Литосфера, 2005, № 2, с. 68-96

УДК 551.311.7(470.5)

ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ТАГИЛЬСКОЙ ЗОНЫ (ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА): ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ, УТОЧНЕННАЯ СХЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ

Л.И. Десятниченко*, И.Ф. Фадеичева*, В.Н. Смирнов, Т.Ю. Медведева***, Г.Н. Бороздина****

**ФГУП Уральская геологическая опытно-методическая экспедиция*
620144, Екатеринбург, ул. Вайнера, 55
***Институт геологии и геохимии Уральского отделения РАН*
620151, Екатеринбург, Почтовый пер.,7
E-mail: smirnov@igg.uran.ru
****Департамент государственного контроля в сфере природопользования по УрФО*
620144, Екатеринбург, ул. Вайнера, 55
E-mail: rylkov@fgu.parad.ru
Поступила в редакцию 23 марта 2004 г.

В результате обобщения полученных в последние годы данных уточнена схема расчленения позднеордовикско-силурийских вулканических образований Тагильской зоны. Рассмотрены особенности вещественного состава пород выделенных вулканических комплексов. Приведены новые данные о возрасте вулканогенных толщ. Обсуждается ряд спорных и недостаточно изученных вопросов вулканизма Тагильской зоны. Согласно полученным данным, возрастной ряд вулканических комплексов западной части этой зоны включает позднеордовикско-раннелландоверийский кабанский базальт-риолитовый комплекс, средне- и позднелландоверийско-ранневенлокский павдинский базальт-андезит-риолитовый комплекс, венлокско-раннелудловский именновский базальт-андезибазальтовый комплекс, гороблагодатский базальт-андезитовый комплекс нормальной и повышенной щелочности, имеющий лудловский возраст, и туринский трахибазальт-трахитовый комплекс пржидольско-лохковского возраста. Восточная часть Тагильской зоны отличается от западной отсутствием длинного возрастного ряда вулканических комплексов. В пределах этой части предлагается выделять красноуральский непрерывный базальт-андезит-риолитовый, кировградский слабоконтрастный базальт-риолитовый комплексы и комплекс параллельных долеритовых даек. Возрастные взаимоотношения этих комплексов не ясны. К настоящему времени на основании находок конодонтов удалось датировать поздним ордовиком-ранним силуром только красноуральский комплекс.

Ключевые слова: *Урал, Тагильская зона, вулканизм, возраст, вещественный состав.*

LATE ORDOVICIAN-SILURIAN VOLCANIC ROCKS ASSOCIATIONS OF TAGIL ZONE (EASTERN SLOPE OF MIDDLE URALS): COMPOSITION OF THE ROCKS, AGE, AMPLIFIED SCHEME OF DIVISION

L.I. Desiatnichenko*, I.F. Fadeicheva*, V.N. Smirnov, T.J. Medvedeva***, G.N. Borozdina****

**Urals Geological Experimental-Methodical Expedition*
***Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*
****Departament of Supervision over Natural Resourses in Urals Federal District*

The scheme of division of Tagil zone Late Ordovician-Silurian volcanic rocks has been defined more precisely as a result of the latest data generalization. The peculiarities of the rock composition of volcanic association have been examined. The new data for the vindication of the volcanic rock mass age has become available. A number of disputable and insufficiently investigated problems of Tagil zone volcanism are being discussed. According to the obtained data the age range of volcanic associations

of the western part of this area, which is a fragment of a barrier zone of the paleoarc, includes Late Ordovician-Early Llandovery kabunskii basalt-rhyolite Middle complex, Late Llandovery-Early Wenlockian pavdinskii basalt-andesite-rhyolite complex, Wenlockian-Early Ludlow imennovskii basalt-basaltic andesite complex, Ludlow goroblagodutskii basalt-andesite complex of normal and hyperalkalinity and Pridoli-Lochkovian trachybasalt-trachyte complex. The eastern part of Tagil zone represented by back-arc sea formations differs from the western part in the absence of long age range of volcanic complexes. Within the eastern part it is suggested to distinguish krusnourulskii basalt-andesite-rhyolite complex, kirovogrudskii basalt-rhyolite and sheeted dolerite dikes complexes. The age interrelation of these complexes is not clear. By now it was possible to age-date only krasnouralskii complex to Late Ordovician-Erly Silurian on the basis of the conodont discoveries.

Key words: *Urals, Tagil zone, volcanism, age, composition of the rocks*.

Тагильская зона является одной из наиболее значимых в металлогеническом отношении частей Урала, что определяет повышенный интерес к ее геологическому строению и истории формирования. Изучение этой зоны продолжается уже более 100 лет. Современные представления о вулканизме Тагильской зоны сформировались на основе работ В.М. Сергиевского, Н.А. Штрейса, Т.В. Дианової, Г.Ф. Червяковского, Б.П. Козина, Н.Ф. Коровина, Н.С. Чурилина, Ю.С. Каретина, Р.Г. Язевой, В.В. Бочкарева, И.И. Зенкова, Г.А. Курициной и многих других геологов. Первое деление вулкани ческих пород на ряд свит было предложено В.М. Сергиевским в середине прошлого века [Сергиевский, 1947]. Начиная с этого времени их расчленение постоянно совершенствовалось и уточнялось по мере поступления новых данных. Однако, несмотря на значительные успехи в изучении вулканизма Тагильской зоны, многие проблемы остаются нерешенными, некоторые важные выводы недостаточно обоснованы фактическим материалом и являются предметом дискуссии. До сих пор сохраняются разногласия по таким основополагающим вопросам как выделение вулканических комплексов, их объем и возрастное положение. Не свободны от недостатков и последние варианты схемы расчленения вулканических образований, предложенные в легенде Среднеуральской серии геологической карты масштаба 1 : 200 000 [Шалагинов, Стефановский, 1998] и в обобщающей работе Ю.С. Каретина [2000]. В процессе региональных геологических работ масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000, проводившихся на протяжении последнего десятилетия на отрезке Тагильской зоны от широты горы Косьвинский Камень на севере до широты верховьев р. Баранча на юге (бассейн верховьев рек Ляля и Тура и их притоков Нясьмы, Выи и Иса), авторами получены многочисленные новые данные о составе, возрасте и характере геологических взаимоотношений разных типов пород, что позволило решить ряд спорных вопросов геологии этого региона, уточнить и обосновать выделение вулканических комплексов. Полученные данные составляют основу настоящей публикации. Кроме того, для создании целостной картины вулканизма Тагильской зоны наряду с собственными материалами авторов были учтены также результаты исследований, проведенных в последние годы на смежных территориях.

Тагильская зона понимается авторами как сегмент коры, сложенный преимущественно вулканогенными образованиями и ограниченный на западе блоками Платиноносного пояса Урала, на востоке – Серовско-Маукским разломом [Смирнов и др., 2003]. В настоящее время эта часть Урала рассматривается большинством исследователей как фрагмент позднеордовикско-силурийской островодужной постройки, в восточной части перекрытой наложенным девонским вулканическим поясом. В наиболее законченном виде такая трактовка Тагильской зоны изложена в работе Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1995]. По данным этих авторов, подтвержденным нашими исследованиями, позднеордовикско-силурийские вулканические ассоциации рассматриваемого сегмента коры представлены образованиями барьерной зоны островной дуги и задугового моря, принципиально отличающимися набором вулканических комплексов.

В основании вулканогенного разреза западной части Тагильской зоны, отвечающей

барьерной зоне палеодуги [Язева, Бочкарев, 1995], залегают породы кабанского базальт-риолитового комплекса. Его аналогом в южной части Тагильской зоны является зюзельский, в северной – валенторский и шемурский комплексы. Далее возрастной ряд вулканических комплексов надстраивается павдинским базальт-андезит-риолитовым, именновским базальт-андезибазальтовым и гороблагодатским базальт-андезитовым комплексом нормальной и повышенной щелочности, однако, правомерность выделения некоторых из этих комплексов признается далеко не всеми исследователями. По мнению некоторых геологов, базальт-андезит-риолитовую ассоциацию, рассматриваемую обычно в качестве самостоятельного павдинского вулканического комплекса, следует считать составной частью или латеральным аналогом именновского. В последние годы эту точку зрения активно отстаивает Ю.С. Каретин [1997, 2000], подчеркивающий одновозрастность и сходство вещественного состава этих образований. Этим же автором сравнительно недавно внесено предложение о выделении вулканогенных пород гороблагодатской толщи, включавшихся ранее в состав именновского комплекса, в качестве самостоятельного вулканического комплекса повышенной щелочности [Каретин, 1997, 2000]. Завершается позднеордовикско-силурийский вулканизм формированием туринского трахибазальт-трахитового комплекса.

В пределах восточной части Тагильской зоны, сложенной вулканическими образованиями задугового моря [Язева, Бочкарев, 1995], традиционно выделяется два близких по составу натриевых комплекса: красноуральский базальт-андезит-риолитовый и кировградский базальт-риолитовый. Обнаружение пакетов параллельных даек долеритов среди габбро и ультрамафитов Серовско-Маукского пояса позволяет также поставить вопрос о выделении здесь комплекса долеритовых даек офиолитового типа. Перечисленные образования перекрываются флишоидами, одновозрастными вулканитам туринского комплекса.

В настоящей работе обсуждаются некоторые спорные и недостаточно изученные вопросы, и предлагается уточненный вариант схемы расчленения вулканитов с учетом полученных в последние годы данных по их геологическому положению, вещественному составу и возрасту.

Вулканические комплексы западной части Тагильской зоны

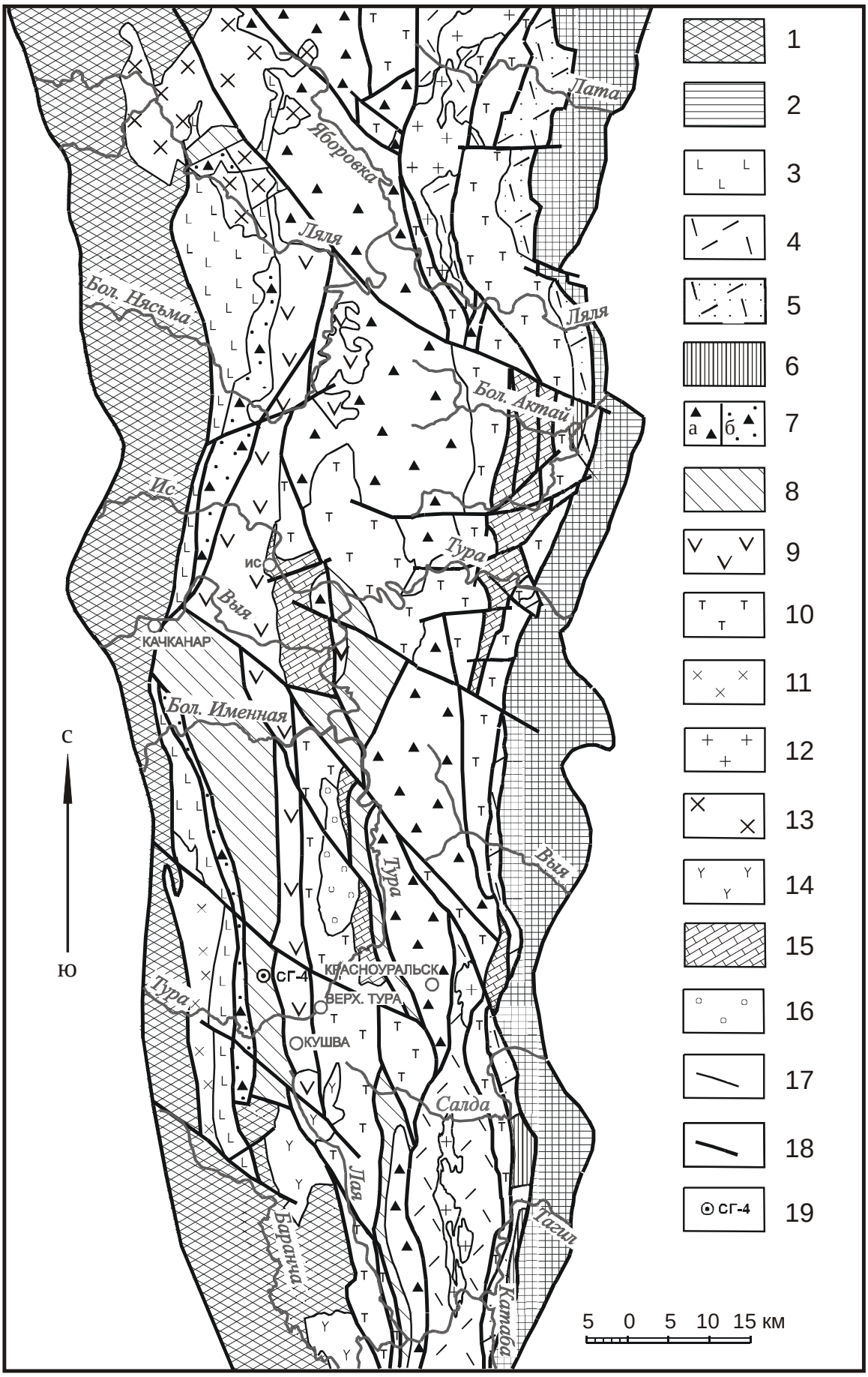
Кабанский комплекс

Кабанский комплекс объединяет вулканогенные образования одноименной свиты, залегающей в основании разреза западной половины Тагильской зоны, и комагматичные им субвулканические тела. В пределах изученного авторами участка Тагильской зоны породы кабанского комплекса образуют полосу шириной от 1 до 12 км, которая протягивается вдоль западной границы зоны с блоками Платиноносного пояса (рис. 1). Наиболее представительные разрезы рассматриваемых образований наблюдаются в береговых обнажениях по р. Ляле вблизи устья р. Мурзинки. По петрографическому составу комплекс представляет собой контрастную ассоциацию вулканогенных пород основного и кислого состава при крайне незначительном содержании средних членов. Количество кремнекислых вулканитов сильно меняется как по разрезу, так и по площади. В северной части Павдинского района (от широты горы Качканар до верховьев р. Павды) кислые разности распространены по всему разрезу, но отчетливо подчинены

Рис. 1. Схема распространения вулканических комплексов на участке Тагильской зоны от верховьев р. Баранчи до широты горы Косьвинский Камень.

1 – породы Платиноносного пояса; 2 – мафит-ультрамафитовая ассоциация Серовско-Маукского пояса. Вулканические комплексы: 3 – кабанский; 4 – красноуральский; 5 – кировградский; 6 – параллельные долеритовые дайки; 7 – павдинский (а – вулканогенно-осадочный тип разреза толща, б – эффузивно-вулканокластический тип разреза); 8 – именновский; 9 – гороблагодатский; 10 – туринский. Интрузивные комплексы: 11 – арбатский; 12 – левинский; 13 – северорудничный; 14 – тагило-кушвинский; 15 – известняки; 16 – мезозойская моласса; 17 – ненарушенные геологические границы; 18 – линии разрывных нарушений; 19 – Уральская сверхглубокая скважина СГ-4.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ



основным (по объему не более 20 %). Южнее, в окрестностях г. Кушва породы основного и кислого состава присутствуют в приблизительно одинаковом количестве, при этом кислые тяготеют к низам разреза, где экструзии риодацитов, дацитов, иногда андезидацитов составляют до 60-80 % от всего объема пород, а основные – к его верхним частям.

Вулканиты основного состава (спилитовидные базальты и андезибазальты) представлены шаровыми, реже массивными лавами, лавокластитами, лавобрекчиями и гиалокластитами. Лавы образуют покровы и потоки разной мощности и протяженности, иногда разделенные маломощными и невыдержанными по простиранию прослоями и линзами эдафогенных песчаников, кремнистых алевролитов и яшмоидов. Кремнистые породы заполняют также межшаровые пространства подушечных лав. С лавами ассоциируют субвулканические образования близкого состава (долериты, габбродолериты), отличающиеся от них большим количеством порфировых выделений и высокой степенью раскристаллизации основной массы. Однородный состав эффузивов и отсутствие пирокластики свидетельствуют о трещинном типе излияний, а широкое развитие подушечных лав и ассоциация с осадочными породами указывает на подводные условия образования вулканитов. Шлаковидные вулканокласты, рассматриваемые Ю.С. Каретиным [2000] в качестве сваренной и подвергшейся аэральному обжигу пирокластики, характерной для наземных условий извержений, по мнению авторов, являются вспененными вулканическими стеклами краевых частей лавовых потоков. В пользу этого свидетельствует постоянная ассоциация рассматриваемой разновидности пород с лавобрекчиями и содержащими радиолярии кремнистыми осадками. Кислые и умеренно кислые вулканиты (риодациты, реже дациты, крайне редко андезидациты) образуют линейно вытянутые в субмеридиональном направлении относительно крупные тела сложной конфигурации (400-1000 м по простиранию) или серии мелких тел, резко выклинивающихся по падению и простиранию, с широким развитием в краевых частях автомагматических брекчий и кластолав, характерных для экструзивных куполов. Наряду с экструзиями и их подводящими каналами, отмечены потоки кислых лав, которые также характеризуются широким развитием лавобрекчий и распознаются только по переслаиванию в разрезе с базальтовыми потоками. В более северных районах выявлены остатки вулканических аппаратов типа кальдер обрушения, сложенных аналогами пород кабанского комплекса. Наиболее известным примером последних является Валенторская вулканотектоническая депрессия, описанная Ю.С. Каретиным [1970].

Базальтоиды кабанской свиты имеют устойчивый минеральный и химический состав. Вкрапленники обычно отсутствуют или содержатся в небольшом количестве: 3-7 %, редко 10-15 %, и только в высокомагнезиальных разновидностях базальтов их содержание достигает 30 %. Размер вкрапленников, представленных плагиоклазом и клинопироксеном или только плагиоклазом – 0,5-1,0 мм, иногда до 2 мм. В основной массе наряду с девитрифицированным стеклом присутствуют плагиоклаз и иногда клинопироксен. Структура основной массы – спилитовая, вариолитовая, интерсертальная, реже гиалопилитовая, гиалиновая, толеитовая, долеритовая; часто встречаются сериально-порфировые структуры и сочетание нескольких микроструктур в одном штуфе. Степень раскристаллизации пород варьирует в широких пределах, в зависимости от того, к какой части лавового потока или подушки они относятся. Характерна неравномерная гематитизация. Насыщенность пород миндалинами высокая, вплоть до образования шлаковатых разностей. Кислые вулканиты в отличие от базитов характеризуются значительными вариациями состава (от андезидацитов до риолитов) даже в пределах одного геологического тела. Нередко наблюдаются автомагматические брекчии, в которых обломки и цементирующая их масса представлены разными петрографическими разновидностями. Крайне неравномерна и степень раскристаллизации пород, отмечены все разновидности от стекловатых перлитовых до почти полнокристаллических. В качестве порфировых вкрапленников, количество которых достигает 15-20 %, присутствуют зерна плагиоклаза, реже кварца и роговой обманки размером 0,3-1,5 мм. Микроструктуры основной массы, состоящей из тех же минералов – фельзитовая, трахитоидная, фельзит-микролитовая, флюктуационная, микропойкилитовая, апосферолитовая. По характеру текстур выделяются миндалекаменные, реже массивные, флюидаль-

ные, иногда перлитовые разновидности. Все породы претерпели зеленокаменный метаморфизм, в результате чего вулканическое стекло и первичные минералы в значительной мере замещены вторичными. Первичные структуры и текстуры при этом, как правило, сохраняются. Для кислых вулканитов характерны кварц-серицитовые метасоматиты. В районе Кабанского рудного поля отмечены также метасоматические вторичные кварциты.

Преобладающая часть вулканитов кабанского комплекса относится к низкокалиевому типу пород нормальной щелочности (табл. 1, рис. 2). Общее количество щелочей ($K_2O + Na_2O$) составляет от 2 до 6 % в породах основного состава, и 6-7 % в кислых разновидностях. Повышенное содержание щелочей, достаточно часто фиксируемое в базальтоидах (рис. 2а), в значительной мере является результатом широко проявившегося процесса альбитизации, хотя не исключено, что какая-то их часть изначально содержала повышенное количество натрия. Содержание K_2O в неизмененных породах, по имеющимся в распоряжении авторов данным, не превышает 1 % (рис. 2в). Вопреки широко распространенному мнению о толеитовом характере магматизма рассматриваемого этапа, на классификационной диаграмме AFM точки пород кабанского комплекса за редким исключением располагаются в поле известково-щелочной серии (рис. 2б). Следует отметить, что прямо противоположной точки зрения придерживается Ю.С. Каретин [2000], настаивающий на значительном распространении в составе кабанского комплекса таких типовых для толеитовых ассоциаций разновидностей пород, как ферробазальты и палеоисландиты. Указанное противоречие, по-видимому, связано с тем, что Ю.С. Каретин включает в кабанский комплекс толщи метаморфизованных диабазов, развитые в обрамлении платиноносных массивов, среди которых высокожелезистые разновидности действительно представлены широко. По мнению же авторов настоящей статьи, также как и ряда других исследователей [Семенов, 2000, и др.], эти образования следует рассматривать в качестве самостоятельного комплекса параллельных даек океанического (?)

Таблица 1

Химический состав некоторых типичных разновидностей пород вулканических комплексов Тагильской зоны (мас. %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	50,82	53,62	65,21	69,48	51,52	51,65	49,39	50,55	51,60	54,56	59,75	59,75
TiO_2	1,32	1,40	0,80	0,53	0,81	0,68	0,82	0,96	0,81	0,71	0,53	0,53
Al_2O_3	16,52	16,52	14,78	13,74	16,44	16,18	12,10	16,15	17,06	16,61	16,33	16,33
Fe_2O_3	2,96	3,50	3,69	2,11	2,54	2,46	5,34	4,09	4,24	4,73	2,05	2,05
FeO	7,02	6,63	3,18	2,35	5,12	4,62	8,06	7,41	5,75	4,20	4,44	4,44
MnO	0,11	0,14	0,18	0,06	0,16	0,07	0,10	0,20	0,18	0,11	0,10	0,10
MgO	6,14	3,70	1,31	1,20	6,32	5,33	11,39	4,71	4,86	5,75	4,19	4,19
CaO	7,86	4,90	2,15	1,88	6,32	10,19	9,61	6,24	5,43	4,21	3,21	3,21
Na_2O	4,30	5,70	6,67	6,76	4,72	2,76	2,39	4,26	4,26	3,22	6,30	6,30
K_2O	0,16	0,24	0,14	0,13	0,16	0,17	0,25	2,17	2,62	1,38	0,11	0,11
P_2O_5		0,16	0,22	0,16	0,08	0,16				0,17	0,15	0,15
п.п.п.	1,22	2,85	0,95	1,54	4,71	4,99	1,16	3,19	2,84	3,64	3,45	3,46
Сумма	98,43	99,36	99,28	99,94	98,90	99,10	100,61	99,93	99,64	99,29	100,62	99,49

Продолжение таблицы 1

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO_2	61,59	65,12	65,26	66,34	68,94	73,18	50,48	52,86	53,76	53,09	53,28	59,61
TiO_2	0,38	0,69	0,89	0,46	0,40	0,43	1,04	0,92	0,62	0,65	0,79	0,66
Al_2O_3	14,30	14,50	14,89	14,95	14,14	12,18	19,03	16,94	18,18	16,75	16,64	14,20
Fe_2O_3	2,29	1,46	3,00	1,00	0,50	0,77	5,01	3,22	6,00	3,36	3,10	5,34
FeO	3,70	3,63	3,01	2,86	3,87	2,10	5,60	5,66	2,32	5,08	5,64	2,49
MnO	0,06	0,03	0,07	0,04	0,06	0,07	0,86	0,14	0,13	0,18	0,18	0,10
MgO	3,25	4,08	1,94	1,00	1,03	1,09	2,68	3,92	3,54	5,07	5,02	2,80
CaO	6,30	0,78	2,36	2,88	1,38	0,38	7,89	4,96	8,34	8,29	9,35	5,46
Na_2O	3,33	4,02	3,95	5,85	5,82	4,81	2,24	5,75	2,96	2,99	2,81	3,88
K_2O	1,02	1,76	2,43	1,82	1,92	1,55	1,64	0,88	0,70	1,41	0,75	1,00
P_2O_5	0,14	0,16	0,28	0,16	0,18	0,08		0,23	0,13	0,15	0,28	0,14
п.п.п.	3,38	3,42	1,69	2,02	0,99	1,27	3,66	4,22	3,30	4,28	3,35	3,99
Сумма	99,74	99,65	99,77	99,38	99,23	97,91	100,13	99,70	99,98	101,30	101,18	99,67

Продолжение таблицы 1

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO_2	49,70	50,00	52,84	53,78	54,14	56,09	62,28	58,83	58,38	50,80	50,72	54,95
TiO_2	1,25	1,03	0,70	0,97	0,82	1,21	0,68	1,18	0,88	0,90	1,50	0,75
Al_2O_3	16,85	16,92	17,83	17,35	16,51	15,79	14,98	13,43	15,07	16,11	17,94	18,65
Fe_2O_3	5,33	3,60	4,12	4,11	3,19	4,93	2,81	6,77	2,83	4,90	2,96	6,59
FeO	3,67	8,01	4,35	5,32	5,67	3,46	3,46	2,36	5,92	5,66	6,70	1,63
MnO	0,07	0,22	0,10	0,17	0,12	0,15	0,07	0,14	0,12	0,18	0,11	0,19
MgO	6,07	5,20	5,15	4,53	5,01	3,50	2,40	3,21	2,92	4,48	3,37	2,09
CaO	9,45	5,97	6,48	7,45	8,21	4,84	4,31	3,22	2,76	7,91	8,07	4,45
Na_2O	3,10	4,30	3,68	3,32	3,17	4,65	4,85	4,87	5,49	3,24	4,44	5,57
K_2O	0,55	1,42	1,55	0,99	1,25	1,63	1,74	1,66	2,58	3,26	2,44	2,54
P_2O_5	0,11	0,15		0,21	0,19	0,42	0,15	0,25	0,34	0,40	0,31	0,49
п.п.п.	3,43	3,15	2,91	2,40	1,71	2,73	1,72	3,59	2,30	2,88	2,43	2,41
Сумма	99,58	99,97	99,71	100,60	99,99	99,41	99,45	99,51	99,59	99,82	100,99	100,31

Окончание таблицы 1

	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO_2	59,79	59,81	47,44	50,88	54,35	61,93	68,90	73,86	51,32	68,60	73,05	47,84
TiO_2	0,69	0,93	0,68	0,94	0,86	0,75	0,42	0,48	0,67	1,05	0,45	1,45
Al_2O_3	15,88	18,48	18,95	15,85	16,92	15,75	14,82	12,43	16,00	14,79	14,05	10,84
Fe_2O_3	3,92	0,55	2,52	2,35	4,98	3,67	0,84	0,95	3,05	0,67	0,16	3,16
FeO	3,18	4,44	7,82	6,13	2,44	2,72	3,30	2,00	5,50	2,36	2,92	8.32
MnO	0,09	0,16	0,38	0,16	0,12	0,10	0,09	0,05	0,13	0,07	0,05	0,18
MgO	2,27	2,10	8,62	9,35	4,00	2,22	2,07	1,43	8,12	0,52	1,15	11,93
CaO	4,86	1,20	2,66	4,82	5,44	4,25	1,16	0,72	6,72	1,50	0,60	11,78
Na_2O	3,83	4,95	3,36	4,85	4,66	5,25	6,00	5,65	4,08	7,20	6,00	2,02
K_2O	3,59	5,56	0,14	0,14	0,10	0,09	0,25	0,28	0,06	0,21	0,48	0,33
P_2O_5	0,48	0,36	0,10	0,11	0,16	0,10	0,11	0,09	0,09	0,52	0,08	0,06
п.п.п.	2,43	0,82	6,33	4,18	4,34	1,93	1,28	1,75	3,98	1,59	0,50	1,45
Сумма	101,01	99,36	99,00	99,76	98,37	98,76	99,24	99,69	99,72	99,08	99,49	99,39

Примечание. *Кабанский комплекс*: 1 – микропорфировый базальт спилитовидный плагиофировый (обр. *1736 1/8)*; *2* – афировый андезибазальт спилитовидный из субвулканического тела (обр. к-2070/12); 3 – дацит плагиофировый (обр. 1154); 4 – риодацит плагиофировый из субвулканического тела (обр. 2217а). *Павдинский комплекс*: 5 – базальт спилитовидный афировый (обр. 3105); 6 – базальт пироксен-плагиофировый (обр. к-29/60); 7 – редкопорфировый долерит пироксен-плагиофировый из субвулканического тела (обр. 1507); 8 – трахибазальт (гавайит) пироксен-плагиофировый (обр. с-24/233); 9 – субщелочной долерит плагиофировый из субвулканического тела (обр. 5151); 10 – андезибазальт пироксен-плагиофировый (обр. 2027/1); 11 – андезит спилитовидный афировый (обр. 5131); 12 – андезит пироксен-плагиофировый (обр. 919а); 13 – андезит пироксен-плагиофировый из субвулканического тела (обр. 1056); 14 – дацит плагиофировый (обр. к-16/24); 15 – дацит пироксен-плагиофировый из субвулканического тела (обр. 395); 16 – трахидацит пироксен-плагиофировый (обр. 783); 17 – риодацит роговообманково-плагиофировый (обр. 588б), 18 – риолит плагиофировый микропорфировый (обр. 3079а). *Именновский комплекс*: 19 – базальт пироксен-плагиофировый (обр. 286); 20 – трахибазальт (гавайит) порфировый (обр. 2690/20); 21 – андезибазальт пироксен-плагиофировый (обр. 541); 22 – андезибазальт плагиоклаз-пироксенофировый (обр. 176/616); 23 – базальт плагиоклаз-пироксенофировый из субвулканического тела (обр. 175/528); 24 – андезит пироксен-плагиофировый (обр. 543). *Гороблагодатский комплекс*: 25 – гиалобазальт плагиоклаз-пироксенофировый (обр. 1993в); 26 – трахибазальт (гавайит) порфировый (обр. 11); 27 – долерит субщелочной из субвулканической дайки (обр. 8а); 28 – андезибазальт порфировый (обр. 245); 29 – андезибазальт плагиоклаз-пироксенофировый из субвулканического тела (обр. 412); 30 – трахиандезибазальт (муджиерит) порфировый (обр. 3036); 31 – андезит плагиоклаз-пироксенофировый (обр. 3344); 32 – трахиандезит пироксен-плагиофировый микропорфировый (обр. ш-957); 33 – трахиандезит (бенмореит) плагиоклаз-пироксенофировый (обр. 3077). *Туринский комплекс*: 34 – калиевый трахибазальт пироксен-плагиофировый (обр. 3029/29); 35 – долерит субщелочной пироксен-плагиофировый (обр. 205); 36 – трахиандезибазальт (шошонит) плагиофировый (обр. ш-686); 37 – трахиандезит (латит) плагиофировый (обр. 5104-2); 38 – трахит плагиофировый (обр. С-90/48,5). *Красноуральский комплекс*: 39 – базальт (обр. с-185/61,5); 40 – базальт спилитовидный афировый (обр. 7807/207); 41 – андезибазальт спилитовидный афировый (обр. 5144); 42 – андезит плагиофировый (обр. 578); 43 – дацит плагиофировый (обр. 44а); 44 – риолит плагиофировый (обр. 470). *Кировоградский комплекс*: 45 – базальт афировый (обр. 195); 46 – риодацит плагиофировый (обр. 116); 47 – риолит порфировый (обр. с-94/60,4). *Параллельные долеритовые дайки из зоны Серовско-Маукского разлома*: 48 – долерит (образец 2246 из колл. Г.А. Петрова).

типа, являющего принадлежностью блоков Платиноносного пояса, а не Тагильской вулканогенной (палеоостроводужной) зоны. Геохимические особенности вулканитов кабанского комплекса рассмотрены в ряде опубли-кованных ранее работ [Семенов и др., 1980; Каретин, 2000; Язева, Бочкарев, 1995, и др.]. Среднее содержание Rb в базальтах, по данным Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1995], составляет 4 г/т, Sr – 276 г/т, Cr – 178 г/т, Ni – 65 г/т, Co – 27 г/т, V – 260 г/т, Zr – 51 г/т и Nb – 1 г/т. В единственном проанализированном нами на редкоземельные элементы образце андезибазальта их содержание в 10-20 раз выше, чем в хондрите, преобладают элементы средней части спектра (рис. 2г). Иной характер распределения РЗЭ установлен И.В. Семеновым с соавторами [1980] в двух образцах базальтов кабанского комплекса. По их данным, базальты характеризуются нарастающей обогащенностью относительно хондрита все более легких РЗЭ (количество тяжелых РЗЭ 4-5, легких в 20-25 раз выше, чем в хондрите; величина La/Yb = 6-7).

Возраст кабанского комплекса до последнего времени оставался проблематичным, ввиду отсутствия находок руководящих форм фауны. В последнем издании стратиграфических схем Урала [Стратиграфические…, 1993] вулканогенные толщи кабанской свиты дати-

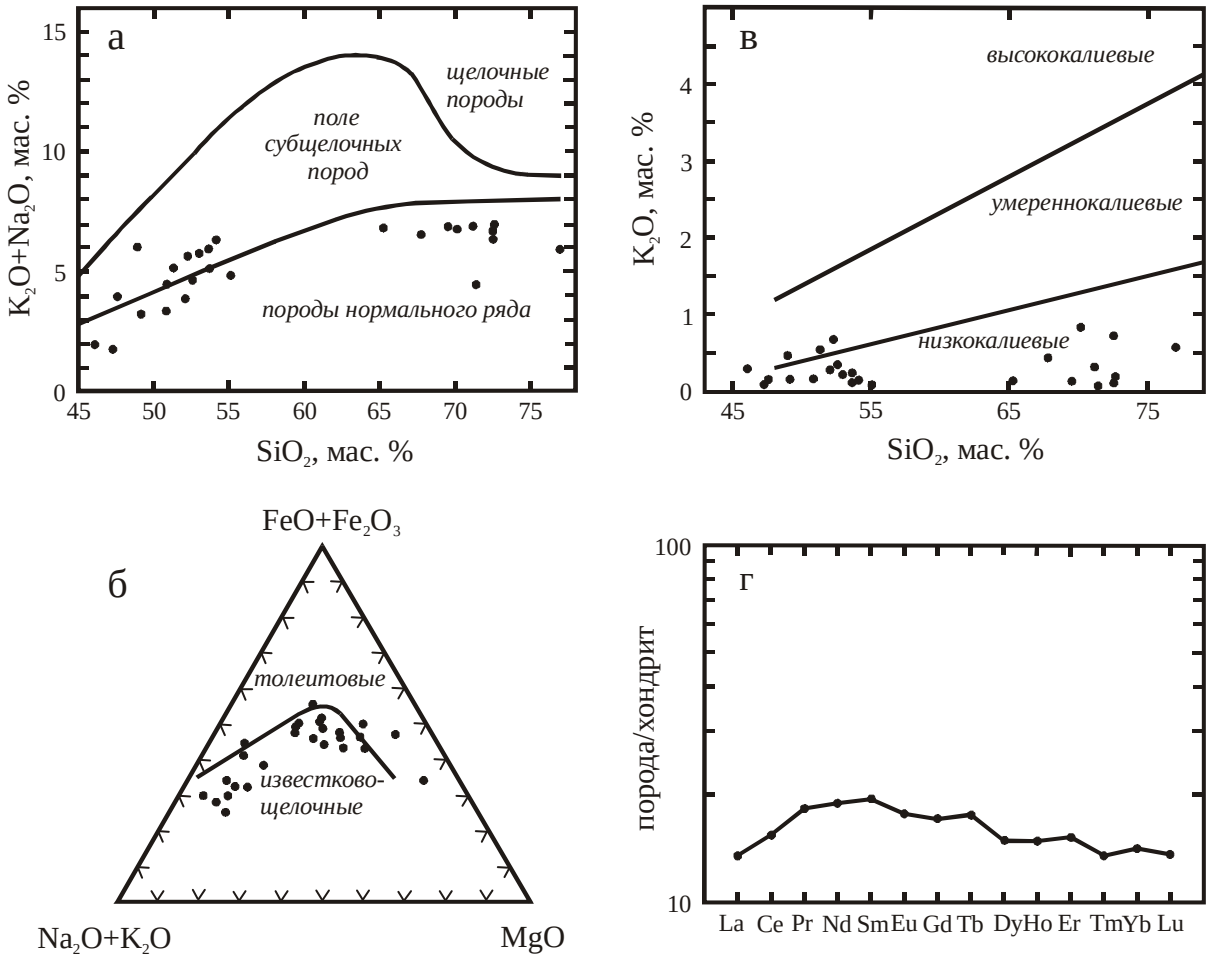


Рис. 2. Петро- и геохимические диаграммы для пород кабанского комплекса.

а – дискриминационная диаграмма K_2O+Na_2O – SiO_2 для разделения пород щелочного, субщелочного и нормального ряда [Классификация…, 1981]; б – диаграмма AFM (линия, разграничивающая поля толеитовой и известково-щелочной серий проведена по [Irvine, Baragar, 1971]); в – диаграмма K_2O – SiO_2 (поля низко-, умеренно- и высококалиевых типов пород согласно рекомендациям Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук [Классификация…, 1997]); г – график нормированного по хондриту распределения редкоземельных элементов в андезибазальте кабанского комплекса.

рованы ранним-средним лландовери на основании того, что коррелировались с содержащими граптолиты среднелландоверийского возраста ритмично-слоистыми флишоидными пачками туфопесчаников и туфоалевролитов, слагающими ограниченные по размеру участки (2 × 1 км и менее) среди более молодых образований к востоку от полосы развития пород кабанского комплекса (окрестности пос. Ст. Ляля и Яборковка, р. Бол. Нясьма). Предполагалось, что одновозрастные вулканитам кабанского комплекса вулканогенно-осадочные толщи подстилают образования павдинской свиты, и перечисленные участки представляют собой «эрозионные окна», т.е. выходы этих толщ на поверхность из-под перекрывающих вулканитов [Коровин, 1985]. Более поздние исследования показали ошибочность такой трактовки. В процессе региональных геологических работ последнего десятилетия (В. Я. Бирючева, 1990-95 гг., Л.И. Десятниченко, 1999-2002 гг.) установлена идентичность обломочного материала флишоидов и переслаивающихся с ними спилитовидных лав вулканитам павдинского комплекса. Кроме того, в содержащих граптолиты обнажениях авторами статьи собраны комплексы конодонтов, характерные для павдинской свиты этого района. Перечисленные факты свидетельствуют о принадлежности флишоидных пачек, содержащих среднелландоверийские граптолиты, не кабанской, а перекрывающей ее павдинской свите. В легенде к Среднеуральской серии геологической карты масштаба 1 : 200 000 [Шалагинов, Стефановский, 1998] возраст кабанской свиты считается уже позднеордовикско-раннесилурийским на основе сопоставления с шемурской свитой, содержащей конодонты верхов ордовика-нижнего лландовери [Анцигин и др, 1988; Анцигин,1994]. К настоящему времени в пределах изученной полосы распространения пород кабанской свиты удалось обнаружить конодонты, позволяющие уверенно датировать эти образования. К.С. Ивановым и М.П. Снигиревой (устное сообщение) в пачке яшмоидов среди вулканитов верхней части свиты в опорном разрезе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 на глубине 5059,91 м впервые обнаружен позднеордовикский комплекс конодонтов: *Paroistodus venustus* (Stauffer), *Dapsilodus sp., Panderodus sp., Hamarodus (?) sp., Drepanoistodus subrectus* Br. et Mehl, *Semiacontiodus sp.* В долине р. Большая Нясьма в 20 км ниже пос. Верхний Ис в прослоях яшмоидов среди афировых базальтов нижней части свиты авторами статьи собран комплекс конодонтов: *Acodus cf. unicostatus* Br. et Br., *A. cf. curvatus* Br. et Br., *Paltodus cf. debolti* Rexroad, *Drepanodus sp., Distacodus sp., Panderodus unicostatus* (Br. et Mehl), *P. cf. spasovi* Drygant, *P. cf. gracilis* (Br. et Mehl), *P. cf. recurvatus* (Br. et Mehl), *Oistodus cf. parallelus* Pander., *O. cf. venustus* Stauffer, аналогичный комплексу из нижнешемурской подсвиты и характерный для позднего ордовика. Распространение присутствующих в этом списке видов *Oistodus parallelus* и *O. venustus* ограничено верхним ордовиком, все остальные виды, широко развитые в верхнем ордовике, переходят в нижний силур. Приведенные комплексы конодонтов и датировка вышележащих флишоидов павдинской свиты (поздний лландовери-ранний венлок – по конодонтам и средний-поздний лландовери – по граптолитам) позволяют считать возраст кабанской свиты и одноименного вулканического комплекса как позднеордовикско-раннелландоверийский.

Следует отметить, что вопрос о возрасте вулканитов контрастной ассоциации в северной части Тагильской зоны пока не решается столь же однозначно. Аналогами кабанского комплекса здесь считаются вулканогенные толщи шемурской свиты, состоящей из двух подсвит. На основании находок конодонтов нижнешемурская подсвита датирована, как и кабанский комплекс, поздним ордовикомранним лландовери [Анцигин и др., 1988; Анцигин, 1994]. Видовой же состав конодонтов, обнаруженных в самое последнее время Г.Н. Бороздиной в прослоях кремней среди вулканогенных толщ верхнешемурской подсвиты, оказался близким комплексу, установленному в породах павдинской свиты, и соответствует возрастному интервалу средний лландовери-ранний венлок. В связи с этим необходимо более детальное изучение вещественного состава вулканитов верхнешемурской подсвиты для получения бесспорных доказательств их принадлежности к комплексам контрастного типа.

Подошва кабанской свиты не наблюдалась, все известные контакты с породами более древнего возраста имеют тектонический характер. Образования, подстилающие кабанскую свиту, не установлены. Контакт с перекрывающими толщами павдинской свиты в разрезе скважины СГ-4 согласный, а к севе-

ру от г. Качканар – со стратиграфическим несогласием. Полная мощность кабанской свиты, по имеющимся данным, не менее 2000 м.

Изложенные данные свидетельствуют о том, что вулканогенные толщи кабанского комплекса сформировались в результате трещинных излияний базальтовых лав в подводных условиях с редкими центрами кислого вулканизма. Судя по отсутствию значительного количества осадочного материала в составе рассматриваемых толщ, вулканизм протекал на значительном удалении от береговой линии. При этом, широкое развитие кислых пород, известково-щелочной характер химизма, сравнительно невысокое содержание титана в базальтах при значительном количестве Sr и ряд других особенностей состава не позволяют сопоставлять эти образования с продуктами вулканизма срединно-океанических хребтов. От типичных островодужных ассоциаций вулканогенные толщи кабанского комплекса отличаются отсутствием (или, по крайней мере, очень незначительным развитием) пирокластики и наземных фаций вулканитов. Можно предположить, что наблюдаемые особенности являются результатом образования рассматриваемых вулканических толщ в пределах зарождающейся островной дуги на самых ранних этапах ее формирования.

Павдинский комплекс

Павдинский базальт-андезит-риолитовый комплекс включает вулканогенные толщи, выделявшиеся большинством исследователей Тагильской зоны в качестве одноименной свиты [Сергиевский, 1947; Дианова, 1958; Шалагинов, Стефановский, 1998, и др.], и породы комагматичных им субвулканических тел. Формирование этой ассоциации пород рассматривается обычно как самостоятельный эпизод вулканизма, что в последние годы подвергается сомнению Ю.С. Каретиным [1997], по мнению которого павдинский комплекс представляет собой латеральный аналог именновского в более северных районах. Приводимые ниже данные, однако, свидетельствуют о том, что вулканиты павдинского комплекса достаточно отчетливо обособляются от сходных с ними образований, в связи с чем выделение их в качестве самостоятельного вулканического комплекса представляется вполне оправданным.

Вулканиты павдинского комплекса варьируют по составу от базальтов до риолитов с широким развитием всех промежуточных разновидностей. Преобладающим типом пород являются андезиты и андезидациты, в подчиненном количестве содержатся крайние члены ряда – базальты и риолиты, а также субщелочные разности пород – трахибазальты (гавайиты) и трахиандезиты (муджиериты). В пределах изученной авторами части Тагильской зоны породы этого комплекса образуют две субпараллельные, кулисообразно расположенные полосы субмеридионального простирания (рис. 1), существенно отличающиеся фациальными условиями образования вулканитов. Западная полоса, имеющая ширину от 2 до 4 км, протягивается вдоль склонов гор Гуркин Камень, Колпаковский Камень и Вознесенской. Наиболее представительный разрез образований этой полосы вскрыт Уральской сверхглубокой скважиной СГ-4 (инт. 2640-5059 м). Преобладающим развитием здесь пользуются вулканогенно-осадочные и осадочно-пирокластические отложения с подчиненным количеством эффузивов и осадочных пород. Нижняя часть разреза представлена ритмично переслаивающимися туфопесчаниками, туфоалевролитами, кремнистыми алевролитами и углеродисто-кремнистыми алевролитами, образующими так называемую *флишоидную толщу*. Выше она постепенно переходит в *грубообломочную толщу*, сложенную преимущественно средне- и грубообломочными тефроидами, туффитами с прослоями туфов и вулканотерригенных пород. Вверх по разрезу доля вулканокласто-осадочных разностей (туфопесчаников и туфоалевролитов) постепено понижается, количество вулканокластического материала в них растет, одновременно происходит уменьшение степени сортированности материала, менее отчетливой становится ритмичность. Обломочный материал неоднороден по составу. В разрезе СГ-4 среди обломочного материала флишоидной толщи преобладают кислые и умеренно кислые вулканиты с примесью андезитов и андезибазальтов, грубообломочная толща состоит преимущественно из обломков андезибазальтов с небольшим количеством андезидацитов и дацитов. Присутствие среди обломочного материала широкого спектра пород от андезибазальтов до дацитов в сочетании с продуктами их совместного перемыва отличает

эти породы от вышележащих образований вулканокластической толщи, залегающей в основании именновской свиты, где обломочный материал представлен исключительно андезибазальтами и андезитами. Севернее, в Павдинском районе (окрестности горы Вознесенской) в составе обломков по всему разрезу павдинской свиты преобладают андезибазальты, содержащие незначительную примесь андезитов и дацитов.

В районе СГ-4 флишоидную толщу подстилает тонкослоистая пачка светло-зеленых кремнистых алевролитов мощностью 35-40 м, залегающая на базальтах кабанского комплекса. Присутствие этой пачки свидетельствует о том, что формирование вулканитов кабанского и павдинского комплексов было разделено амагматичной паузой. Контакт рассматриваемых образований с вышележащими толщами именновской свиты согласный и в значительной мере условный. Верхняя часть разреза павдинской свиты представлена здесь пачкой ритмично-слоистых туфов и туффитов, получивших название «переходной толщи» [Башта, Шахторина, 1994], специфика которой заключается в том, что в ее составе резко преобладают типовые для вышележащих толщ именновской свиты петрографические разновидности – андезибазальты и базальты при значительном содержании обломков андезитов и дацитов, характерных для павдинской свиты. Границей павдинской и именновской свит, повидимому, следует считать кровлю переходной толщи, выше которой вулканиты среднего и кислого состава практически исчезают.

Восточная полоса, достигающая максимальной ширины 20 км, протягивается в центральной части Тагильской зоны от р. Яборковки в направлении горы Караульская Сопка, горы Липовая до устья р. Лаи и далее на юг. В отличие от западной полосы она характеризуется большим разнообразием фациальных условий образования вулканитов. В северной части изученного района (от широты пос. Павда до широты горы Качканар) выделяется несколько типов вулканогенных разрезов: экструзивно-лавовый, пирокластический, флишоидный, вулканогенно-терригенный, представляющих собой фрагменты некогда единых вулканических построек. Для наиболее распространенного экструзивно-лавового типа разреза (притоки р. Ляли) характерны автомагматические брекчии андезитов, андезидацитов и трахидацитов чередующиеся по латерали с лавами, лавобрекчиями, лавокластитами и гиалокластитами андезидацитов, андезитов, реже андезибазальтов. Лавовые потоки содержат значительно уступающие им по мощности прослои туфов и прорваны субвулканическими телами того же состава. Пирокластический тип (ур. Ермаковка, р. Крутобережная) характеризуется перемежаемостью грубообломочной и гравийной пирокластики с прослоями песчаных и алевропесчаных туфов, образующих слоистые пачки мощностью до 20 м. Состав обломков андезитовый и андезибазальтовый с примесью дацитов. В подчиненном количестве присутствуют прослои лав и лавокластитов андезибазальтового состава. Перечисленные образования слагают субизометричную структуру диаметром до 1,3 км с пологим падением пород от центра к периферии под углами 10°-40°, по всей вероятности, представляющую собой вулканический аппарат центрального типа. Фрагмент вулканогенно-осадочного типа разреза по берегам р. Ляля выше ур. Мелехино представлен монотонными плохо сортированными грубообломочными тефроидами, состоящими из угловатых глыб и окатанных обломков пироксен-плагиофировых андезибазальтов, свободно погруженных в гравийно-псаммитовую массу того же состава, с редкой примесью крупных окатанных галек андезитов, дацитов и риолитов. Изредка наблюдаются прослои шаровых лав андезибазальтов. В другом фрагменте разреза этого типа (меридиональный отрезок р. Бол. Нясьма) наблюдается постоянное переслаивание шаровых лав базальтов и андезибазальтов с пачками слоистых вулканогенно-осадочных пород от агломератовой до алевро-псаммитовой размерности видимой мощностью до 10 м. В составе обломков – андезибазальты, андезиты, андезидациты, кристаллокласты пироксена и плагиоклаза, реже встречаются прослои туфопесчаников и туфоалевролитов преимущественно кислого состава. Флишоидный тип разреза (пос. Старая Ляля и восточнее пос. Каменка) сложен тонко переслаивающимися мелкозернистыми туфопесчаниками и туфоалевролитами, кремнистыми алевролитами с послойной примесью углеродистого вещества, редкими прослоями среднезернистых туфопесчаников и туфогравелитов. В составе обломков, помимо преобладающих андезибазальтов и кристаллокластов

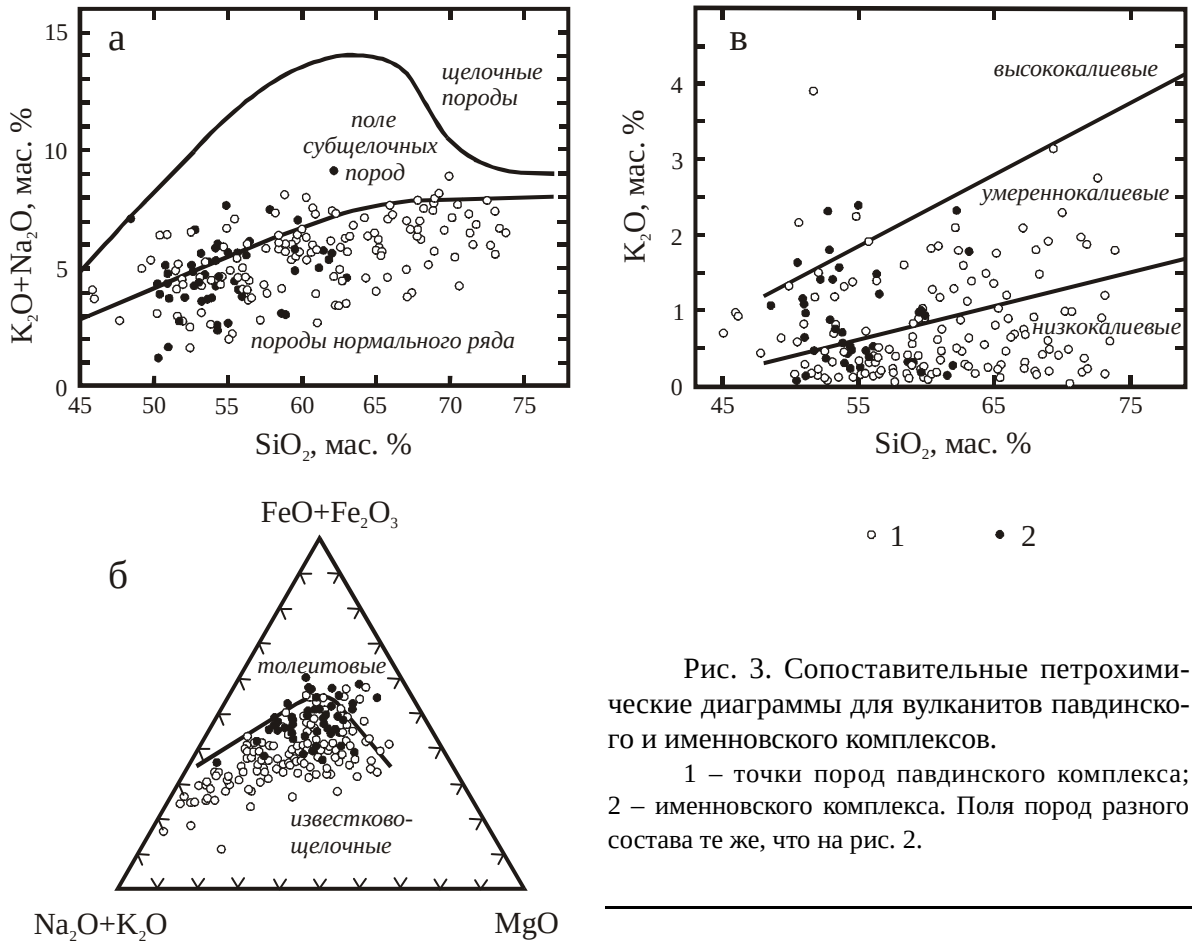


Рис. 3. Сопоставительные петрохимические диаграммы для вулканитов павдинского и именновского комплексов.

1 – точки пород павдинского комплекса; 2 – именновского комплекса. Поля пород разного состава те же, что на рис. 2.

плагиоклаза и клинопироксена, присутствуют обломки андезитов, риодацитов, кремнистых алевролитов, кристаллокласты роговой обманки и кварца. Южнее, на широте г. Красноуральска эта полоса представлена хорошо сохранившимися вулканическими постройками центрального типа (наиболее крупная из них – Липовская вулканическая структура). Околожерловые части таких построек (гора Липовая, гора Колпаковский Камень) сложены лавами андезибазальтов, андезитов, андезидацитов. С удалением от центров извержений они сменяются грубообломочной лаво- и пирокластикой, водноотложенными туфами, ксенотуфами, туффитами. Подошва вулканогенных толщ павдинского комплекса в пределах восточной полосы ее развития вскрыта буровыми скважинами на Макинском и Ольховском месторождениях (район г. Красноуральска). Подстилающие образования представлены здесь вулканитами красноуральского комплекса. Взаимоотношения с более молодыми по возрасту вулканогенными толщами именновского комплекса везде тектонические. Мощность толщи вулканитов павдинского комплекса в западной полосе достигает 2000 м, в восточной – 2500 м.

Со стратифицированными образованиями павдинской свиты ассоциируют комагматичные им субвулканические риодациты, дациты, андезиты и долериты, залегающие в виде штоков и даек различной мощности и ориентировки. Мощность даек, как правило, не превышает 10 м. Распространение их по разрезу крайне неравномерное, в западной полосе субвулканические образования относительно редки и, по-видимому, составляют не более 5 %.

Вулканиты павдинского комплекса, как правило, имеют голубовато-серую окраску, от темной в породах основного состава до светлой в кислых разновидностях. Структура меняется от сериально-полифировой до микропорфировой, реже афировой. В качестве вкрапленников породы основного состава содержат плагиоклаз, моноклинный, реже ромбический пироксен и роговую обманку, а богатые кремнеземом разности – кварц и калие-

во-натриевый полевой шпат. Для микроструктур основных вулканитов характерно обилие тончайших микролитов плагиоклаза, расположенных хаотично или субпараллельно ориентированных; основная масса кислых пород имеет фельзитовую, сферолитовую или микропойкилитовую структуру. Породы повсеместно подверглись зеленокаменным преобразованиям, в процессе которых, как правило, сохранялись структуры, текстуры и реликты первичных минералов вулканитов. Широко проявились также гидротермально-метасоматические процессы, интенсивность которых находится в прямой зависимости от количества кислых тел в разрезе.

Преобладающая часть пород павдинского комплекса принадлежит к низко- и умереннокалиевому типам известково-щелочной петрохимической серии, в небольшом количестве (около 18 % от всего объема пород) присутствуют также разновидности субщелочного состава (табл. 1, рис. 3). Величина железистости (Fe/(Fe+Mg)) сильно колеблется, в целом являясь относительно невысокой (от 0,4-0,7 в базальтах, до 0,6-0,85 в дацитах). Наиболее обогащенные магнием разновидности базальтов по составу близки и отождествлялись некоторыми авторами с бонинитами [Румянцева и др., 1989], с чем, однако, не согласны большинство других исследователей. При обычных для бонинитов высоком содержании магния (> 8 %) и низком количестве титана (< 0,5 %) эти породы отличаются более высокой величиной железистости и повышенным, за счет натрия, содержанием щелочей. Геохимические особенности вулканитов павдинского комплекса изучены недостаточно. По данным Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1995], наиболее распространенная разновидность пород этого комплекса – андезиты имеют следующие содержания элементов-примесей: Rb – 12 г/т, Sr – 423 г/т, Cr – 76 г/т, Ni – 45 г/т, Co – 19 г/т, V – 175 г/т, Zr – 72 г/т, Nb – 5 г/т (среднее по 15 пробам). Содержание редких земель в породах нормального ряда в 5-20 раз превышает их количество в хондрите и резко увеличивается (до 20-100 хондритовых стандартов) с повышением щелочности пород (рис. 4). Графики распределения РЗЭ имеют слабый наклон в сторону элементов тяжелой части спектра (величина La/Yb составляет от 1,5 до 5 в породах нормальной щелочности и возрастает до 100-200 в трахиандезитах).

Возраст павдинского комплекса обоснован многочисленными находками руководящей фауны в вулканогенно-осадочных породах и карбонатных прослоях среди вулканитов. В пределах западной полосы распространения пород павдинской свиты фаунистические остатки обнаружены в нескольких пунктах. Среди пород флишоидной толщи, слагающей нижнюю часть разреза павдинской свиты района СГ-4, в трех точках собран комплекс конодонтов: *Distomodus cf. kentuckyensis* Br. et Br., *Exochognathus sp., Panderodus sp., Icriodella cf. inconstans* Aldridge, *Pterospathodus sp., Carniodus sp.*, характеризующий возрастной интервал позднего лландовери (телихский подъярус) [Бороздина и др., 1997]. В керне СГ-4, вскрывшей полный разрез этой толщи, определены, по сообщению К.С. Иванова и М.П. Снегиревой [1998], многочисленные комплексы конодонтов и хитинозой, соответствующие раннему силуру, скорее всего, пограничным слоям лландовери и венлока (ко-

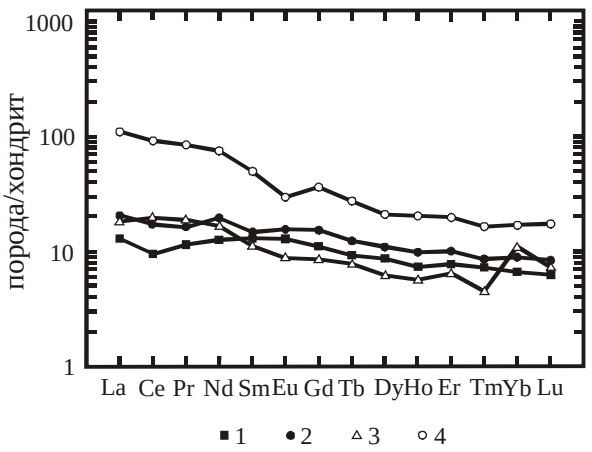


Рис. 4. Графики нормированного по хондриту распределения редкоземельных элементов в породах павдинского комплекса.

1 – базальт; 2 – андезибазальт; 3 – дацит; 4 – трахиандезит. Анализы выполнены методом ICP-MS в лаборатории ИГЕМ РАН.

нодонтовая зона *Pterospathodus amorphognathoides).* Позднелландоверийские конодонты *Pterospathodus cf. celloni* (Walliser) собраны авторами также среди углеродистых алевролитов на восточном склоне горы Вознесенской.

В восточной полосе развития пород павдинской свиты в углеродистых и углеродисто-кремнистых алевролитах вблизи пос. Ст. Ляля и тригопункта «Леший» (в 2 км севернее дер. Яборково) авторами собран более полный по сравнению с известным ранее [Дианова, 1958; Ходалевич и др., 1977] комплекс граптолитов *Pseudoclimacograptus hugesi* (Nich.), *Coronograptus cf. gregarius* (Lapw.), *Monograptus ex gr. spiralis* (Geinitz.), *M. exiquus* (Nich.) средне-позднелландоверийского возраста (определения Т.И. Корень). В последнем пункте наряду с граптолитами обнаружены конодонты *Apsidognathus tuberculatus* (Walliser) и *Pygodus ex gr. lyra* (Walliser), характерные для позднего лландовери-раннего венлока. Позднелландоверийско-ранневенлокские конодонты *Distomodus cf. kentuckiensis* Br. et Br., *Pterospathodus cf. pennatus procerus* (Walliser) обнаружены также в углеродисто-кремнистых алевролитах на северо-западной окраине пос. Ст. Ляля у дороги Павда – Поздняковка. Этому же возрастному интервалу соответствует, по заключению Г.Н. Бороздиной и В.М. Богоявленской, комплекс фауны кораллов и брахиопод *Multisolenia cf. tortuosa* Fritz, *Favosites borealis* Tchern., *F. gothlandicus* Lam., *Coenites crassimuralis* Yanet, *Gypidula ex gr. optata* Barr., *Jolvia multiplexa* Sap. и др., собранный в карбонатных прослоях среди вулканитов вдоль тракта Юрты – Старая Ляля, в 1 км севернее пос. Старая Ляля и в скважинах восточнее пос. Каменка. В основании Исовского рифового массива туфогравелиты павдинской свиты чередуются в разрезе со слоистыми известняками, содержащими фауну павдинского горизонта раннего венлока [Стратиграфические…, 1993]. Перечисленные данные позволяют считать, что формирование павдинского комплекса происходило со среднего лландовери до первой половины раннего венлока включительно.

Из приведенного описания пород павдинского комплекса следует, что их образование происходило в разных фациальных условиях. Отложение вулканогенно-осадочных толщ (флишоидная толща) западной полосы происходило на значительном удалении от центров извержений исключительно в подводной и, по-видимому, относительно глубоководной обстановке, соответствующей, по мнению Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [2003], условиям фронтального бассейна. Характер разрезов восточной полосы распространения пород павдинского комплекса свидетельствует об эволюции вулканизма от субаквальных излияний центрального типа до наземных эксплозивно-лавовых извержений крупных стратовулканов с полным набором фаций от жерловых и околожерловых до удаленных вулканогенно-осадочных, что характерно для барьерных зон островных дуг.

Именновский комплекс

Именновский базальт-андезибазальтовый комплекс объединяет вулканогенные отложения, выделяемые в качестве нижнеименновской подсвиты [Шалагинов, Стефановский, 1998], и комагматичные им субвулканические образования. Породы этого комплекса слагают непрерывную полосу субмеридионального простирания шириной от 4 до 9 км во внутренней части Тагильской зоны (рис. 1), протягивающуюся от широты горы Качканар на севере до широты горы Баранча на юге, и ряд расположенных к востоку от нее изолированных линзовидных блоков шириной от 1 до 10 км, длиной до 40 км, продолжающихся в южном направлении до широты г. Первоуральска. В северном направлении рассматриваемые образования прослеживаются в виде небольших (первые километры) изолированных участков среди пород павдинского комплекса. Наиболее представительные выходы вулканогенных толщ именновского комплекса наблюдаются в приустьевой части р. Бол. Именная и на вершинах гор к югу от Верхнетуринского пруда западнее г. Кушва.

Стратифицированная часть комплекса представлена переслаиванием туфов с лавами, лавобрекчиями, лаво- и гиалокластитами, менее широко распространены туффиты, тефроиды, вулканокласто-осадочные породы. Вулканиты имеют преимущественно базальтовый и андезибазальтовый состав со значительной примесью субщелочных разновидностей – трахибазальтов (гавайитов) и трахиандезибазальтов (муджиеритов). По размерности материала все типы обломочных пород варьируют от грубых (глыбовых) до псамми-

товых и алевритовых. Состав, как правило, мономиктовый базальт-андезибазальтовый с редкой примесью обломков среднего и умеренно кислого состава. В незначительном количестве встречаются прослои лав андезитов, трахиандезитов, трахиандезибазальтов и андезидацитов. Наиболее представительный разрез рассматриваемых образований вскрыт скважиной СГ-4, где на описанных выше «переходных» от павдинской свиты к именновской образованиях (инт. 2640-2980 м) залегает мощная вулканокластическая толща (инт. 430-2640 м), в нижней части – ритмичнослоистая, в верхней – грубообломочная. Верхняя часть вскрытого разреза (инт. 0-430 м) представлена потоками базальтов и андезибазальтов, разделенных горизонтами обломочно-подушечных брекчий и гиалокластитов.

В восточном направлении вулканогенные образования нижнеименновской подсвиты фациально замещаются венлок-лудловскими известняками Исовского рифового массива, фундаментом для которого служили вулканиты павдинского комплекса, однако, стратиграфических взаимоотношений между вулканогенными толщами этих двух комплексов здесь не наблюдалось. По-видимому, это связано с тем, что центры извержений на разных этапах вулканизма были пространственно разобщены. Взаимоотношения с перекрывающими вулканитами гороблагодатского комплекса наблюдались в керне структурных скважин, пробуренных непосредственно к востоку от скважины СГ-4. Контакт нормальный стратиграфический, и проводится в значительной степени условно по заметному увеличению доли субщелочных пород.

Субвулканические образования, широко развитые среди пород нижнеименновской подсвиты, представлены штоками, дайками, силлами и мелкими телами неправильной формы, сложенными базальтами, андезибазальтами, долеритами, габбродолеритами и субщелочными разновидностями этих пород.

Вулканиты именновского комплекса, как правило, имеют темно-зеленый или оливково-зеленый цвет и очень характерные мезо-полифировые, часто сериально-порфировые структуры. Вкрапленники размером от долей до 2-5 мм, представленные клинопироксеном и основным плагиоклазом, реже ортопироксеном и амфиболом, составляют от 20 до 40 %. Микроструктура основной массы пород: гиалопилитовая, интерсертальная, толеитовая, микролит-витрофировая – характеризуется высоким содержанием вулканического стекла. Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы чаще грубообломочные или гетерокластические с обилием шлаковатых обломков, иногда пестроцветные с примесью гематитизированных лапиллей. Для пород именновского комплекса характерен слабый фоновый метаморфизм пренит-пумпеллиитовой фации и присутствие кайнотипных разностей со свежим вулканическим стеклом. Метасоматические процессы проявлены очень слабо в виде локальных участков окварцевания и серицитизации с бедной сульфидной вкрапленностью.

Вулканиты именновского комплекса представляют собой породы нормальной и повышенной щелочности (табл. 1, рис. 3, 5). Доля субщелочных разновидностей, по имеющимся данным – около 34 % от всего количества пород (рис. 3а). По содержанию K_2O породы варьируют от низко- до умереннокалиевых разновидностей (рис. 3в). Соотношение железа и магния также меняется в достаточно широких пределах (Fe/(Fe+Mg) = 0,6-0,9), в результате чего на диаграмме AFM (рис. 3б) точки пород именновского комплекса образуют широкое поле. Преобладающая их часть относится к известково-щелочной петрохимической серии, но наиболее железистые разновидности базальтов соответствуют толеитам. Среднее содержание элементов-примесей в базальтах этого комплекса составляет: Rb – 16 г/т, Sr – 701 г/т, Cr – 57 г/т, Ni – 29 г/т, Co – 30 г/т, V – 301 г/т, Zr – 124 г/т, Nb – 6 г/т [Язева, Бочкарев, 1995]. По данным И.В. Семенова [1968], количество Ni, Co Cr в однотипных породах заметно понижается, а количество Ti возрастает в направлении с запада на восток. Имеющиеся к настоящему времени сведения о концентрациях редких земель в породах именновского комплекса противоречивы. По данным И.В. Семенова с соавторами [1980], базальты в 5-13 раз обогащены легкими и в 5-7 раз тяжелыми РЗЭ по сравнению с хондритом. Ю.С. Каретин и К.С. Иванов [2001] указывают на более высокие содержания лантаноидов: количество элементов легкой части спектра в базальтах именновского комплекса, по их сообщению, в 30-70 раз, тяжелых – в 10 раз выше, чем в хондрите.

Как уже говорилось выше, характеризуемые образования согласно залегают на

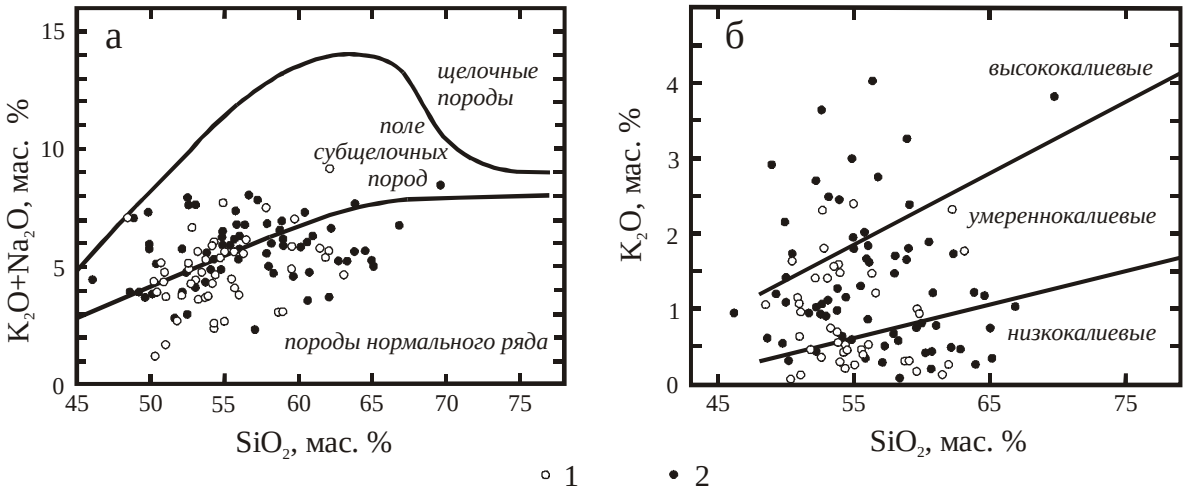


Рис. 5. Сопоставительные петрохимические диаграммы для вулканитов именновского и гороблагодатского комплексов.

1 – точки пород именновского комплекса; 2 – гороблагодатского комплекса. Поля пород разного состава те же, что на рис. 2.

вулканитах павдинской свиты, формирование которых завершилось, скорее всего, в первой половине раннего венлока, что надежно фиксирует нижнюю границу времени образования именновского комплекса. По данным геологических съемок 1970-80 гг. (Б.П. Козин, Н.Ф. Коровин и др.), вулканиты именновского комплекса фациально замещаются известняками Исовского рифого массива, содержащими фауну елкинского и исовского горизонтов венлока-раннего лудлова. Авторам настоящей статьи в прослоях кремнистых алевролитов среди шаровых лав базальтов на северо-восточной окраине Качканарского шламохранилища удалось собрать комплекс конодонтов: *Neoprioniodus sp., Ozarkodina cf. denckmaniformis* Drygant, *O. ex gr. sagita* (Walliser), *Spathognathodus ex gr. inclinatus* (Rhodes), характеризующий этот же возрастной интервал.

Максимальная мощность вулканогенных толщ этого комплекса составляет 2200-2500 м.

Характер вулканических извержений (сочетание подводного и наземного вулканизма центрального типа [Козин, 1968, и др.], его преимущественно эксплозивный характер) и геохимические особенности вулканических пород свидетельствуют о том, что формирование именновского комплекса происходило в условиях барьерной зоны на развитой стадии эволюции палеоостроводужной системы [Язева, Бочкарев, 1995].

Гороблагодатский комплекс

Предложение о выделении гороблагодатского базальт-андезитового комплекса повышенной щелочности сравнительно недавно было высказано Ю.С. Каретиным [1997], хотя специфика включаемых в его состав пород была известна и ранее, на основании чего они фигурировали в качестве одноименной толщи [Глушков, Шурыгина, 1992; Стратиграфические…, 1993] или подсвиты [Шалагинов, Стефановский, 1998] в составе именновской свиты. Полоса развития пород гороблагодатского комплекса, представляющая собой фрагмент вулканического пояса с цепями и группами крупных стратовулканов, вулкано-тектонических депрессий и кальдер, протягивается в центральной части Тагильской зоны от пос. Старая Ляля на севере до широты Верхнетуринского пруда на юге. Ее ширина обычно составляет от 2 до 4 км, иногда достигая 10 км. Типовые разрезы пород характеризуемого комплекса наблюдаются по берегам р. Бол.

Нясьмы в окрестностях пос. Ниновского, рек Ляли и Бобровки вблизи устья последней, и в окрестностях горы Благодать.

Вулканогенные толщи гороблагодатского комплекса сложены различными разновидностями вулканогенно-осадочных пород, шаровыми и массивными лавами, сопутствующими им лавокластитами и туфами, соотношение которых сильно варьирует по площади. Отличительной особенностью этого комплекса является одинаково широкое распространение пород нормальной щелочности: базальтов, андезибазальтов, андезитов, и субщелочных разностей вулканитов: трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов, редко трахидацитов и трахитов. Обломочные породы, как правило, имеют полимиктовый состав и характерный пестроцветный облик, обусловленный неравномерной вкрапленностью гематита и магнетита. Субвулканические образования, представленные небольшими телами и маломощными дайками эссекситов, трахиандезибазальтов, субщелочных долеритов, пользуются ограниченным распространением.

В северной части изученного авторами района (на отрезке от горы Вознесенской до пос. Старая Ляля) вулканогенные толщи гороблагодатского комплекса с глубоким размывом залегают на породах павдинского комплекса. В основании этих толщ присутствуют глыбовые известняковые конгломераты, содержащие обломки с позднелландоверийской и венлокско-лудловской фауной. Южнее (район скважины СГ-4) в керне структурных скважин наблюдался, как уже говорилось выше, согласный стратиграфический контакт с вулканогенными породами именновского комплекса. Перекрываются рассматриваемые образования вулканотерригенными толщами туринского комплекса, залегающими на них во всех изученных разрезах с угловым и стратиграфическим несогласием (целиком выпадает бобровский горизонт) [Шурыгина, 1990].

По структурно-текстурным особенностям характеризуемые вулканиты имеют сходство с породами описанного выше именновского комплекса. Основные отличия заключаются в том, что в их составе появляется калиево-натриевый полевой шпат и биотит, не характерные для именновского комплекса, а для микроструктур обычно наличие элементов метельчатости, свидетельствующих о повышении щелочности пород. Кроме того, для гороблагодатского комплекса характерно особенно широкое развитие кайнотипных разностей вулканитов со свежим стеклом, иногда в виде прослоев гиалобазальтов. Цвет пород меняется от различных оттенков бурого до черного в наименее измененных разновидностях.

Химический состав наиболее распространенных петрографических разновидностей приводится в таблице 1. На классификационной диаграмме ($K_2O + Na_2O$) – SiO_2 (рис. 5а) вулканиты гороблагодатского комплекса попадают в поле субщелочных пород (47 %) и пород нормальной щелочности (53 %), что полностью согласуется с результатами петрографических наблюдений. Соотношение калия и натрия сильно варьирует (рис. 5б). Частично эти колебания, по-видимому, являются результатом альбитизации, но, судя по тому, что признаков значительного развития этого процесса не наблюдается, в составе толщи, скорее всего, изначально присутствовали как породы калиево-натриевого ряда (базальты, андезибазальты, долериты, гавайиты, муджиериты, бенмореиты), так и богатые калием петрографические разновидности (абсарокиты и шошониты). Величина железистости (Fe/(Fe+Mg)) довольно сильно варьирует (0,5-0,75 в базальтах, 0,55-0,8 в породах среднего состава и 0,8-0,9 в риолитах). Преобладают умеренножелезистые разновидности (Fe/(Fe+Mg) = 0,6-0,7 и выше), но встречаются и богатые магнием породы (до близких к бонинитам). Поведение элементов-примесей в породах этого комплекса пока изучено недостаточно, сведения об этом содержатся только в работе Ю.С. Каретина [2000]. По его данным, среднее содержание Rb в разных типах базальтов колеблется от 2 до 33 г/т, Sr – от 300 до 800 г/т. Количество Zr составляет 40-90 г/т в породах нормальной щелочности и возрастает до 158 г/т в трахибазальтах и шошонитах. Содержания Cr обычно имеют величину от 20 до 100 г/т, в высокомагнезиальных базальтах достигают 690 г/т, в трахибазальтах и шошонитах понижаются до 5 г/т, содержания Ni соответственно составляют 16-31, 167, 12 г/т, Co – 25-37, 43 г/т, Sc – 28-40, 45 и 8 г/т. Количества ванадия и ниобия в базальтах меняется не столь значительно: V – 200-340 г/т, Nb – 3-7 г/т. С ростом содержания кремнезема и щелочей в породах увеличивается количество Rb, понижается содержание Sr и сидерофильных элемен-

тов. Среднее содержание Rb в трахитах составляет 76 г/т, Sr – 475 г/т, Zr – 153 г/т, Nb – 6 г/т, Cr – 17 г/т, Ni – 9 г/т, V – 156 г/т, Sc – 10 г/т. Кроме того, в распоряжении авторов имеются результаты анализа 3 проб пород гороблагодатского комплекса на РЗЭ. Общее содержание редких земель в проанализированных пробах составляет 120-170 г/т. Количество легких РЗЭ в 50-100, а тяжелых – в 10-20 раз выше, чем в хондрите (величина La/Yb изменяется 3 до 10). Графики распределения показывают слабо выраженную отрицательную европиевую анамалию (рис. 6).

Обломки известняков из полимиктовых конгломератов, переслаивающихся с вулканитами гороблагодатского комплекса, в пределах изученной авторами территории содержат фауну исовского и банкового горизонтов лудловского яруса. В стратотипических разрезах гороблагодатской толщи (окрестности гг. Верхняя Тура и Кушва) она датирована верхним лудловом на основании находок *Plexodictyon savaliense* Riab. и *Conchidium knighti vogulicum* (Vern.) в прослоях известняковых конгломератов [Стратиграфические…, 1993]. По данным геологосъемочных работ (Р.А. Сюткина, 1954-56 гг., Н.Ф. Коровин и др., 1973-78 гг.), в западном контакте Исовского рифового массива пачка слоистых вулканогенно-осадочных пород гороблагодатского комплекса фациально замещается известняками исовского горизонта. На основании перечисленных данных возраст гороблагодатского комплекса обычно определяется как лудловский. Этому противоречат приводимые Ю.С. Каретиным [2000] данные о том, что по р. Какве выше устья р. Галка, и по р. Шегультан пиллоулавы и гиалокластиты гороблагодатского комплекса перекрываются известняками с фауной елкинского горизонта верхнего венлока. По мнению авторов, эти факты нуждаются в проверке. В то же время следует признать, что возраст вулканитов гороблагодатского комплекса нельзя считать надежно обоснованным, и для окончательного решения этого вопроса необходимо проведение дополнительных исследований. В частности, крайне желательно привлечение данных по конодонтам, позволивших успешно решить многие спорные вопросы возраста вулканических пород Тагильской зоны.

Мощность вулканогенных толщ гороблагодатского комплекса меняется от 700 до 1500 м.

Преимущественно эксплозивный характер извержений и мелководные морские условия образования вулканогенно-осадочных толщ, ассоциирующих с карбонатными рифами, свидетельствуют о формировании комплекса в пределах барьерной зоны островной дуги, что подтверждается также близостью состава рассматриваемых вулканитов типичным островодужным образованиям.

Изложенные данные показывают, что охарактеризованная в этом разделе ассоциация вулканогенных пород, включавшихся ранее в состав именновского комплекса [Корреляция…, 1991], обладает достаточно отчетливо выраженной спецификой, позволяющей рассматривать ее в качестве самостоятельного магматического комплекса, как это было предложено Ю.С. Каретиным [1997]. От вулканогенных толщ именновского комплекса она достаточно хорошо отличается как по характерному облику, что позволяет разделять эти образования уже в процессе полевых

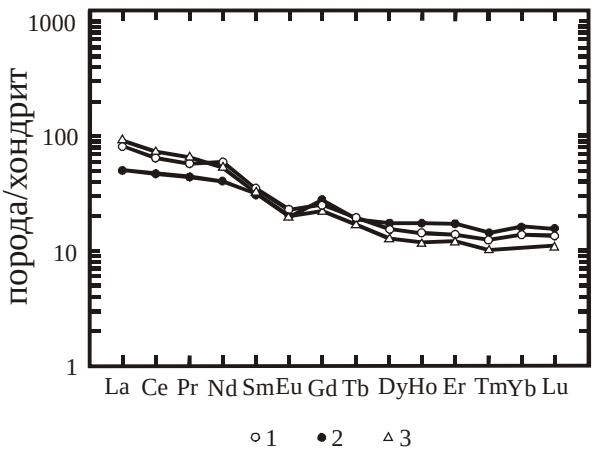


Рис. 6. Графики нормированного по хондриту распределения редкоземельных элементов в породах гороблагодатского комплекса.

1, 2 – трахиандезибазальты; 3 – андезит. Анализы выполнены методом ICP-MS в лаборатории ИГЕМ РАН.

исследований, так и по вещественному составу вулканитов (значительно большей долей пород с повышенным содержанием калия и суммы щелочей). Кроме того, судя по имеющимся данным, эти образования имеют разное возрастное положение (именновский комплекс – поздний венлок-ранний лудлов и гороблагодатский – не древнее лудлова, возможно, поздний лудлов).

Туринский комплекс

Породы туринского трахибазальт-трахитового комплекса развиты в пределах восточной половины Тагильской зоны. Первоначально эта ассоциация вулканических пород выделялась под названием ортофировой свиты или толщи [Сергиевский, 1947; Дианова, 1958], позднее получила название туринской свиты [Штрейс, 1951, и др.]. Описываемый в настоящей работе вулканический комплекс включает наряду со стратифицированными вулканитами туринской свиты комагматичные им субвулканические образования. Вулканогенные толщи туринского комплекса слагают полосу субмеридионального простирания шириной до 15 км, непрерывно протягивающуюся на расстояние не менее 300 км, и серию примыкающих к ней с запада участков линзообразной формы и полос северо-западного и субмеридионального простирания шириной 6-10 км и длиной до 60 км (рис. 1). Типовые разрезы пород этого комплекса наблюдаются по р. Туре ниже устья р. Ис. Вулканиты туринского комплекса представлены практически только субщелочными разновидностями: трахибазальтами (абсарокитами), трахиандезибазальтами (шошонитами), трахиандезитами (латитами) и трахитами. Широкое распространение трахитов является, по мнению авторов, отличительной особенностью рассматриваемых образований, в составе всех охарактеризованных выше комплексов они встречаются только в виде исключения. По данным Ю.С. Каретина [2000], наряду с субщелочными вулканитами встречаются низкокалиевые толеитовые базальты, количество которых, по-видимому, незначительно. Вулканогенно-осадочные породы, по размеру обломочного материала варьирующие от туфоконгломератов до туфоалевролитов, обычно имеют смешанный состав, хотя встречаются и мономиктовые прослои.

Туринская свита повсеместно залегает на более древних породах со стратиграфическим перерывом, угловым и азимутальным несогласием, что было зафиксировано практически всеми исследователями района в разрезах по рекам Тура, Ляля, Южная Половинная, Полуденный Актай и др. В тех случаях, когда нижняя часть разреза представлена вулканогенно-терригенными толщами, в их основании часто присутствуют базальные конгломераты. В основании вулканогенных толщ туринского комплекса преобладают породы основного состава, в верхней части – трахиандезиты и трахиты. Для всех изученных разрезов характерно частое переслаивание и фациальные замещения эффузивных пород (лав, лавокластитов, гиалокластитов) пирокластическими, вулканогенно-осадочными и осадочными (туфами, тефроидами, туффитами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, вулканотерригенными породами различной размерности, известняками, известняковыми брекчиями и песчаниками, кремнистыми и углеродисто-кремнистыми алевролитами). Чередование пород, как правило, не имеет закономерного характера, слои часто не выдержаны как по падению, так и по простиранию, их мощность и элементы залегания сильно колеблются. Местами наблюдаются косая слоистость и элементы ритмичности. Количественные соотношения пород разного состава также очень изменчивы. В целом, по данным Н.С. Чурилина [1989], преобладают аквагенные пемзовые туфы и подушечные лавы латитового состава. Отчетливо прослеживается закономерное изменение фациального состава вулканитов в субширотном направлении. Протяженная восточная полоса сложена преимущественно породами вулканогенно-осадочного генезиса. В ее составе преобладают туфопесчаники и туфоалевролиты, при подчиненной роли туфоконгломератов и туфогравелитов, обломочный вулканогенный материал которых представлен трахиандезитами и трахитами. Часто встречаются прослои осадочных пород. Покровы трахиандезитовых, трахитовых, реже трахибазальтовых лав и разноразмерные туфы такого же состава в разрезах этого типа составляют не более 10 % от всего количества пород. Фундаментом вулканогенно-осадочных толщ являются вулканические породы красноуральского комплекса,

образовавшиеся в условиях задугового спрединга [Язева, Бочкарев, 1993, 1995]. Участки распространения вулканитов туринского комплекса, расположенные к западу от этой полосы, представлены преимущественно эффузивными и вулканокластическими образованиями, которые залегают на вулканогенных образованиях барьерной зоны островной дуги (павдинский, именновский и гороблагодатский комплексы). В нижней части разрезов этого типа преобладают основные лавы, местами чередующиеся с вулканогенно-осадочными породами смешанного состава. Выше происходит постепенное увеличение роли лавовых и пирокластических образований, имеющих трахитовый и трахиандезитовый состав, в том числе спекшихся игнимбритоподобных или пемзовых туфов.

Трахибазальты и трахиандезибазальты образуют лавовые потоки, обладающие массивной или шаровой текстурой. В центральных частях мощных потоков они приобретают призматическизернистую структуру в результате чего зачастую неотличимы от жильных разновидностей. Трахиандезиты и трахиты слагают экструзивно-лавовые купола и потоки с массивным, флюидальным или перлитовым сложением, часто сопровождаемые гиалокластитами. Субвулканические образования, представленные микросиенитами, сиенит-порфирами, трахиандезитами, трахитами, монцогаббродолеритами и эссекситами, залегают в виде силлов, штоков и крутопадающих даек.

Трахибазальты и трахиандезибазальты по внешнему виду практически не отличимы от субщелочных разновидностей пород описанного выше гороблагодатского комплекса. Они имеют сериально-мезофировые структуры с таблитчатыми или удлиненно-призматическими вкрапленниками андезина-лабрадора и короткостолбчатыми – авгита. Микроструктура основной массы – интерсертальная, пилотакситовая, гиалопилитовая, вариолитовая, метельчато-микролитовая, трахитовая, гиалиновая. Очень характерные для туринского комплекса трахиандезиты и трахиты представляют собой порфировые, реже афировые породы. В качестве вкрапленников в порфировых разновидностях присутствуют зерна плагиоклаза (иногда с оторочками из калиевого полевого шпата), реже пятнистого калиево-натриевого полевого шпата и пироксена. Основная масса, состоящая из альбита, калиево-натриевого полевого шпата, титаномагнетита, апатита и вторичных минералов, имеет сферолит-метельчатую, сноповидную, трахитовую структуру, иногда с элементами флюидальности. Для гиалокластитов характерна перлитовая структура.

Туфы имеют разнообразный, часто смешанный состав. Размер обломочного материала в них обычно не крупнее гравийного, преобладают песчаные туфы. Характерно присутствие спекшихся игнимбритоподобных разностей, содержащих большое количество в различной степени раскристаллизованных обломков вулканического стекла со скрытокристаллическими, сферолитовыми, гребенчатыми и другими подобными им структурами. Средне-грубообломочные пемзовые и пепловые туфы имеют нечеткую флюидальную текстуру и содержат фьяммеподобные обломки.

Тефроиды, имеющие алевритовую, песчаную или гравийную размерность, на 50-90 % состоят из обломков хлоритизированного стекла, оставшуюся часть составляют кристаллокласты плагиоклаза и пироксена и обломки трахитов. Часто, хотя и не всегда, в них наблюдается слоистость.

Все породы туринского комплекса подверглись слабому метаморфизму пумпеллиит-пренитовой фации.

Петрохимические особенности пород туринского комплекса рассмотрены в ряде публикаций [Малахова, Чурилин, 1972; Чурилин, Малахова, 1973; Бочкарев, Язева, 2000; Каретин, 2000, и др.]. Согласно этим данным, подтвержденным нашими исследованиями, породы рассматриваемого комплекса принадлежат к субщелочному ряду (рис. 7а). Соотношение щелочей сильно варьирует. Количество K_2O в шошонитах и латитах меняется от 2,5 до 9,2 %, величина отношения K_2O/Na_2O – от 1 до 4 (рис. 7б). Отмеченные вариации, однако, имеют, по мнению В.В. Бочкарева и Р.Г. Язевой [2000], вторичную природу, что позволяет отнести рассматриваемые образования к субщелочной калиевой (шошонит-латитовой) петрохимической серии. Породы характеризуются относительно невысоким содержанием титана (0,6-1,2 % TiO_2), повышенным количеством алюминия (16-20 % Al_2O_3) и фосфора (до 0,7 % P_2O_5). Поведение элементов-примесей рассмотрено в работах И.В. Семенова и др. [1980], В.В. Бочкарева и Р.Г. Язе-

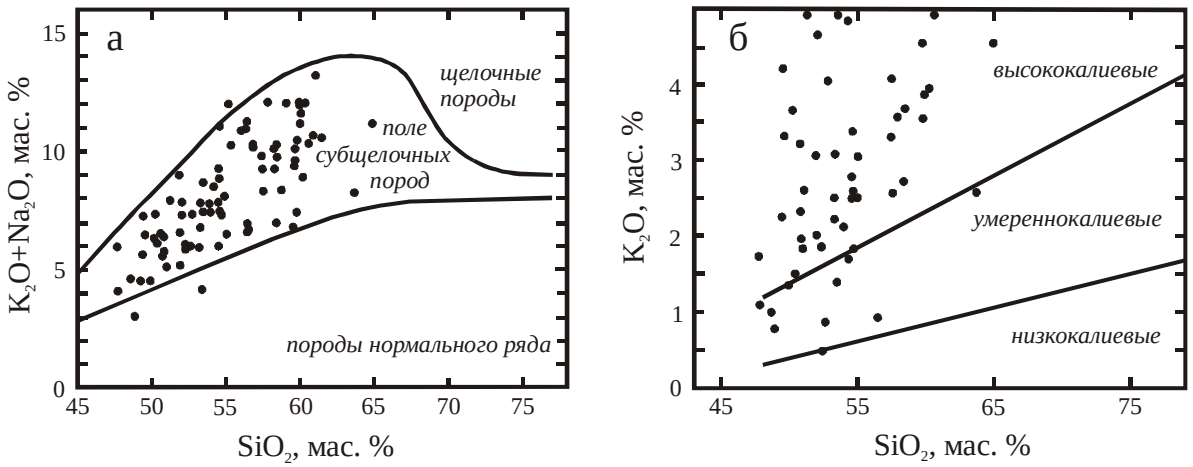


Рис. 7. Петрохимические диаграммы для вулканических пород туринского комплекса. Поля пород разного состава те же, что на рис. 2.

вой [2000], Ю.С. Каретина [2000], О.Н. Сироткиной [2003]. Приводимые в них данные позволяют согласиться с выводом Н.С. Чурилина [1989] о том, что по геохимическим особенностям вулканиты туринского комплекса близки шошонит-латитовым ассоциациям островных дуг. Наиболее яркой чертой геохимии этих пород являются значительные концентрации рубидия и стронция (содержание Rb в наиболее обогащенных калием разновидностях достигает 140 г/т, Sr – 1170 г/т). По содержанию и характеру фракционирования РЗЭ они мало отличаются от охарактеризованных выше павдинского, именновского и гороблагодатского вулканических комплексов. О.Н. Сироткина [2003] обращает внимание на наличие хорошо выраженного минимума Ta и Nb на графиках нормированного по N-MORB распределения малых элементов, характерного для магматических пород надсубдукционных геодинамических обстановок.

Вулканогенно-осадочные толщи нижней части разреза туринского комплекса местами залегают на фаунистически охарактеризованных известняках пржидольского яруса верхнего силура и содержат прослои этих известняков. Вулканиты верхней части разреза содержат прослои и перекрываются известняками, содержащими фауну лохковского яруса нижнего девона [Стратиграфические…, 1993]. Таким образом, пржидольско-лохковский возраст рассматриваемых вулканогенных толщ не вызывает сомнений.

Ассоциация шаровых лав, водоотложенных туфов, туффитов и тефроидов, переслаивающихся с известняками и терригенными породами, и спекшихся ингимбритоподобных туфов свидетельствует о том, что породы туринского комплекса являются продуктами ареального вулканизма, протекавшего в малоглубинных морских и частично субаэральных условиях. Особенностью рассматриваемого этапа вулканической деятельности является широкое распространение лавовых покровов, при отсутствии крупных вулканических построек. Центры извержений фиксируются увеличением мощности лавово-пирокластических фаций, а в отдельных случаях – непосредственно жерловыми фациями. Анализ характера вулканических извержений, геохимических особенностей и геологического положения вулканитов туринского комплекса позволяют считать, что его формирование происходило в тыловой части островной дуги на зрелой стадии ее развития [Чурилин, 1989; Язева, Бочкарев, 1995, и др.]. Западная часть полей развития этого комплекса, сложенная преимущественно туфами и лавами, представляет собой остатки вулканических аппаратов, т.е. собственно островодужные образования, а вулканогенно-осадочные породы восточной полосы, перекрывающие задуговые вулканиты

красноуральского комплекса, очевидно следует рассматривать как флишоидные толщи, формировавшиеся в тыловодужном бассейне у подножья вулканических построек.

Вулканические комплексы восточной части Тагильской зоны

Красноуральский комплекс

Вулканические породы, входящие в состав красноуральского комплекса, слагают одноименную свиту, развитую в восточной части Тагильской зоны, и многочисленные ассоциирующие с ней субвулканические тела. Породы этого комплекса образуют прерывистую полосу, протягивающуюся вдоль восточной границы Тагильской зоны, на меридиане городов Краснотурьинск и Красноуральск. Ее ширина сильно варьирует, составляя обычно 4-6 км, местами достигая 15 км (район г. Краснотурьинска). Породы красноуральского комплекса слабо обнажены и изучены, главным образом, по керну скважин, пробуренных в районе Красноуральской группы колчеданных месторождений. Наиболее представительный коренной выход этих образований (обнажение «Каменная плотина») располагается на правом берегу р. Ляля выше устья р. Южной Половинной.

Комплекс представлен широким рядом пород от базальтов до плагиориолитов. Нижние части типовых разрезов (район г. Красноуральска) сложены преимущественно базитами, в средних частях одинаково широко представлены породы основного, среднего, умеренно-кислого и кислого состава, в верхних преобладают основные и средние вулканиты. В целом преобладают лавы и лавокластиты базальтового, андезибазальтового и андезитового состава. Количество кислых пород, представленных дацитами, риодацитами и риолитами, обычно не превышает 25-30 %, но в некоторых разрезах достигает 30-50 % (район Красноуральских колчеданных месторождений). Характерна частая перемежаемость различных фациальных разновидностей как по простиранию, так и в разрезе. Породы отличаются неоднородностью состава и структурно-текстурных особенностей, часто наблюдаются постепенные взаимопереходы между разными петрографическими разновидностями. Стратифицированные вулканические толщи прорваны многочисленнными штоками, дайками, жилами и силлами субвулканитов кислого состава, реже андезитов и долеритов. Субвулканические образования связаны постепенными переходами с интрузивными породами левинского комплекса.

Лавы основного и среднего состава, как правило, миндалекаменные, иногда пузыристые, часто имеют отчетливое шаровое сложение и перемежаются с брекчиевыми лавами, лавокластитами и гиалокластитами. Местами лавокластиты слагают до половины лавового разреза. Межшаровые пространства лав местами заполнены кремнистыми алевролитами и яшмоидами. Структура обычно афировая или микропорфировая. Реже встречаются порфировые разновидности, содержащие вкрапленники альбитизированного плагиоклаза и клинопироксена. Полуразложившаяся основная масса, состоящая из альбита, клинопироксена, хлорита, лейкоксена, имеет интерсертальную, пилотакситовую, вариолитовую, гиалопилитовую, микролитовую или спилитовую микроструктуру. Вулканиты кислого состава имеют сложные взаимоотношения с основными лавами, залегая в виде коротких лавовых потоков или экструзивных куполов с резкими контактами, участками автомагматических брекчий и ксенолитами основных лав. Состав кислых вулканитов меняется от плагиориодацитового до андезидацитового со всеми постепенными переходами, реже встречаются плагиориолиты и андезиты. Структура преимущественно мелко-среднегломеропорфировая с вкрапленниками альбита, реже кварца. Основная масса, состоящая из альбита, кварца, разложившегося биотита, хлорита, эпидота, сфена, апатита, имеет микропойкилитовую, фельзитовую, сферолитовую, трахитоидную, микролитовую, метельчатую, звездчато-микролитовую микроструктуры. Субвулканические образования отличаются от эффузивных только степенью раскристаллизации. Породы подверглись зеленокаменному метаморфизму, в процессе которого первичные структуры и текстуры обычно сохранялись, и лишь локально наблюдается слабое рассланцевание. Гидротермально-метасоматические процессы обычно приурочены к участкам автомагматических брекчий, которые местами превращены в хлорит-серицит-кварцевые, кварц-серицитовые метасоматиты и вторичные кварциты, содержащие сульфидную вкрапленность. С породами рассматриваемого комплекса

связаны колчеданные месторождения Красноуральской группы.

По петрохимическим особенностям вулканиты красноуральского комплекса имеют сходство с породами близкого им по возрасту кабанского комплекса, развитого в западной половине Тагильской зоны. Определяющей особенностью их химизма является принадлежность к тому же низкокалиевому типу пород известково-щелочной серии (рис. 8). В то же время, как установили Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [1995], они отличаются от пород кабанского комплекса более низким суммарным количеством щелочей, меньшим содержанием глинозема, титана, стронция и повышенной магнезиальностью. Наши данные подтверждают этот вывод. Кроме того, из имеющихся в нашем распоряжении материалов следует, что при пониженном общем содержании щелочей вулканиты красноуральского комплекса в среднем богаче калием. Поведение элементов-примесей изучено слабо. По сообщению Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1995], среднее содержание Rb в базальтах этого комплекса составляет 9 г/т, Sr – 98 г/т, Cr – 190 г/т, Ni – 100 г/т, Co – 30 г/т, V – 200 г/т, Zr – 45 г/т и Nb – 2 г/т. Судя по этим данным, рассматриваемые базальты заметно обогащены по сравнению с аналогичными породами кабанского комплекса никелем и рубидием, но значительно беднее стронцием при близком содержании остальных элементов.

Данные о возрасте красноуральского комплекса до последнего времени отсутствовали. Авторам настоящей статьи удалось обнаружить в прослоях осадочных пород среди вулканитов комплексы конодонтов, позволяющие датировать эти образования. На правом берегу р. Ляля выше устья р. Южной Половинной (обнажение «Каменная плотина») в прослоях яшмоидов среди базальтовых лав найдены конодонты *Icriodina (?) sp., Paltodus aff. debolti* Rexroad, *Plectodina aff. dilata* Stauffer, *Synprioniodina aff. excavata excavata* (Br. et Br.),

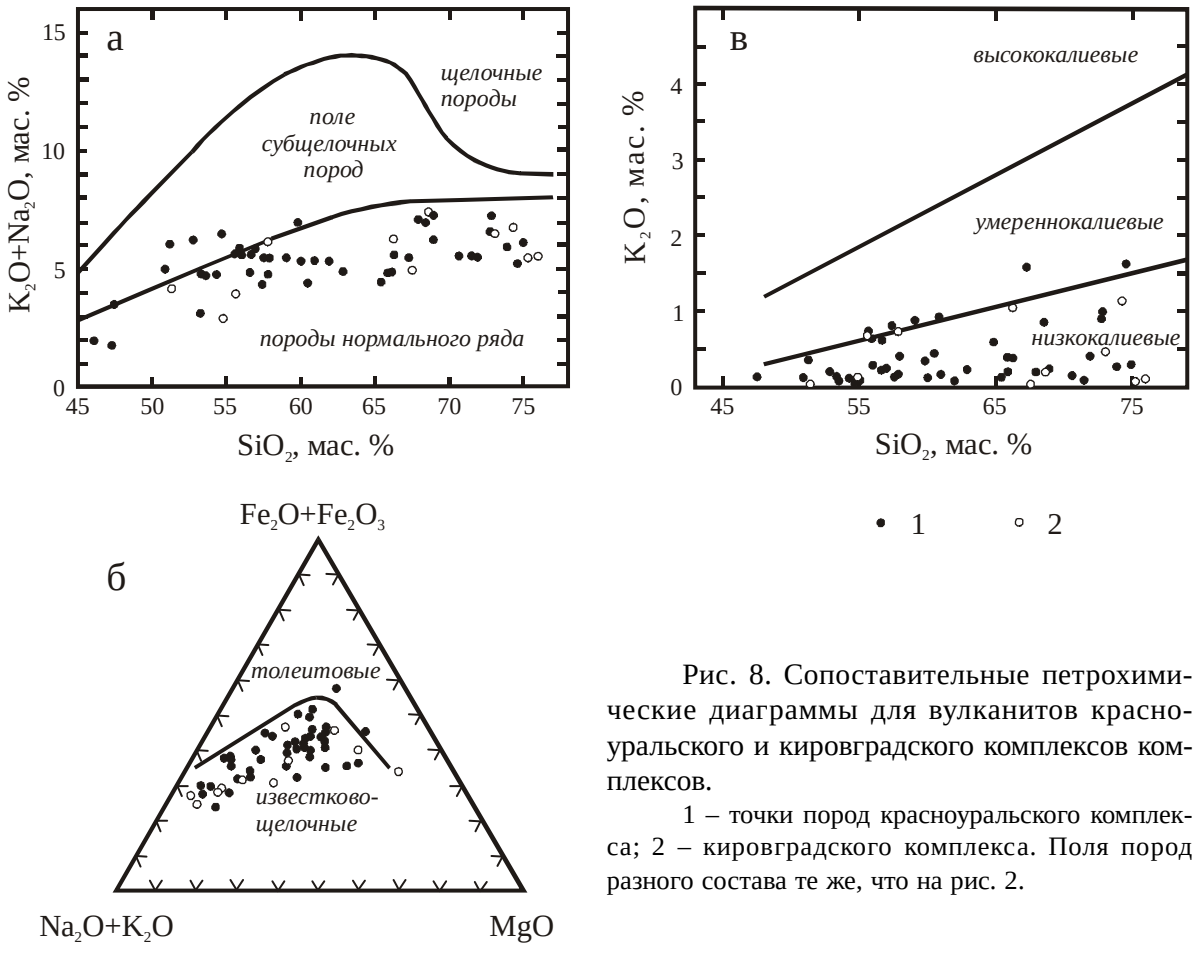


Рис. 8. Сопоставительные петрохимические диаграммы для вулканитов красноуральского и кировградского комплексов комплексов.

1 – точки пород красноуральского комплекса; 2 – кировградского комплекса. Поля пород разного состава те же, что на рис. 2.

Oistodus venustus Stauffer, *Ozarkodina sp.* В верховьях р. Лата в кремнистых алевролитах собран комплекс конодонтов *Ozarkodina aff. honoverensis* Nicoll et Rexroad, *Paltodus aff. fragilis* Br. et Mehl, *Panderodus cf. unicostatus* (Br. et Mehl), *Oistodus aff. breviconus* Br. et Mehl. Видовой состав конодонтов свидетельствует о принадлежности указанных комплексов к слоям, переходным от позднего ордовика к раннему силуру.

Как правило, вулканиты красноуральского комплекса со стратиграфическим несогласием перекрываются пржидольско-лохковскими вулканогенно-осадочными толщами туринского комплекса, но на широте г. Красноуральска известен согласный контакт с фаунистически охарактеризованными вулканогенными толщами павдинского комплекса. Образования, подстилающие породы красноуральского комплекса неизвестны. Вулканогенные толщи имеют отчетливые признаки подводных излияний (присутствие шаровых лав и ассоциация с кремнистыми алевролитами и яшмоидами). По данным Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1995], для них характерно широкое распространение параллельных диабазовых даек. Перечисленные особенности, в сочетании с положением рассматриваемых вулканитов в тылу островодужной постройки (павдинский, именновский, гороблагодатский и туринский комплексы), позволяют связывать их образование с задуговым спредингом.

Кировградский комплекс

Вулканогенные образования кировградского комплекса слагают прерывистую полосу шириной от 1-2 км до 4 км, протягивающуюся вдоль восточной границы Тагильской зоны, к востоку от полей развития красноуральского комплекса. Породы комплекса плохо обнажены, отдельные выходы наблюдаются лишь по берегам рек Лата, Полуденный Актай и Бол. Актай в районе дд. Карелина и Полуденная. Изученность кировградского комплекса пока недостаточна, данные о его возрастном положении полностью отсутствуют, в связи с чем необходимость выделения этого комплекса часто ставится под сомнение. Однако, по мнению авторов настоящей статьи, рассматриваемая ассоциация вулканических пород обладает достаточно хорошо выраженными особенностями и выделение ее в качестве самостоятельного магматического комплекса вполне оправдано, по крайней мере, до получения достаточно убедительных данных, противоречащих этому.

Главной отличительной чертой кировградского комплекса является слабо выраженная контрастность. В составе вулканогенных толщ обычно преобладают лавы миндалекаменных базальтов и андезибазальтов с участками лавобрекчий и лавокластитов, а также прослоями разнообломочных туфов кислого и смешанного состава. Реже отмечаются прослои туфоалевролитов, туфопесчаников и кремнистых пород. Кислые петрографические разновидности представлены преимущественно субвулканическими телами порфировых или микропорфировых плагиоклазовых или кварц-плагиоклазовых дацитов и риодацитов, иногда андезидацитов, значительно реже встречаются экструзивные и лавовые фации этих пород. Исключение составляют разрезы кировградского комплекса в районе пос. Нейво-Рудянка, где преобладают лавы, лавобрекчии, ксенолавобрекчии, разнообломочные туфы риодацитов и туфы смешанного состава. Широко развиты также экструзии и субвулканические тела микропорфировых риодацитов. Доля лав базальтов и андезибазальтов здесь не превышает 30 %. Андезитов ни в одном из изученных разрезов кировградского комплекса не отмечено, чем рассматриваемые образования принципиально отличаются от вулканогенных толщ красноуральского комплекса, в составе которых представлен весь ряд пород от базальтов до риолитов. В то же время, кировоградский комплекс не является и полным аналогом типичных контрастных комплексов, таких как кабанский, где разрыв между фемической и салической группой пород обычно значительно шире (не менее 10 % по содержанию SiO_2).

Базальты и андезибазальты кировградского комплекса представлены миндалекаменными и массивными афировыми, микропорфировыми и порфировыми разновидностями. В качестве вкрапленников, количество которых достигает 30 %, присутствуют зерна плагиоклаза, реже авгита размером от 0,1 до 4 мм. Основная масса афировых и микропорфировых разновидностей имеет витрофировую, микролитовую, пилотакситовую, нередко флюидальную структуры, для порфировых разновидностей характерны гиалопилитовая и

интерсертальная структуры. Андезидациты, дациты, риодациты и риолиты эффузивной и субвулканической фаций представляют собой порфировые и афировые массивные или флюидальные породы и отличаются только степенью раскристаллизации основной массы. Размер вкрапленников, представленных плагиоклазом, реже кварцем – 0,5-4 мм, количество – от единичных зерен до 20 %. Структура основной массы от фельзитовой и сферолитовой до гранофировой, призматическизернистой, гранитовой. Все породы подверглись зеленокаменному метаморфизму. Наиболее сильно он проявился в основных породах, которые практически полностью утратили первичный минеральный состав и диагностируются только по особенностям структуры.

Вулканиты рассматриваемой ассоциации относятся к тому же низкокалиевому типу известково-щелочных серий (рис. 8), что и породы пространственно ассоциирующего с ними красноуральского комплекса. Различие между ними ограничивается только тем, что здесь не обнаружены обогащенные натрием (до 5-7 % Na_2O) разновидности, встречающиеся среди базальтов красноуральского комплекса, однако, это может объясняться недостаточной представительностью имеющихся данных. Изучение геохимии элементов-примесей в вулканитах кировоградского комплекса на современном аналитическом уровне не проводилось.

Данные о времени формирования кировградского комплекса отсутствуют. Обычно он сопоставляется по возрасту с кабанским базальт-риолитовым комплексом, развитым в западной части Тагильской зоны, ввиду сходства вещественного состава этих образований [Шалагинов, Стефановский, 1998; Каретин, 2000, и др.]. Следует отметить, однако, что достаточных оснований для такой корреляции нет, поскольку эти комплексы занимают совершенно разное геологическое положение. Формирование кабанского комплекса происходило, как считает большинство исследователей, во фронтальной (западной) части позднеордовикско-раннесилурийской островной дуги, вулканиты же кировоградского комплекса развиты к востоку от островодужных построек и их образование, скорее всего, было обусловлено процессами задугового спрединга. С учетом этого, близость вещественного состава пород кабанского и кировградского комплексов не может служить доказательством их одновозрастности. Согласно другой точке зрения, образование кировградского комплекса не связано с ордовикско-силурийским этапом вулканизма [Зенков, Петров, 2003]. По мнению этих авторов, полоса развития кировградского комплекса представляет собой северное продолжение Магнитогорской зоны и рассматриваемые вулканиты следует считать аналогами среднедевонского карамалыташского комплекса Южного Урала. По-видимому, это предположение также нуждается в более строгом обосновании. Более вероятно, что кировградский комплекс близок по возрасту пространственно ассоциирующему с ним красноуральскому, который датирован нами на основании находок конодонтов поздним ордовиком-ранним силуром, однако окончательное решение этого вопроса будет возможно только в случае обнаружения среди рассматриваемых образований остатков руководящей фауны.

Комплекс параллельных долеритовых даек

Пачки параллельных даек долеритов и габбродолеритов типа «дайка в дайке» обнаружены среди габброидов и ультрамафитов зоны Серовско-Маукского разлома Г.А. Петровым, по данным которого и составлена приводимая ниже характеристика этих пород. Выходы даек наблюдались в коренных обнажениях по правому берегу р. Тагил на отрезке от устья р. Катаба до пос. Ясьва. Их мощность в изученных обнажениях колеблется от 0,1 до 3-5 м. Контакты имеют субвертикальное или крутое восточное падение. Хорошо выражены обычные для образований этого типа односторонние зоны закалки. Положение в зоне крупного разрывного нарушения обусловило интенсивный метаморфизм слагающих дайки пород. Преобладающая их часть представляет собой зеленокаменные уралит-соссюритовые породы, сохраняющие массивное сложение и реликты первичных порфировых и офитовых структур долеритов, но местами они превращены в сланцы и родингиты. По химическому составу долериты относятся к низкокалиевому типу пород нормальной щелочности ($Na_2O + K_2O$ = 1,5-4 % при преобладании натрия) и характеризуются относительно невысокой величиной железистости (Fe/(Fe+Mg) = 0,5-0,6). Среднее содержа-

ние Rb в них составляет 3 г/т, Sr – 225 г/т, Cr – 277 г/т, Ni – 182 г/т, Co – 42 г/т, V – 275 г/т, Zr – 19 г/т, Y – 18 г/т.

Изотопного датирования долеритов не проводилось, надежные геологические данные об их возрастных соотношениях с другими вулканическими комплексами также отсутствуют, что создает значительные трудности при решении вопроса о формационной принадлежности рассматриваемых образований. По-видимому, нельзя исключить возможность того, что они представляют собой корневые части вулканических построек, сложенных породами кировградского комплекса, фрагменты которых располагаются в непосредственной близости к западу. Однако, специфическая геологическая позиция (приуроченность к мафит-ультрамафитовой ассоциации офиолитового типа) и отсутствие пород кислого состава, являющихся неотъемлимой составной частью кировградского комплекса, позволяет, по мнению авторов настоящей работы, рассматривать параллельные долеритовые дайки в качестве самостоятельного магматического комплекса, составной части офиолитовой ассоциации.

Заключение

Полученные в последние годы данные о вещественном составе пород и возрастном положении вулканических комплексов позволили создать уточненный вариант схемы расчленения вулканических образований Тагильского фрагмента позднеордовикско-силурийской островной дуги. Результаты этих исследований свидетельствуют о том, что он состоит из двух зон, принципиально отличающихся по характеру. Западная обычно рассматривается в качестве барьерной зоны островной дуги, восточная – как задуговый бассейн [Язева, Бочкарев, 1995]. Выделение большего количества структурно-формационных зон в пределах Тагильского сегмента коры, как это предлагалось ранее некоторыми авторами, не оправдано.

Возрастной ряд вулканических комплексов западной части Тагильской зоны включает позднеордовикско-раннелландоверийский кабанский базальт-риолитовый комплекс и его аналоги (зюзельский – в южной части Тагильской зоны, валенторский и шемурский – в северной), средне- и позднелландоверийско-ранневенлокский павдинский базальт-андезит-риолитовый комплекс, венлокско-раннелудловский именновский базальт-андезибазальтовый комплекс, гороблагодатский базальт-андезитовый комплекс нормальной и повышенной щелочности, имеющий лудловский возраст, и туринский трахибазальт-трахитовый комплекс пржидольско-лохковского возраста. Возраст большинства перечисленных комплексов к настоящему времени достаточно надежно обоснован находками руководящей фауны, значительную роль при этом в последние годы сыграло использование конодонтовой стратиграфии. Недостаточно обоснованной пока остается датировка гороблагодатского комплекса. Кроме того, не получают объяснения последние данные о среднелландоверийско-ранневенлокском возрасте вулканитов верхней части шемурской свиты, рассматриваемых обычно в качестве аналога кабанского базальт-риолитового комплекса. По-видимому, этот вопрос нуждается в дальнейшем изучении.

Проведенные исследования подтвердили целесообразность выделения павдинского комплекса, что подвергается сомнению некоторыми исследователями изученного региона [Каретин, 2000, и др.]. Согласно полученным данным, павдинский комплекс отличается от именновского не только набором пород (базальты, андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты в павдинском комплексе, базальты и андезибазальты в именновском), но и меньшей долей субщелочных пород в его составе (в павдинском комплексе она составляет, по нашим данным, 18 %, в именновском повышается до 34 %), более высоким средним содержанием калия (количество низкокалиевых разновидностей пород в павдинском комплексе – 63 %, в именновском – 46 %) и возрастным положением. Относимые к павдинскому комплексу вулканогенные разрезы, представленные широким рядом пород от базальтов до риолитов, в настоящее время надежно датированы средним лландовери – ранним венлоком, а базальт-андезибазальтовые толщи именновского комплекса имеют более молодой венлокско-раннелудловский возраст.

Авторы согласны с предложением Ю.С. Каретина [1997, 2000] о выделении вулканогенных образований гороблагодатской толщи и ассоциирующих с ними субвулканических образований в качестве самостоятельного вулканического комплекса. Вулканиты этой ассоциации обладают хорошо выраженными особенностями химизма, являясь по вели-

чине щелочности промежуточными между породами именновского и туринского комплексов, и в типовых разрезах имеют характерный внешний облик, что позволяет выделять их уже в процессе полевых исследований.

Восточная часть Тагильской зоны отличается от западной отсутствием длинного возрастного ряда вулканических комплексов. По мнению авторов, здесь целесообразно выделение трех вулканических комплексов: красноуральского непрерывного базальт-андезит-риолитового, кировградского слабоконтрастного базальт-риолитового и комплекса параллельных долеритовых даек. Возрастные взаимоотношения этих комплексов не ясны. К настоящему времени на основании находок конодонтов удалось датировать поздним ордовиком-ранним силуром красноуральский комплекс, время формирования двух других комплексов не установлено. Вулканиты перечисленных комплексов перекрываются мощными толщами флишоидов, одновозрастных вулканическим образованиям туринского комплекса и содержащих их прослои.

Авторы признательны Г.А. Петрову, Ю.С. Каретину и А.Н. Глушкову за консультации и возможность использования некоторых материалов.

Исследования выполнялись при частичной поддержке РФФИ (проект 02-04-64109) и гранта «Ведущие научные школы» (НШ-85-2003.5).

Список литературы

Анцыгин Н.Я., Шурыгина М.В., Наседкина В.А. Новые данные по стратиграфии палеозоя Северного Урала // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. М.: Росгеолфонд, 1988. С. 111-121.

Анцыгин Н.Я. Схема стратиграфии ордовикских отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994. С. 34-46.

Башта К.Г., Шахторина Л.Н. Задачи, результаты и проблемы исследований Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. 1994. № 9-10. С. 78-85.

Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Новые данные по биостратиграфии района Уральской сверхглубокой скважины // Ежегодник-1996. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 7-9.

Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.

Глушков А.Н., Шурыгина М.В. К проблеме возрастного расчленения разреза СГ-4 // Уральская сверхглубокая скважина. Ярославль, 1992. С. 116-118.

Дианова Т.В. Вулканогенные горные породы восточной части Павдинского района // Материалы по петрографии и геологии главной (западной) вулканогенной зоны восточного склона Среднего Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1958. С. 3-139.

Зенков И.И., Петров Г.А. О распространении комплексов Тагильской и Магнитогорской мегазон в Южной части Среднего Урала // Вулканизм и геодинамика. Мат-лы II Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 648-653.

Иванов К.С., Снигирева М.П. Биостратиграфия и палеогеография позднеордовикско-силурийских островодужных комплексов Тагильской мегазоны Урала по данным бурения Уральской сверхглубокой скважины // Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 203-216.

Каретин Ю.С. О закономерностях локализации медноколчеданного оруденения Валенторского месторождения // Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1970. С. 267-269.

Каретин Ю.С. Новое в стратиграфии и корреляции вулканических комплексов Тагильской зоны Урала (по результатам бурения СГ-4) // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тез. докл. VI Уральского петрографического совещ. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. Ч. 2. С. 21-24.

Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 276 с.

Каретин Ю.С., Иванов К.С. Новые данные о РЗЭ в вулканических формациях района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 140-143.

Классификация и номенклатура магматических горных пород / О.А. Богатиков, В.И. Гоньшакова, С.В. Ефремова и др. М.: Недра, 1981. 160 с.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 248 с.

Козин Б.П. Остатки палеозойских вулканов центрального типа на восточном склоне Среднего Урала // Вулканические образования Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1968. С. 109-123.

Коровин Н.Ф. Эволюция вулканизма и металлогения силура и раннего девона средней части Тагильского прогиба // Палевулканические карты и металлогеническая специализация древнего вулканизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 116-122.

Корреляция магматических комплексов Среднего Урала / Под ред. Г.Б. Ферштатера, М.С. Рапопорта, В.Н. Смирнова. Свердловск: УрО РАН, 1991. 75 с.

Малахова Л.В., Чурилин Н.С. Базальтоидные гранитоиды и их комагматы в Тагильском прогибе (Средний Урал) // Вопросы геологии гранитоидов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1972. С. 33-75.

Румянцева Н.А., Юшкова Г.А., Шмелева К.Л., Кукуй А.А. Силурийская бонинитовая серия на Урале // Доклады АН СССР. 1989. Т. 304. № 4. С. 947-951.

Семенов И.В. Закономерности распределения элементов-примесей в вулканогенных породах андезит-базальтовой субформации на Среднем Урале // Вулканические образования Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1968. С. 85-107

Семенов И.В., Коленко Л.И., Штенке А.А. РЗЭ в базальтах вулканогенных формаций Уральской эвгеосинклинали // Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 36-64.

Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.

Сергиевский В.М. Краткий геологический очерк меденосной вулканогенной зоны Урала // Геология и полезные ископаемые Урала. Вып. 1. М.-Л.: Госгеолтехиздат, 1947. С. 169-177.

Сироткина О.Н. Геохимическая специализация и геодинамическая интерпретация магматических образований туринской свиты и кушвинского комплекса южной части Тагильской мегазоны (Средний Урал) // Вулканизм и геодинамика. Мат-лы II Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 420-424.

Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // Литосфера. 2003. № 2. С. 40-56.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1993. 151 л.

Ходалевич А.Н., Каретин Ю.С., Шурыгина М.В. Силурийская система // Мат-лы III Уральского межвед. стратиграфического совещ. Свердловск, 1977. Ч. 2. С. 5-20.

Чурилин Н.С. Базальт-трахитовая формация Урала // Сов. геология. 1989. № 1. С. 93-101.

Чурилин Н.С., Малахова Л.В. История формирования эффузивных и интрузивных членов базальт-трахитовой ассоциации в Тагильском прогибе на Среднем Урале // Проблемы петрологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973. С. 171-177.

Шалагинов В.В., Стефановский В.В. Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе изд.). Екатеринбург, 1998. 132 с.

Штрейс Н.А. Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 379 с.

Шурыгина М.В. Проблемы стратиграфии силура // Проблемы стратиграфии Урала. Ордовикская и силурийская система. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 20-27.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Постколлизионный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. № 4. С. 56-65.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32-44.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношение магматизма и геодинамики // Геотектоника. 2003. С. 75-86.

Irvine T.E., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. № 5. P. 523-548.

Рецензент доктор геол.-мин. наук И.В. Семенов