 1). В низкотитанистых базальтоидах (табл. 3, рис. 5) с уменьшением калиевого (от щелочных к известково-щелочным) существенно уменьшаются содержания легких ПЗЭ, Th, отношения FeO^*/MgO , La/Yb , слабо понижаются концентрации Ti, Zr и Nb. По содержанию Yb, легких ПЗЭ, отношениям Zr/Nb и La/Yb породы близки базальтоидам Курило-Камчатской дуги и соответствуют средним степеням парциального плавления (2-10) шпинелевого или плагиоклазового лерцолита (по [27]) в условиях высокого кислородного потенциала (сохранение в рестите циркона, сфена, ильменорутила). В то же время, слабое деплетирование по Y и рост содержания последнего при уменьшении содержания K, La и Th в базальтоидах равной основности может указывать на присутствие в мантийном источнике граната. Титанистые трахибазальты, в сравнении с низкотитанистыми того же уровня основности и щелочности, резко обеднены U и Th, характеризуются более низким отношением La/Y . С ростом титанистости (в пределах титанистой группы) увеличивается отношение Ti/Zr , уменьшается содержание легких ПЗЭ, Zr, Hf, U, Th, отношение La/Y , La/Yb . Наиболее титанистые трахиандезибазальты характеризуются более низкими отношениями La/Yb и La/Y относительно менее титанистых меланократовых разностей и должны рассматриваться как производные магм с более высокой степенью плавления субстрата. Существенный рост отношений Ba/Sr от меланократовых базальтоидов к лейкократовым одновременно с исчезновением европиевого максимума, по-видимому, определяется ранним фракционированием плагиоклаза. Отношение La/Th – максимально несовместимых элементов в процессах парциального мантийного плавления, фракционирования базитовых расплавов и инертных при зеленокаменном перерождении - варьирует от 3,2-5 в трахиандезибазальтах Сарасинско-Семинского грабена до 10-14 в трахибазальтах Аносского грабена и отражает мантийные неоднородности. Вместе с тем, сходные значения La/Th в титанистых и низкотитанистых (3,8-4) базальтах и андезибазальтах Сарасинско-Семинского грабена не исключают единый мантийный источник. В этом случае титанистые разности можно рассматривать как продукты кристаллизации расплавов, в формировании которых частично (исходные низкотитанистые расплавы различного уровня щелочности и степени плавления) участвовал механизм декомпрессионного плавления при активизации глубинных сбросов. Субвулканические образования онгудайского комплекса представлены небольшими линейными телами и штоками микрогаббро, монцогаббро, диорит-порфиритами и монцодиорит-порфирами, локализованными в пределах покровных фаций и подстилающих отложений Каимского и Катунского блоков. По петрогеохимическим особенностям они сопоставимы со всеми разновидностями покровных фаций.

В стратотипической местности (район пос. Онгудай) вулканогенные фации представлены переслаивающимися потоками зеленых порфировых андезибазальтов, андезитов, пестроцветных туфов и туфолов среднего состава. В верхней части разреза появляются покровы порфировых дацитов. Между пос. Онгудай и Шишикман распространены

3. Содержания петрогенных (масс.%) и редких (г/т) элементов в породах онгудайского, ергольского и коргонского вулканических комплексов

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 1	n = 22	n = 3	
SiO ₂	52,00	52,08	46,99	50,9	53,32	53,24	48,05	53,85	54,7	46,72	50,84	54,57	68,38	50,08	45,32	50,18	50,99
TiO ₂	0,77	0,53	1,58	1,55	1,57	2,03	1,04	0,86	0,6	1,45	1,29	1,16	0,98	2,58	1,34	1,19	1,19
Al ₂ O ₃	14,59	14,00	18,08	17,01	18,25	14,82	16,84	17,64	16,3	15,79	15,69	15,79	12,77	13,16	15,64	15,58	16,76
FeO*	8,14	9,62	10,3	10,6	7,30	11,47	9,58	9,8	9,19	13,84	10,35	9,56	6,5	14,22	11,10	10,3	9,28
MnO	0,13	0,16	0,18	0,12	0,14	0,2	0,14	0,17	0,16	0,16	0,19	0,31	0,12	0,32	0,17	0,17	0,19
MgO	7,89	6,67	3,73	3,16	2,7	3,08	7,23	5,9	6,07	5,68	7,56	5,18	0,64	4,50	7,83	6,58	7,8
CaO	9,92	6,56	5,67	4,44	10,46	6,21	6,01	4,51	6,14	4,74	6,79	5,91	1,03	8,38	9,77	11,47	9,29
Na ₂ O	2,13	3,5	3,57	3,0	3,46	3,57	2,14	2,46	2,00	4,21	3,0	4,59	4,95	5,12	2,56	2,83	3,02
K ₂ O	1,43	1,68	1,52	1,72	1,18	1,17	3,15	0,86	0,10	0,11	1,03	1,13	2,51	0,34	0,68	0,43	1,19
P ₂ O ₅	0,19	0,15	0,31	0,2	0,26	0,29	0,07	0,13	0,09	0,11	0,14	0,17	0,22	0,43	0,14	0,15	0,3
п. п. п.	3,14	3,2	6,33	6,53	1,44	3,13	5,82	4,4	4,42	6,96					5,53	1,18	
Сумма	100,24	98,9	99,31	100,45	99,98	99,83	100,07	100,58	99,77	99,77	99,92	100,54	99,17	99,98	100,08	100,05	
Rb	28,3	11,9	15,4	25,7	42,2	32,3					33	39	63	7,1			16,9
Ba	382	83,6	273,4	225,1	564,8	135,1	400	430	80	80	371	502	771	131		101	394
Sr	267,3	136,5	523,7	92,0	511,4	285,1					373	262	66	305		143	485
Zr	43,2	76,3			160,8	112,3					71	93	207	91		70	111
Nb	2,2	3,0			8,8	7,9					2,5	3,5	9,6	3,4		2,5	4,90
Ta	0,3	0,2	0,2	0,9	0,6	0,6	0,25	0,29	0,18	0,07	0,14	0,2	0,67	0,21			0,41
Hf	1,5	3,3			4,5	2,9	2,28	3,51	2,24	2,13	2,0	2,7	5,7	2,6		2,75	2,39
U	1,1	1,6	0,2	0,2	2,4	1,4	0,3	2,1	1,7	0,3	0,19	0,62	2,3	0,44			0,63
Th	1,1	3,0	0,5	1,2	6,0	3,5	0,77	4,5	2,5	0,85	0,61	1,91	5,5	1,07			1,19
Y	15,1	12,8	24,9	18,4	27,6	38,8					24	26	73	36		22	26,9
La	4,4	11,5	7,1	11,1	19,5	16,2	8,24	14,5	9,05	5,79	6,3	11,3	37	9,7			10,45
Ce	9,6	26,0	16,5	26,8	44,0	38,9	15,40	30,1	21,6	11,1	14,7	25	75	24		16	22,89
Nd	5,9	15,0	13,6	16,0	21,3	23,1	18,0	14,7	12,7	14,2	10,4	15,5	41	17,7			
Sm	1,7	3,6	3,6	3,5	5,2	6,3	2,91	2,94	2,51	3,19	2,8	3,6	9,3	4,7			4,32
Eu	0,6	0,9	1,7	1,0	1,4	2,0	1,31	1,2	0,97	1,48	1,05	1,23	2,6	2,0			1,42
Gd	2,2	3,0	3,9	3,6	5,2	7,1	5,18	5,93	5,84	5,0	3,8	4,4	11,2	6,0			
Tb	0,4	0,4	0,7	0,6	0,8	1,2	0,61	0,64	0,59	0,79	0,57	0,68	1,79	0,89			0,74
Yb	1,5	1,7	2,2	1,4	2,9	3,7	1,94	2,2	1,87	2,67	1,91	2,1	5,1	2,7			3,85
Zr / Nb	19,6	25,5			18,3	14,2					28,4	26,6	21,6	26,7			22,6
La / Y	0,29	0,9	0,29	0,7	0,71	0,42											
La / Yb	2,9	6,8	3,2	7,9	6,7	4,4	4,3	6,6	4,8	2,2	3,3	5,4	7,3	3,6			5,9

Примечание. Онгудайский комплекс, Сарасинско-Семинский грабен (авторские анализы; редкие элементы определены методом ISP-ms, г. Иркутск): 1 – ищ. базальт № 704/2, 2 – н. трахибазальт № 11591/2, 5 – у. трахиандезибазальт № 5224/1, 6 – у. трахиандезибазальт № 5242/2; Онгудайский комплекс, Аносский грабен (авторские анализы; редкие элементы определены методом ISP-ms, г. Иркутск): 3 – у. трахибазальт № 536, 4 – у. трахибазальт № 535; ергольский комплекс по [26]: 7 – н. трахибазальт № 582, 8 – ищ. андезибазальт № 571, 9 – н. т. андезибазальт № 572, 10 – у. т. базальт № 580; коргонский комплекс, Западно-Коргонская подзона, Коргоно-Сибиряковский блок (авторские анализы; редкие элементы определены методом ISP-ms, г. Новосибирск): 11 – у. трахибазальт № 517, 12 – трахиандезибазальт № 516/2, 13 – риодацит № 517/1, 14 – среднедевонский толеитовый долерит № 505/1., 15 – базальт Шипуновского прогиба Рудно-Алтайской СФЗ по [16], 16 – пористый толеитовый базальт междугового бассейна Лай по Drill et al., 1992, из [27], 17 – базальт Центральной Камчатки по [4]

ны мощные (до 150 м) потоки крупноглыбовых брекчий и порфировых андезитов, указывающие на близость жерловины палеовулкана [7]. Андезибазальты и андезиты относятся к известково-щелочной серии, характеризуются низкой титанистостью (1% и 0,8%) и умеренной калиевокостью (K₂O = 1,2% и 1,6%), содержат нормативный ортопироксен и, в ряде случаев, корунд [23]. По содержанию редких элементов (табл. 2) они наиболее близки одноименным разностям Камчатской активной континентальной окраины.

Куратинский комплекс андезит–дацит–риолитовый.

Комплекс объединяет эйфель-живетские покровные и субвулканические образования умеренно-кислого и кислого состава, развитые в Ануиско-Чуйском блоке и южной части Сарасинско-Семинского грабена. Частично вулканы наращивают разрез онгудайской свиты, однако в большинстве случаев несогласно перекрывают более древние отложения. В пределах Сарасинско-Семинского грабена кислые вулканы по направлению к северу латерально замещаются андезибазальтами онгудайского комплекса (?). Среди пород выделяются низкокалиевые (с отношением Na₂O/K₂O более 6), известково-щелочные и субщелочные разности (табл. 1). В породах нормального ряда наблюдается рост глиноземистости от умеренно-кислых разностей к кислым (в которых появляется нормативный корунд до 2,4 %), для субщелочных разностей наблюдается обратная зависимость.

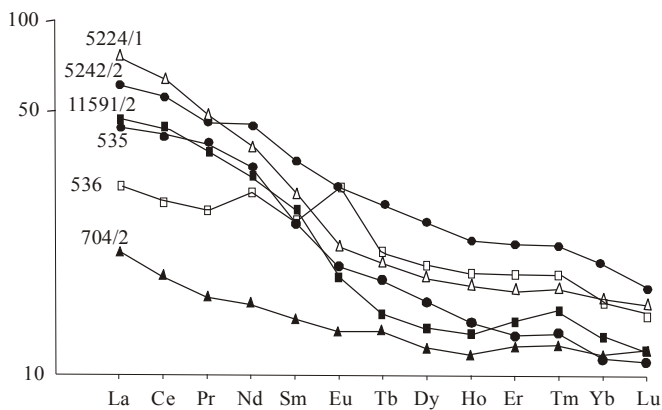


Рис. 5. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ пород онгудайского комплекса.

704/2 - низкотитанистый известково-щелочной базальт; 11591/2 - низкотитанистый трахибазальт; 536 - умереннотитанистый трахибазальт; 535 - умереннотитанистый трахибазальт; 5224/1 - умереннотитанистый трахиандезибазальт; 5242/2 - титанистый трахиандезибазальт.

корунд до 2,2%) мощностью 70–270 м, горизонтами туфов, туфолов среднего состава и вулканокластических песчаников. Изредка отмечаются потоки низкотитанистых толеитовых андезибазальтов миаскитового ряда и умереннотитанистых железистых субщелочных базальтоидов (табл. 1). По петрогеохимическим особенностям (данные Ю.А. Тикунова [26]) трахибазальты, известково-щелочные и толеитовые андезибазальты (табл. 3) близки одноименным разностям Курил и Камчатки (по [4]).

Коргонский комплекс андезит–дацит–риолитовый.

Комплекс объединяет вулканогенные отложения коргонской свиты эмса-эйфеля, комагматичные субвулканические интрузии и дайки преимущественно кислого состава, развитые в пределах Коргонского прогиба и южной части Чарышского блока. Покровные фации наращивают разрез ергольской или вышележащей кумирской свиты, либо с несогласием перекрывают древние кристаллосланцы теректинского комплекса. В северной части Коргонского прогиба резко преобладают породы салической группы известково-щелочной и субщелочной серий, в единичных случаях отмечаются низкотитанистые разности среднего состава аналогичного уровня щелочности, совершенно отсутствуют низкокальциевые риолитоиды (табл. 1). Лавы кислого состава часто ассоциируют с пирокластическими, туфогенно-осадочными отложениями и игнимбритами [26], последние свидетельствуют о частично континентальных условиях извержений.

В западной части прогиба (Коргоно-Холзунская подзона по [20] или Белоубинско-Сарымсактинская зона по [1]) вулканы переслаиваются с морскими тонкообломочными отложениями, туффтами, фтанитами, силицилитами, характерны горизонты гематитовых, гематит-магнетитовых и апатит-магнетитовых руд и марганцовисто-карбонатно-кремнистых пород [20]. Вдоль правосдвиговых нарушений Коргонской зоны смятия породы подвержены зеленосланцевому метаморфизму. К северо-востоку от зоны смятия (Щебнюхинский блок по Н. Н. Лихачеву) в составе отложений преобладают лавы и туфы с подчиненным количеством туфогенно-осадочных и обломочных терригенных пород, а в пределах зоны (Коргоно-Сибиряковский блок по Н. Н. Лихачеву), по наблюдениям авторов, широко распространены черносланцевые туффито-фтанитовые отложения и силицилиты. Верхняя возрастная граница вулканизма здесь не ясна, отнесение отложений к коргонской свите условно. По данным Е. С. Левицкого (геолкарта–200 первого поколения) кислые вулканы без несогласия наращиваются существенно терригенной белоубинской свитой чиеля-франа. На северном замыкании прогиба часть вулканогенно-осадочных отложений, прорванных субвулканическими трахириолитами, однозначно охарактеризована чиелевой фауной (шипуновская свита В. В. Федянова). Однако неясно, связаны ли эти отложения единой последовательностью с эмса-эйфельской коргонской свитой или являются возрастным аналогом куяганской свиты Чарышского блока (в этой связи не включены в выборки обоих подразделений).

Кроме кислых вулканитов известково-щелочного и субщелочного рядов в Коргоно-Холзунской подзоне отмечаются высоконатриевые плагиориолитоиды, значительную роль играют основные разности, представленные преимущественно умереннотитанистыми базальтоидами, а так же породы среднего состава толеитовой, известково-щелочной и субщелочной серий. Все разновидности относятся к миаскитовому ряду и отличаются повышенной фосфатностью (табл. 1). Основные умереннотитанистые разности Коргоно-Сибиряковского блока близки по химизму среднему составу базальтов краевых морей, толеитам междугового бассейна Лау, повышеннотитанистым базальтам Шипуновского блока Рудного Алтая и Центральной Камчатки (для которых предполагается рифтогенная природа), отмечается слабый дефицит ниобия и циркония (табл. 3, рис. 6). Покровные фации и подстилающие отло-

Ранне-среднедевонский ВПП.

Ергольский комплекс базальт–андезитовый.

Комплекс объединяет вулканогенные породы ергольской свиты эмса, комагматичные субвулканические тела и дайки среднего и основного состава, распространенные в пределах Коргонского наложенного прогиба (бассейны р. Чарыш, Кокса, верхнее течение рр. Хамир и Банной). Для северо-восточной части прогиба характерны постройки центрального типа с преобладанием эффузивных и пирокластических пород среднеосновного состава, ассоциация с вулканогенно-осадочными и осадочными субаэральными отложениями [26]. В частности, в Ергольском вулканическом массиве стратифицированные фации сложены чередующимися потоками низкотитанистых трахиандезибазальтов и трахибазальтов, гиперстенсодержащих андезибазальтов плюмазитового ряда (нормативный

жения прорваны гипабиссальными трещинными плагиогранитами (Щебныхинский, Коргонский, Шумишкинский, Сергеевский, Инской массивы), по петрогеохимическим особенностям занимающими промежуточное положение между островодужными и спрединговыми, уклоняясь к последним (табл. 4, рис. 7). По наблюдениям авторов, в пределах Коргонской зоны смятия интрузивные комагматы, в частности Коргонский массив, также затронуты метаморфизмом зеленосланцевой фации, но при этом на отдельных участках неметаморфизованные эндоконтактные разности содержат ксенолиты вмещающих метаморфических сланцев. Это может указывать на близкий возраст или чередование магматических и метаморфических процессов. Все образования пространственно ассоциируют с роем метаморфизованных среднедевонских даек субщелочных и толеитовых титанистых долеритов (табл. 1, 3) и фаменскими долеритами белорецко-маркакольского комплекса. Последние, по данным [16], близки базальтам N-COX ($\text{SiO}_2 = 46,7\%$, $\text{TiO}_2 = 1,4\%$, $\text{MgO} = 7,9\%$, $\text{K}_2\text{O} = 0,4\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,16\%$, $\text{La} = 3,8$ г/т, $\text{Ce} = 3,9$ г/т, $\text{U} = 0,3$ г/т, $\text{Th} = 0,5$ г/т), отличаясь повышенным содержанием бария, стронция, пониженными значениями циркония (73 г/т), ниобия (1,9 г/т) и тантала (0,1 г/т), свидетельствующими о влиянии слэбовой компоненты.

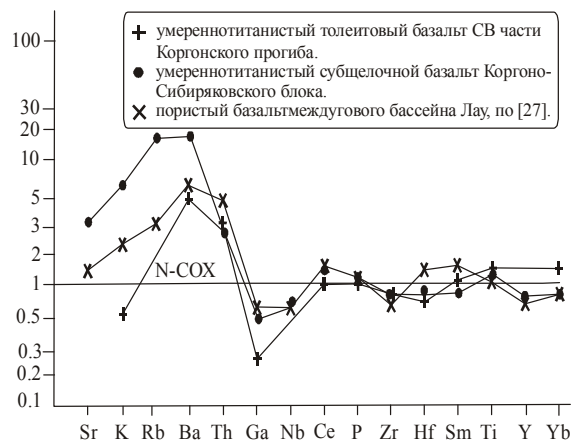


Рис. 6. Нормированные по N-COX (Pearce, 1982) содержания редких элементов в базальтах Коргонского прогиба и междугового бассейна Лай.

КРАТКИЙ СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АССО

Анализ мелкомасштабных геологических карт (особенно геолкарты-500 В. П. Нехорошева, охватывающей структуры южного Алтая) позволяет выделить на территории западной части АССО три типа сопряженных структурных элементов [12]: зону правого сдвига (восточная часть Рудного Алтая, западная часть Горного Алтая), зону левого сдвига (Горная Шория, восточная часть Горного Алтая на сочленении с Западным Саяном) и зону складчато-деформированных надвигов (центральная и северная части Горного Алтая), отдельные фрагменты которых освещены в работах [8, 9, 11, 12, 13]. В пределах зоны правого сдвига картируются динамопары с простиранием сдвиговых сегментов $320-330^\circ$ и надвиговых, иногда переходящих в шарьяжи [12] – $270-280^\circ$ (рис 2). В северо-западной части Ануйско-Чуйского и примыкающей части Талицкого блоков сдвиги испытали существенную переориентировку с изменением простирания на субмеридиональное север-северо-западное ($340-350^\circ$) и подновлены в качестве взбросо-сдвигов с незначительной левосдвиговой компонентой [11, 12]. Наиболее крупный сдвиг – Северо-Восточная зона смятия – в пределах территории КНР под острым углом (15°) пересекает Иртышскую зону смятия, смещая ее на 70-80 км (суммарная амплитуда, с учетом более поздних левосдвиговых перемещений), что удовлетворительно согласуется с

4. Содержания петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в среднедевонских плагиогранитах Западно-Коргонской подзоны

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	72,75	73,75	74,03	73,04	73,81	78,17	76,17	75,42	77,39	72,8	76,4	72,6	72,6	73,3	75,50	73,30	76,40
TiO ₂	0,44	0,5	0,41	0,42	0,5	0,19	0,19	0,45	0,19	0,26	0,22	0,14	0,26	0,26	0,18	0,25	0,18
Al ₂ O ₃	14,68	12,81	14,33	13,74	13,72	11,84	12,09	11,51	12,45	13,10	11,80	13,40	13,40	13,70	12,80	13,50	13,00
FeO*	2,47	1,76	2,46	2,04	1,31	1,06	1,49	2,62	2,10	2,59	2,11	2,60	2,81	2,17	2,16	3,55	2,22
MnO	0,04	0,05	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,06	0,04	0,06	0,50	0,10	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06
MgO	0,96	1,2	1,25	0,66	0,66	0,66	1,13	0,72	0,55	0,84	0,41	0,67	0,94	0,66	0,13	0,32	0,12
CaO	1,56	1,08	0,32	2,59	2,0	0,4	0,75	0,55	0,57	1,72	1,58	2,09	1,80	1,45	0,86	1,29	0,93
Na ₂ O	5,6	5,0	5,43	5,1	6,62	6,60	6,72	4,52	4,67	5,53	4,97	4,93	5,26	5,00	6,00	6,35	5,88
K ₂ O	0,74	0,76	0,66	1,19	0,42	0,3	0,04	2,57	1,02	0,25	0,33	0,47	0,49	1,25	0,92	0,32	0,93
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,06	0,08	0,08	0,03	0,03	0,05	0,03	0,09	0,01	0,01	0,02	0,05	0,00	0,01	0,01
п. п. п.						0,72	1,30	0,52	0,36								
Сумма	100,12	100,03	100,05	99,98	99,6	99,28	98,64	98,47	98,99								
Rb	23	27	20	46	10			58	16	5	6	10	9	20	12	2	11
Ba	187	119	61	395	113	40	30	409	294	34	21	27	47	130	204	154	206
Sr	259	206	110	268	219			36	63	95	73	119	99	119	62	111	67
Zr	179	196	178	198	163			274	224	67	69	83	51	32	217	256	203
Nb	9,4	10,2	9,6	9,9	9,2			3,3	5,5	7	5	4	6	6	11	7	7
Y	28	34	30	35	32			44	52	22	26	12	23	18	94	61	73

Примечание. 1-5 – Коргонский массив (авторские анализы; редкие элементы определены методом ISP-ms, г. Новосибирск), 6,7 – Инской массив (данные Ю.В. Тикунова), 8,9 – Шумишкинский массив (авторские пробы, анализы М. Л. Куйбеды); 10-14 – островодужные плагиограниты Литл-Порт по [24]; 15-17 – океанические плагиограниты Бей-оф-Айлендс по [24].

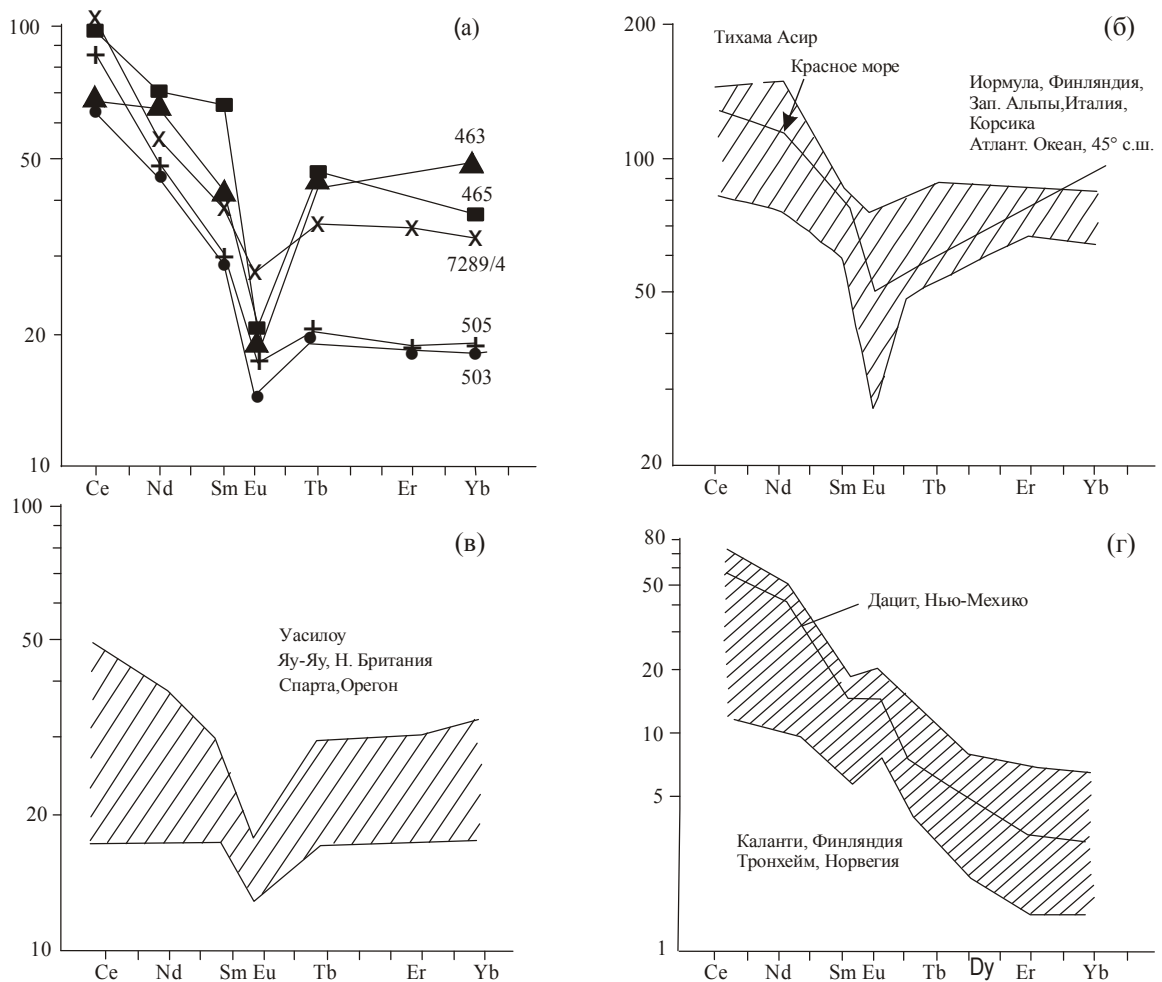


Рис. 7. Нормированные по хондриту содержания РЗЭ в среднедевонских плагиогранитах Западно-Коргонской зоны (а) в сравнении с океаническими плагиогранитами О-типа (б), островодужными плагиогранитами М-типа (в) и островодужными гранитами I-типа (г), по [19].

7289/4 - Шумишкинский массив (данные М.Л.Куйбиды); 503, 505 - Коргонский массив (авторские данные); 463, 465 - Инской массив (данные Ю.А.Тикунова).

характером смещения ордовик-силурийских терригенно-карбонатных и девонских вулканогенных отложений на северо-западном продолжении зоны к северу от г. Змеиногорска [9]. Амплитуда горизонтальных перемещений по второстепенным разломам достигает 6 км [11]. Сопряженная зона складчато-деформированных надвигов охватывает надвинутые с севера, рассеченные ортогонально ориентированными сбросами и грабенообразными структурами (Сарасинско-Семинский грабен), пластины Каимского аллохтона и Катунского параавтохтона, испытавшие наложенные деформации субмеридионального простирания. В восточной части Катунского параавтохтона надвиговые сегменты имеют левосдвиговую компоненту и граничат со встречным субмеридионально ориентированным левосдвиговым чешуйчатым веером (Чепошский блок параавтохтона, Балхашско-Садринский блок [12, 13, 25]), и далее на востоке – с деформированным Кузнецко-Алтайским глубинным левым сдвигом [8,9]. Ранние складчатые структуры, сохранившиеся в западной части Талицкого блока и на севере Горного Алтая (к югу от крупных интрузий гранитоидов, выполнявших роль жесткой рамы) ориентированы под разными углами к право- и левосдвиговым звеньям и субпараллельно надвиговым сегментам (280-295°). Большая часть венд-раннеордовикских и ордовик-живетских отложений (частично включая охарактеризованные чиелевой фауной) осложнена наложенной субмеридиональной складчатостью с формированием комплексных складок различных типов: «купольно-мульдового» (осевые поверхности ранних складок не деформированы), «дисгармоничного», либо с предельно деформированными осевыми поверхностями – последний тип наиболее развит в юго-восточной части Ануйско-Чуйского блока и откартирован в Чепошской структуре Катунского параавтохтона [13]. В отличие от них залегающие с несогласием на различных горизонтах девона верхнеживет-франские и фамен-нижнекаменноугольные отложения смяты только в субмеридиональном направлении.

Формирование современного структурного рисунка западной части АССО объяснялось крупноамплитудным левосдвиговым перемещением Западно-Саянского блока (составлявшим до этого единый террейн с Холзунско-Чуйским блоком) по Кузнецко-Алтайскому разлому в позднесилурийско-раннедевонское время с последующим

надвиганием в западном направлении в мезозойское время [8]. В процессе составления комплекта Госгеолкарты-200 второго поколения возраст последних перемещений был уточнен как фаменский и (с перерывом) постратанневизейский [11]. В более поздних публикациях на основании палеомагнитных данных Холзунско-Чуйский блок, включая эмс-эйфельские вулканогенные образования Коргонского прогиба и подстилающие их комплексы, стал рассматриваться как часть автономного Алтае-Монгольского террейна, совмещенного в позднедевонское время по Чарышско-Теректинскому правому сдвигу со структурами Горного Алтая [21]. Эта точка зрения, однако, наталкивается на ряд существенных противоречий с фактическим материалом и требует подробного рассмотрения.

Во-первых, обращает внимание большое сходство геологического строения Холзунско-Чуйского и Западно-Саянского блоков в возрастном диапазоне от рифея до первой половины среднего девона: в северных частях обеих структур отмечаются апогипербазитовые образования, зеленые и голубые сланцы, флишоиды кембрия-ордовика и терригенные отложения ордовика; большим сходством обладают раннедевонские мезоабиссальные I- и S-гранитоиды (каракудюрский и кубадринский комплексы в Западно-Саянском блоке, катандинский и и рахмановский комплекс в Холзунско-Чуйском блоке), объединяемые в единый ранне-среднедевонский вулcano-плутонический пояс [29].

Во-вторых, эмс-эйфельские вулканы Коргонского наложенного прогиба с несогласием залегают не только на сланцах теректинского комплекса и флишоидах кемброордовика Холзунско-Чуйского блока, но и шельфовом комплексе ордовика-силура северной части Горного Алтая; очень специфические в петро- и геохимическом отношении комагматичные коргонским вулканикам субвулканические ультракалиевые риолиты, гипабиссальные A-граниты также частично локализованы в пределах Чарышского блока, при этом продукты перемыва плагиогранитов «инского типа» фиксируются уже в конгломератах верхней части коргонской свиты [20], что исключает возможность автономного развития Чарышского и Холзунско-Чуйского блоков в эмс-эйфельское время); в последнее время существенно терригенные фации коргонской свиты откартированы и в южной части Талицкого блока севернее Чарышского разлома [26]. В центральном сегменте зоны Чарышского разлома изучена группа синкинематических гипабиссальных интрузий, оказавшихся однотипными и принадлежащими раннеживетской топольнинской ассоциации (Тургундинский ареал по С. П. Шокальскому). Форма залегания интрузий и компактное расположение по обе стороны от разлома исключает крупноамплитудные (более 30 км) перемещения постратанневизейского возраста, причем один из массивов - Бертекемский -, по данным В. А. Бутенко, имеет активные контакты с отложениями Ануйско-Чуйского и Холзунско-Чуйского блоков. Подобные же взаимоотношения наблюдались в пределах сопряженных нарушений зон правого и левого сдвига, где синкинематические I-граниты эмса-эйфеля и посткинематические A-гранитоиды живета деформируют и залечивают разломы или компактно группируются по обе стороны сместителей. Таким образом, позднедевонский возраст крупноамплитудных перемещений (причем левосдвиговых) допускается только для юго-восточной части Чарышско-Теректинского разлома – западного продолжения Монгольского разлома по [8]). Авторы полагают, что современный рисунок западной части АССО лучше объяснить как результат преимущественно пликативного скупивания субширотной складчато-разрывной структуры с близким к трапецевидному типу парагенезиса (по Л. М. Расцветаеву [22]) при давлении в юго-западном направлении (зона левого сдвига при этом могла унаследовано развиваться по древним субмеридиональным трансформным разломам).

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИТОВ

Рассмотренное выше позволяет сделать следующие обобщения.

1. В северной половине исходной структуры с трапецевидным типом парагенезиса развиты эйфель-живетские вулканы Девонско-раннекаменноугольного ВПП, среди которых преобладают известково-щелочные разности от андезибазальтов до риолитов. В андезитах не наблюдается роста калиевости при движении в восточном направлении (с учетом возможных более поздних по отношению к вулканикам перемещений по правым сдвигам и надвигам – в северо-восточном) на протяжении более 200 км от Чарышского блока к Ануйскому, а в пределах последнего – от стратотипа куяганской свиты к району с. Онгудай. При этом происходит заметное увеличение глиноземистости и уменьшение апаитности, что противоречит предполагаемому заглублению сейсмофокальной зоны в северо-восточном направлении. В пределах Ануйского блока в юго-восточном направлении (субпараллельно Иртышской зоне смятия и правосдвиговым сегментам нарушений) уменьшается железистость, растет отношение K_2O/Na_2O , Ba/K_2O . фиксируется увеличение доли кислых разностей, а в последних – существенный рост содержаний калия и бария. По данным [26], в юго-западной части Ануйского блока на стыке с Коргонским прогибом среди вулкаников куяганского комплекса отмечены повышено титанистые меланократовые базальты и андезиты толеитового и субщелочного ряда, а также миаскитовые известково-щелочные разности. В крайней северо-западной части структуры – Талицком блоке - отмечается преобладание надсубдукционных толеитовых андезибазальтов и андезитов, что хорошо увязывается с характером подстилающего ордовикско-нижнедевонского субстрата [11, 12], а с другой стороны – предполагает близость к сейсмофокальной зоне в среднедевонское время. В осевой части, ограниченной субмеридиональными глубинными сбросами клиновидного Сарасинско-Семинского грабена, развита дифференцированная ассоциация с участием умереннотитанистых базальтоидов толеитовой и субщелочной серий, плагиориолитов и трахиориолитов. Здесь так же отмечается возрастание доли кислых пород в южном направлении, по мере выклинивания структуры. В восточной части, по данным [25], развита эмс(?)-живетская бимодальная ассоциация Уймено-Лебедского прогиба,

контролируемая главными нарушениями зоны левого сдвига – Каракольским (Кубинским) и Кузнецко-Алтайским трансформными разломами (ассоциация объединяет толеитовые, известково-щелчные и субщелочные, в том числе титанистые, базальтоиды, риолитоиды и в настоящей работе не рассматривается).

2. В южной части рассматриваемой структуры развиты эмс-эйфельские образования Ранне-среднедевонского ВПП. Среди вулканитов отмечаются породы среднеосновного, среднего и кислого состава известково-щелочной и латитовой серий, реже толеитовые андезибазальты и андезиты. В Западно-Коргонской подзоне (Белоубинско-Сарымсактинской зоне), контролируемой главными нарушениями зоны правого сдвига, развита вулканогенно-кремнисто-терригенная ассоциация с участием титанистых вулканитов основного и среднего состава толеитовой и субщелочной серий, высоконатриевых плагиориолитов, трахиориолитов и их интрузивных аналогов. Такая ассоциация характерна для задуговых и междуговых бассейнов с корой сиалического типа. В частности, сходная дифференцированная базальт-трахиандезит-трахидацитовая ассоциация, связанная постепенными переходами с вышележащими толеитами, развита в Центральной котловине Японского моря [27].

Прекращение надсубдукционного вулканизма на территории Горного Алтая совпадает с живетской фазой складчатости, после которой локально проявлялся лишь субсеквентный вулканизм и внедрение базитовых даек (урсульский, сумультинский, белорецко-маркакольский комплексы) в унаследованных структурах растяжения. В то же время, на территории Рудного Алтая вулканическая деятельность продолжалась до фамена. Известно, что при ортогональной субдукции взбросо-надвигов и складки формируются на активных окраинах с полого погружающейся океанической плитой на значительном удалении (300-500 км) от сейсмофокальной зоны, имеют вергентность в сторону океанической плиты и маркируют тыловую часть вулканического пояса (вторичная А-субдукция [28]). В других обстановках ортогональная субдукция не провоцирует надвиго- и складкообразование, которые проявляются лишь на стадии коллизии или аккреции. При косоориентированной субдукции вдоль границы надвигаемой плиты формируются продольные сдвиги и ориентированные кулисообразно системы сжатия или растяжения, эшелонированные системы разрывов, контролируемые вулканизмом, а в тылу вулканического пояса происходит раскрытие задуговых бассейнов пул-апарт [28]. Рассмотренный выше эмс-раннеживетский структурный парагенезис Горного Алтая предполагает положение локальной оси сжатия в плоскости с простиранием 10-15° СВ (ортогонально ранним недеформированным надвигом). С учетом изменения ориентировки осей локальных напряжений в процессе прогрессирующего складко- и надвигообразования, ось регионального сжатия в пределах зоны правого сдвига должна быть развернута на некоторый угол против часовой стрелки. Таким образом, ориентировка оси регионального сжатия должна лежать в меридиональной плоскости. Исходя из этого, живетская складчатость Горного Алтая должна быть обусловлена либо столкновением субширотно ориентированных (в современных координатах) структур, либо ориентированной на юг субдукцией андского типа, либо косоориентированной субдукцией с северным направлением поддвига. Структурный план ордовик-девонских и каменноугольно-пермских отложений в обрамлении Кузнецкого прогиба совпадает и указывает на отсутствие ранней околоширотной складчатости, в отличие от кембро-ордовикских отложений, где таковая выявляется по перегибам осевых поверхностей в южной части структуры. В случае коллизии Горного Алтая с Томь-Колыванским или Салаирским террейнами ордовик-девонские отложения Салаира должны были бы испытать максимальные деформации. Таким образом, с учетом рассмотренных выше петрогеохимических неоднородностей вулканитов и их принадлежности к двум разновозрастным вулканоплутоническим поясам, авторами предлагается сочетание вариантов ортогональной и косой субдукции.

1. Раннедевонская субдукция имела северный подвиг, носила косоориентированный характер и сопровождалась формированием продольных зон правосдвиговых нарушений, наиболее сближенные из которых отвечают контурам Белоубинско-Сарымсактинской зоны, под острыми (10-15°) углами примыкающих к Иртышской зоне смятия и сегментирующих каледониды Юго-Западного Алтая на отдельные блоки шириной 50-100 км (сегментация отчетливо выражается на мелкомасштабных тектонических схемах [1]). По типу структурного парагенезиса образовавшаяся структура напоминала задуговой бассейн Окинава и междуговой бассейн Лау (СВК Белоубинско-Сарымсактинской зоны и Лениногорско-Зырянской подзоны Рудно-Алтайского блока). Здесь формировались дифференцированные вулканические ассоциации трещинного типа с участием титанистых базальтоидов, плагиориолитов, трахиориолитов и их интрузивных комагматов, на остальной части – постройки центрального типа с преобладанием известково-щелочных лав среднего и кислого состава, ассоциирующихся с пирокластическими образованиями, с последующим отмиранием остаточной дуги – северо-восточной части Коргонского прогиба.

Традиционно металлогеническая специализация Коргонского прогиба определяется как железорудная. Здесь известны крупные вулканогенно-осадочные марганцево-железородные месторождения и многочисленные проявления. На этом основании, с учетом гомодромного характера вулканизма, структуры Юго-Западного Алтая противопоставляются структурам Рудного Алтая, вмещающим крупные колчеданно-полиметаллические и золото-серебро-барит-полиметаллические месторождения. Известно, что последние формируются в разных типах надсубдукционных обстановок (Кууроко в энсиалической островной дуге, Кампо-Морадо в Андийской континентальной окраине, позднеживетские месторождения в Магнитогорско-Мугоджарском поясе на зрелой стадии развития зисиматической дуги) и в рифтовых зонах, которые по какой-либо причине не превратились в океаны [15]; при этом общей особенностью месторождений является морская обстановка формирования [15]. В пределах Магнитогорско-Мугоджарского пояса такие объекты ассоциируют с вулканогенно-осадочными железо-марганцевыми рудами [18]. Сульфидные руды отлагались в холмообразных телах в осевых зонах внутридуговых, междуговых и задуговых рифтов, а

пластовые окисно-железистые и окисно-марганцевые руды - в бортах этих структур совместно с эдафогенными и осадочными горизонтами (при этом последние тяготеют к междуговому прогибу [4]), а также с золото-черносланцевыми объектами. В Центральном Казахстане в месторождениях Атасуйской группы, сформировавшихся в рифтоподобной структуре, золото-барит-полиметаллические руды чередуются по разрезу со стратиформными вулканогенно-осадочными железо-марганцевыми [18]. В этой связи, следует обратить внимание, что в северо-восточной части Коргонского прогиба неизвестны вулканогенно-осадочные марганцево-железорудные месторождения и проявления, хотя в пределах железорудной Коргоно-Холзунской подзоны имеются многочисленные колчеданно-полиметаллические проявления: Сибиряковское, Антонов Коргон и др. и широко развиты практически неизученные на золото пачки сульфидизированных туффито-черносланцевых пород с повышенным содержанием последнего. Геохимическая специализация коргонских вулканитов среднего состава (ассоциация элементов накопления, по данным Л. П. Карабициной: Zn, Pb, дефицитных элементов – Cu, Mn) соответствует полиметаллическому профилю Рудно-Алтайской СФЗ и фиксирует латеральную изменчивость по мере удаления от сейсмофокальной зоны. Отсутствие здесь месторождений колчеданно-полиметаллической формации может быть объяснено наземными и прибрежно-морскими условиями формирования верхнеэмско-раннеэфельской коргонской свиты на унаследованном поднятии (в Рудном Алтае в это время формировалась морская туфогенно-осадочная мельничная свита, вмещающая золото-серебро-барит-полиметаллические Змеиногорское, Зареченское месторождения и более мелкие объекты) и ранним отмиранием остаточной дуги (основная масса колчеданно-полиметаллических объектов Рудного Алтая сформировалась в позднеживетско-раннефранское время).

Что касается эргольского вулканизма, то последний, вероятно, представлял собой самостоятельный, начальный этап развития островной дуги, поскольку в составе комплекса присутствуют толеитовые базальтоиды и риолитоиды, не известные в коргонской свите этой части структуры. Не исключено, что данные образования соответствуют по возрасту раннедевонскому габбро-плагиогранитному алейскому комплексу Рудного Алтая, рассматриваемого в рамках Ранне-среднедевонского ВПП [29]. Следует также отметить, что в соседнем Ануйском блоке в отложениях салаиркинского горизонта эмса (нижняя подсвита барагашской свиты, или кондратьевская свита по В. Н. Коржневу) различными исследователями (Л. С. Ратанов, В. Н. Коржнев, авторы [11]) отмечалось присутствие вулканокластических пород, туффитов и тефроидов гравелитовой размерности с обломками эффузивов кислого состава, что предполагает в качестве источника близко расположенный синхронный с эргольским или более древний кислый вулканизм. С другой стороны, среди вулканитов эмс-эфельской мельничной свиты Рудно-Алтайского блока имеются породы андезитового состава [16], и, таким образом, с учетом относительной кратковременности вулканизма в северо-восточной части Коргонского прогиба, представляется преждевременным противопоставлять рудно-алтайские и коргонские вулканиты с позиций гомодромности-антидромности.

В целом, по нашему мнению, доминирующая железорудная специализация структур Юго-Западного Алтая обусловлена не принадлежностью к краевому вулканическому поясу в рамках единого латерального ряда с Рудно-Алтайской островной дугой [6, 14], а внутридуговой рифтогенной обстановкой. Субдукция под Рудно-Алтайский блок продолжалась до начала фамена, когда внутридуговой рифтинг сменился кратковременным спредингом, фиксируемым внедрением долеритовых поясов белорецко-маркакольского комплекса, кулисное расположение которых свидетельствует о субширотном раздвиге и наличии правосдвиговой компоненты [6]. По мнению ряда геологов [6] белорецко-маркакольский комплекс фиксирует фаменский задуговой бассейн, наложенный на более древнюю активную окраину при перескоке сейсмофокальной зоны в сторону океанического бассейна. Приведенные материалы свидетельствуют в пользу того, что уже в эмс-эфельское время в зоне сочленения Горного и Рудного Алтая развивался внутридуговой рифтинг.

2. Как выше отмечалось, Л. П. Зоненшайн для объяснения широкого развития среднедевонского андезитового вулканизма в северной части Горного Алтая предполагал наличие автономной от Иртышской, погружающейся на юг сейсмофокальной зоны, локализованной между структурами Салаира и Горного Алтая, сочлененными в позднем палеозое. Современные данные указывают на то, что Салаир, Кузнецкий Алатау (включая Горную Шорию), северо-восточная и центральная части Горного Алтая (включая Ануйский блок), были сочленены во второй половине среднего кембрия-тремадоке (наиболее вероятно субширотное косое сочленение с остаточным бассейном, глубоководные фации которого сохранились в аллохтонной части Талицкого блока [12]), перекрыты однотипным комплексом осадков ордовика – эмса и прорваны однотипными гипабиссальными интрузиями раннего-среднего девона (тельбесский комплекс в Горной Шории и сопряженной части Горного Алтая, топольнинская ассоциация в Каимско-Алабамском аллохтоне и центральной части Горного Алтая). Кроме того, в пределах Салаира известны разновозрастные куйганским надсубдукционные плюмазитовые вулканиты сафоновского комплекса. Учитывая значительную удаленность вулканического фронта от пологопадающих сейсмофокальных зон на современных активных окраинах, а также унаследованное развитие угленосных отложений в преддуговых прогибах (фронтальных бассейнах) [15], авторы полагают, что полого погружающаяся на юг-юго-восток сейсмофокальная зона заложилась в среднем девоне к северу от структур Салаира. В пределах Кузнецкого прогиба формировались комплексы фронтального бассейна, а на территории Салаира и Горного Алтая – главный вулканический хребет, маркируемый севервергентной зоной надвигов и сопряженными структурными элементами (ранее упоминавшийся трапецевидный тип парагенезиса с меридионально ориентированным Сарасинско-Семинском грабеном), частично унаследованными от предыдущего этапа. Последующее фаменское движение Сибирского кратона в юго-западном направлении привело к смещению структур Горного Алтая относительно Салаира, закрытию рифтогенных структур,

сочленению Рудного и Горного Алтая. Сформировавшийся субмеридиональный Z-образный структурный рисунок чешуйчатых веев осложнил раннюю конвертообразную субширотную структуру [12].

Литература

1. Беспяев Х. А., Полянский Н. В., Ганженко Г. Д., Дьячков Б. А., Евтушенко О. П., Ли Тянь Аэ. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая. Алматы, Изд-во Гылым, 1997, с. 284.
2. Гаськов И. В., Дистанов Э. Г., Калугин И. А. и др. Металлогеническая специализация и петрохимические особенности девонского вулканизма Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика, 1999, т. 44, №5, с. 705-715.
3. Геодинамика и магматизм палеотрансформных окраин Алтае-Саянской складчатой области (средний палеозой). Крук Н. Н., Владимиров В. Г., Руднев С. Н. и др. Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 1., с. 273-274.
4. Геологическое картирование вулканно-плутонических поясов. М. 1994, 301 с. (Роском недра, Геокарт, МАНПО).
5. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. М. 1999, 540 с. (МПП РФ, ИМГРЭ, Геокарт, РосГео).
6. Девонская активная окраина на Юго-Западном Алтае/ Ротараш И. А., Самыгин С. Г., Гредюшко Е. А., Кейльман Г. А., Милеев В. С., Перфильева А. С. Геотектоника, 1982, № 1, с. 44-59.
7. Парначев В. П., Выльцан И. А., Макаренко Н. А. и др. Девонские рифтогенные формации юга Сибири. Томск, Изд-во ТГУ, 1996, 239 с.
8. Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С. О роли горизонтальных движений в формировании современной структуры Алтае-Саянской складчатой области. – Геотектоника, 1974, № 5, с.52-60.
9. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В двух кн. – М.: Недра, 1990 – Кн. 1 – 328 с.: ил.
10. Ковалёв А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. – М., Недра, 1978, 287 с.
11. Кривчиков В.А., Селин П.Ф., Русанов Г.Г. и др. Государственная геологическая карта масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-I (Слонешное). Объяснительная записка. СПб. : ВСЕГЕИ, 2001, 183 с.
12. Кривчиков В. А., Тимкин В. И. Стратиграфическая последовательность и геодинамическая интерпретация глубоководных структурно-вещественных комплексов Талицкого блока (Горный Алтай). – Вестник Томского гос. ун-та. Материалы научной конференции. 2003. с. 95-98.
13. Куртигешев В. С., Зыбин В. А. Формирование современных тектонических структур центральной части Катунской зоны Горного Алтая. – В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1995, с.155-159.
14. Металлогения рядов геодинамических обстановок островных дуг.– М., 1999, 436 с. (МПП РФ, ИМГРЭ, Геокарт, РосГео).
15. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений: Пер. с англ. – М.: Мир, 1984, 496 с., ил.
16. Мурзин О.В., Горшечников В.И., Жданов В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-44-XI (Змеиногорск). Объяснительная записка. СПб. : ВСЕГЕИ, 2001, 174 с.
17. Мурзин О.В., Чекалин Н. В., Сыроежко Л. И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-44-X (Горняк). Объяснительная записка. СПб. : ВСЕГЕИ, 2001, 218 с.
18. Основы металлогенического анализа при геологическом картировании. Металлогения геодинамических обстановок. М., 1995, 468 с. (Роскомнедра, Геокарт, Манпо).
19. Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов М., 1992, 100 с. (Роскомнедра, Геокарт).
20. Попов В. Е.Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. Л. : Недра, 1967. 150 с.
21. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая /М. М. Буслов, И. Фудживара, И. Ю. Сафонова, Ш. Окада, Н. Н. Семаков. Геология и геофизика, 2000, № 3, с. 383-397.
22. Структурный анализ при палеогеодинамических реконструкциях. – М., 1994, 256 с. (Роскомнедра, Госкомнедра Украины, Геокарт, МАНПО).
23. Тикунов Ю. В. Геохимия девонских вулканитов островодужного типа центральной и западной частей Горного Алтая. Новосибирск, 1994. 54 с. (Препринт).
24. Трондъемиты, дациты и связанные с ними породы/ под редакцией Ф. Баркера. М.: Мир,1983
25. Туркин Ю.А., Гусев А.И., Федак С.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-III (Чемал). Объяснительная записка. СПб. : ВСЕГЕИ, 2001, 174 с.
26. Уваров А.Н., Кузнецов С.А., Gladких Л. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-VII (Усть-Кан). Объяснительная записка. СПб. : ВСЕГЕИ, 2001, 174 с.
27. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. Пособие.-

М.: Изд-во МГУ, 1997. – 320 с. ил.

28. Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во ун-та, 1995, с. 476.
29. Шокальский С. П., Бабин Г. А., Владимиров А. Г., Борисов С. М. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск. Изд-во СО РАН, 2000, 188 с.
30. Якупов М. А., Кривчиков В. А., Карабицина Л. П. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части Талицкого антиклинория Горного Алтая. Отчет Северо-Талицкой партии о результатах геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной в 1986-1993 гг. в северо-западной части Горного Алтая. Ф. ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», 1993.