

АЦИДИТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И ВАЛИДНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ АЛТАЯ

Ю.А. Туркин, С.И. Федак

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское

Проблема определения фациальной принадлежности вулканитов остается одной из самых актуальных при картировании сложных регионов и в частности древних палеозойских комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Нередко в практике геолого-съёмочных и поисковых работ отнесение конкретных стратиформных геологических тел базальтов, андезитов, риолитов к субвулканическим образованиям требует целой системы доказательств, но при этом упускается из виду, что альтернативное отнесение данных пород к эффузивам таких доказательств никогда не требовало и осуществлялось «по умолчанию» только по одной причине их пластового залегания. И если для пород основного состава уже есть попытки решения данного вопроса [6, 11, 12], то для вулканитов кислого состава эта проблема еще только требует своей постановки. Сложность данного вопроса заключается не только в трудностях диагностики пород с определением их фациальной принадлежности (эксплозивной, покровной, экструзивной или субвулканической фаций вулканитов), но и в уже традиционных устоявшихся взглядах на субпластовые и пластовые тела риолитоидов как на более вероятные покровные эффузивные образования. Нередко этому способствует дефицит информации: фрагментарная обнаженность площади и отсутствие наблюдаемых контактов тел, недостаточная петрографическая изученность пород, их сильная измененность и целый ряд других объективных факторов. Но есть и не менее существенные субъективные факторы, к которым, кроме сомнений и привычек, можно отнести существование принятых и апробированных региональных схем стратиграфии, серийных легенд, карт предшественников, мнений многих оппонентов, рецензентов, экспертов. И здесь, наверное, не лишним будет вспомнить небезызвестное выражение: «Факты беспомощны, если нет людей, готовых с ними считаться». Иногда груз наших прежних знаний, в чем-то возможно и ошибочных, слишком тяжел и мешает взглянуть на повседневные проблемы или что-то новое с необходимой беспристрастностью.

Предпосылки постановки проблемы. Одним из самых эффективных подходов в изучении геологических тел, их генезиса и строения на современном уровне наших знаний остается актуалистический метод. При всем его несовершенстве, наличии многих оговорок и дополнений ему нет альтернативы при изучении поверхности Земли. С данных позиций чаще всего рассматриваются и вулканогенные образования; картирование древних вулканов и областей вулканизма было бы невозможно без аналогий с современными проявлениями вулканической деятельности. Все основные понятия – кальдера, экструзивный купол, отложения «палящих туч» и многие другие – пришли в геологию из современной вулканологии. Предположения об исключительных или существенных отличительных особенностях древнего вулканизма (по крайней мере, на протяжении фанерозоя) не имеют убедительного подтверждения и остаются пока только догадками, а по мнению известного геолога и вулканолога Е.К. Мархинина «...накопленные на сегодняшний день факты позволяют говорить о том, что наблюдаемые ныне типы вулканизма, вулканические породы и особенности вулканических извержений были характерны и для геологического прошлого» [7]. Таким образом, для установления истины будет вполне целесообразным обратиться к современным наблюдаемым вулканическим явлениям и, прежде всего, к особенностям кислых расплавов, образуемых ими пород и формам геологических тел.

Главной и наиболее примечательной особенностью кислых расплавов, то есть расплавов с высоким содержанием кремнекислоты является их очень высокая вязкость, возрастающая с падением давления и температуры и на поверхности достигающая своего максимума. При этом, чем выше кремнекислотность расплава, тем выше его вязкость; при атмосферном давлении вязкость риолитовой лавы более чем в 1000000 раз превышает вязкость базальта и составляет $n \cdot 10^{10} - 10^{12}$ пуаз. Это означает, что попадающая на поверхность высококремнеземистая лава при резком падении давления и температуры вытекает из кратера вулкана на его склоны примерно так же, как выдавливается густой крем из тьюбика. Обводненность лавы и насыщенность ее летучими компонентами принципиально не меняют данную ситуацию даже при высокой температуре и падении вязкости до 10^8 пуаз, но в конечном итоге приводят к взрыву расплава, пемзообразованию и эксплозии. По наблюдениям за деятельностью современных вулканов [7, 8, 10 и др.], главной и доминирующей формой ацидитового вулканизма является именно эксплозия в сочетании с формированием экструзивных куполов различной формы. Коэффициент эксплозивности (по Ритману) современных областей андезитоидного и риолитоидного вулканизма (в частности, Андийской окраины Южной Америки) составляет более 90%, в случае преобладания риолитоидных извержений обычно не опускается ниже 98-99% [10]. То есть, эффузивные потоки и, тем более, покровы риолитов – очень большая редкость в вулканах с извержениями кислых лав, в которых основные продукты вулканической деятельности представлены пирокластитами. По данным Е.К. Мархинина [7], главные продукты вулканической деятельности при извержении вязкой (то есть существенно риолитоидной) лавы, обедненной летучими компонентами, представлены экструзивными лавовыми куполами и крупнообломочными лавами мантии куполов, а при извержении вязкой

1. Типы вулканических продуктов (по Е.К. Мархинину)

Характер лавы	Характер извержения	Главные продукты вулканической деятельности	Второстепенные продукты вулканической деятельности
Вязкая лава, богатая летучими	Сильные взрывы, серии сильных взрывов, вертикальных или наклонных	Пеплы и пемзы, распространяющиеся на огромных площадях Отложения пирокластических потоков Отложения палящих туч, игнимбриты	Отложения грязевых потоков
Вязкая лава, обедненная летучими	Выжимание экструзивных куполов, сопровождаемое средней силы взрывами и скатыванием раскаленных лавин	Лавы куполов, крупнообломочная лава мантии куполов	Отложения небольших пирокластических и грязевых потоков. Пеплы, распространяющиеся на ограниченных площадях
Лавы средней вязкости	Средней силы взрывы и излияния потоков с глыбовой поверхностью	Шлаки конусов, лавы потоков с глыбовой поверхностью	Пеплы, бомбы типа «хлебной корки» и веретеновидные
Лавы низкой вязкости	Слабые взрывы, излияния потоков со сглаженными поверхностями	Лавы потоков с волнистой, канатной и другого типа сглаженными поверхностями, шлаки	Пеплы, бомбы самых разных форм, микробомбы, «волосы Пеле»

лавы, богатой летучими – отложениями пирокластических потоков и палящих туч, пемзами и пеплами, распространяющимися на огромных площадях. И только лавы средней вязкости, какими являются лавы андезитового состава, способны формировать лавовые потоки с глыбовой поверхностью и шлаковые конуса, в отличие от базальтов, образующих потоки и покровы со сглаженными поверхностями (табл. 1).

В то время как эффузивные потоки лав риолитов кристаллизуются при стремительном падении давления и температуры, что резко увеличивает вязкость кристаллизующего расплава и снижает подвижность лавы, даже в относительно малоглубинных приповерхностных условиях температура и давление кристаллизации кислых расплавов не испытывают резких изменений. По данным Е.К. Мархинина [7], глубина формирования субвулканических интрузий варьирует от нескольких сот метров до нескольких километров. По экспериментальным данным, в закрытых камерах, даже на небольших глубинах (первые сотни метров от поверхности) внешнее литостатическое давление существенно отличается от атмосферного и достигает на глубине около 1000 м около 0,25 кбар или 2000-2500 атм. При этом давление даже в нижних частях мощного эффузивного потока не может превышать 20-40 атм. [8]. Повышение давления от 100 до 1000 атмосфер при температуре 500° снижает вязкость кристаллизующегося расплава с 10^{12} до 10^8 пуаз, а при температуре 900° до 10^6 пуаз. По экспериментальным данным, в закрытой системе, какой в первом приближении является камера кристаллизации субвулканического тела, при давлении 165 атмосфер и при температуре 1000° вязкость снижается до $2 \cdot 10^5$ пуаз. Еще более снижает вязкость расплава (при условиях его глубинной кристаллизации) его водонасыщенность, при содержании в системе воды от 1 до 10% вязкость стеклованного расплава при температуре 900-1000° снижается до 10^3 - 10^4 пуаз, что уже соответствует вязкости базальтового расплава. Все это означает, что даже на небольшой глубине в относительно закрытой системе риолитовая лава обладает значительной подвижностью, что позволяет ей внедряться в межпластовые ослабленные зоны по поверхностям несогласий и образовывать силлообразные и пластообразные интрузивные залежи - субвулканические тела значительной протяженности [8].

По наблюдениям В.В. Наседкина [8], редкие лавовые потоки кислого состава современных и кайнозойских вулканов обычно имеют зональное строение, зону брекчий в основании и заканчиваются обрывом или крутым склоном, то есть тупо выклиниваются. Внутренние части наиболее мощных потоков сложены риолитом фельзитового или сферолитового строения, внешние – перлитом и обсидианом, как и потоки малой мощности. Вкрапленники в эффузивных риолитах – большая редкость. И есть еще одно важное обстоятельство, которое, по убеждению авторов, обязательно должно учитываться при картировании палеовулканических областей. Редкие потоки вязкого течения кислых лав локализуются на склонах и только в исключительных случаях достигают подножий вулканов и пемзово-туфовых конусов, которые, как правило, в первую очередь подвергаются денудации и разрушению в процессе формирования осадочно-вулканогенных толщ, а это означает, что присутствие эффузивных риолитов в стратиграфических разрезах в чередовании, например, с алевролитами и туфопесчаниками не только весьма маловероятно, но практически невозможно. В целом, у потоков вязкого течения и экструзивных куполов в большинстве случаев одна судьба (как и всех гор) – быть разрушенными, поэтому в древних вулканогенно-осадочных толщах, даже по сравнению с современными вулканами, еще не подвергнутых денудации при завершении вулканической деятельности (или деятельности отдельного вулкана), присутствие в разрезе сохранившегося эффузивного ацидитового потока – большая редкость в виде исключения из общего правила. Все выше изложенное является достаточным основанием для критического пересмотра существующих стратиграфических схем с участием эффузивов кислого, да и любого другого состава палеовулканических областей, в частности стратиграфии девона Горного и Рудного Алтая с большим количеством свит и подсвит, в кото-

рых «эффузивные» риолиты занимают до 50% и более от общего объема подразделений.

Ацидиты в стратиграфии девона Алтая. В ныне действующих стратиграфических схемах девона Горного и Рудного Алтая выделено несколько подразделений, в которых предполагается присутствие кислых эффузивов, при этом часто по объему (суммарной мощности потоков и покровов) они не уступают или даже преобладают над пирокластическими и пирокласто-осадочными породами. В Горном Алтае это – куратинская, саганская, корумкешинская, аксайская, саглинская, коргонская, байгольская, улусукская свиты; риолитоидная толща тельбесской серии; в Рудном Алтае – мельничная (с риолитовой средней подсвитой), сосновская, давыдовская свиты. В качестве ацидитовых потоков и прослоев пластовые и субпластовые тела риолитоидов включены также и в разрезы целого ряда других девонских стратиграфических подразделений. На протяжении многих лет обширные поля слабо раскристаллизованных и порфириновых пород кислого состава картировались как покровные образования и априорно включались в состав стратонив. Очень характерно это проявлено для Аксайского, Уйменского прогибов, Холзунской линейной зоны и многих других районов Алтая, что нередко «обосновывалось» фаціальными замещениями пирокласто-осадочных толщ эффузивами при приближении к вулканическим постройкам. Да, такое принципиально возможно, но это не значит, что любой риолит или дацит на простирании вулканогенно-осадочной толщи – покровный, а решение о включении таких ацидитовых тел в состав стратиграфических подразделений может приниматься, главным образом, только на основании теоретических рассуждений без учета других данных. К таким данным относятся: а) хорошая раскристаллизация и порфирировая структура в краевых частях субвулканических тел и ее отсутствие в потоках вязкого течения; б) отсутствие в разрезах отложений пирокластитов не допустимо для эффузивов кислого состава; в) локализация риолитовых тел среди осадочных пород (песчаников, туфопесчаников, алевролитов, известняков) весьма маловероятна для эффузивов (как и осадочных пород среди эффузивов), для которых характерно залегание среди пирокластитов, наличие стекловатых разностей в краевых частях потоков, шлаков и пемзы на поверхности и брекчий в основании тел; г) резкая количественная подчиненность кислых и средних вулканических эффузивной фации пирокластическим и пирокласто-осадочным породам, в соответствии с реально наблюдаемыми в настоящее время коэффициентами эксплозивности, составляющими в подавляющем большинстве случаев не более 3-5% от общего объема извергнутых на поверхность вулканических продуктов; д) термальное воздействие и наличие мелких апофиз (дивертикул по Г.С. Федосееву) во вмещающих породах кровли ацидитовых субвулканических тел; е) хорошая выдержанность по мощности и простиранию структурно-текстурных особенностей риолитоидов субвулканической фации, что обеспечивается кристаллизацией расплава при относительно медленном падении температуры и давления (и при постоянном давлении флюидной фазы) и значительные их вариации в эффузивных образованиях; ж) весьма низкая вероятность нахождения потоков вязкого течения, то есть риолитоидов эффузивной фации на удалении от палеовулканических аппаратов и центров извержений; з) согласное залегание пластовых тел риолитоидов более характерно для субвулканических силлов, тогда как формирующиеся на склонах вулканов потоки вязкого течения при возможном их перекрытии пластами туфопесчаников и других пирокласто-осадочных пород (за исключением облекающих пепловых покровов, сохранность которых в разрезах более чем проблематична) должны быть несогласными с перекрывающими их слоями; и) неровные и часто глыбообразные нижние границы эффузивных потоков лав кислого состава в связи с их налеганием на эродированные поверхности склонов. В современных вулканах ацидитовые потоки вязкого течения представлены обычно обсидианами, перлитами, пехштейнами (в зависимости от содержания воды), менее – полосчатыми фельзитовыми и сферолитовыми риолитоидами (центральные части мощных потоков), подстилаются и перекрываются пемзами (шлаками) и другими пирокластами. При этом очень трудно предста-

вить себе поток кислой лавы, растекающийся по поверхности напластования и согласно перекрывающийся пластами туфопесчаников, известняков, алевролитов и других осадочных пород.

Характерный пример необоснованного отнесения пород кислого состава к покровной фации, с включением их в разрез саганской (рыковской) свиты среднего девона, наблюдался авторами в правобережье реки Байгол (район Байгольского кривуна) в Лебедском прогибе, где на красноцветные алевролиты (ранее каралькинская свита) «налегают» породы тонкокристаллического строения, под микроскопом обнаруживающую гранофировую структуру. Мощность тела превышает 200 м при общей однородности, массивности и выдержанной степени раскристаллизации пород. Выше по разрезу развиты осадочные и туфогенно-осадочные породы байгольской свиты с редкими прослоями пепловых туфов. Ранее (Кривчиков и др., 1978; Сомов и др., 1988; Бабин и др., 1991) все пластовые и субпластовые тела риолитов Лебедского прогиба описывались как эффузивы без учета особенностей их залегания и структурно-текстурных особенностей пород.

В Уйменском прогибе и Кылайской грабен-синклинали в различное время выделились существенно риолитоидные угульская, рыковская, саганская свиты, содержащие в разрезах отложений до 50% и более «эффузивных» риолитов, риодацитов, дацитов, трахириолитов, в ряде случаев количественно преобладающих над пирокластическими породами (Гурский и др., 1979; Носков и др., 1987 и др.). Весьма красноречиво об ошибочности такого подхода свидетельствует тот факт, что тела подобных и аналогичных пород в одних случаях, при залегании в разрезе саганской свиты, относились к эффузивам, а в других, при залегании среди отложений подстилающих кубойской и нырнинской свит – к субвулканическим образованиям. При проведении более поздних геолого-съёмочных работ (Коржнев, Туркин, 1992; Туркин и др., 2001) нами многие из считавшихся ранее покровными риолитоиды были отнесены к субвулканической и жерлово-экструзивной фациям, как и целый ряд тел базальтоидов с характерными особенностями контактов и хорошей раскристаллизованностью [11]. В плане данные тела нередко сливаются, в разрезе имея многоэтажное строение с развитием однотипных пород на различных стратиграфических уровнях, и иногда соединены с изометричными и груболинзовидными субвулканическими телами гранит-порфиров (Кылайский массив в Горном Алтае, Рубцовско-Захаровский вулcano-плутонический массив в Рудном Алтае и др.).

В районе хребта Сумультинские Белки (центральная часть Уйменского прогиба) установлено широкое развитие пластовых пород риолитоидного состава, представляющих собой субвулканические породы кислого состава, интенсивно измененные в результате метасоматоза кремне-щелочного профиля (Коржнев, Туркин, 1992). Ранее, а также при проведении тематических пород (Фромберг, 1992) данные породы относились к покровным фациям вулканитов. По наблюдениям авторов, тела кислых пород проявляют признаки субвулканических образований и локализованы в зоне разломов взбросо-сдвиговой и взбросо-надвиговой кинематики с морфологией взрезов. Риолитоидные тела центральной зоны имеют плитообразную форму, крутые падения и находятся на простирании крупной жерловой постройки горы Бель, отдельные более мелкие субпластовые тела пород кислого состава на удалении от центральной трещинной зоны часто контактируют с метасоматически измененными («ощелоченными») песчаниками и обнаруживают раскристаллизованные структуры до образования гранофиров и гранофир-порфировых микрогранитов. Наряду с конкордантными субвулканическими телами риолитоидов, в данном районе весьма широкое развитие имеют силлы долеритов сумультинского комплекса.

В Холзунско-Сарымсактинской зоне, на Холзунском и Коксинском хребтах, в верховьях рек Хайдун, Коксочка, Ночная по результатам работ по ГДП-200, в последние годы [12] установлено развитие мощных субвулканических трещинных и субпластовых тел калиевых и

ультракалиевых риолитов, трахириолитов и трахириодацитов, ранее традиционно относящихся к эффузивной фации и включенных в разрез коргонской свиты эмс-эйфельского возраста. Ранее Г.М. Щербой с соавторами [2] здесь выделялся гипабиссальный хайдунский комплекс с широким развитием калиевых риолитов и силекситов. Весьма характерно залегание риолитоидных тел в верховьях реки Ночной, где они локализованы среди метаморфических сланцев раннепалеозойского терехтинского комплекса, при этом подобные по составу и структуре порфиновые риолитоиды развиты в эндоконтактной фации расположенного здесь же Ночного массива порфиroidных и среднезернистых гранитоидов, а также в виде дайковых тел в его центральной части. Данные породы по составу и предпочтительному развитию в виде нередко крупных линзовидных и линейных субвулканических массивов подобны ацидитам, распространенным в более северо-западных районах в Коргонской шовной зоне – западной части Коргонского прогиба, где калиевые риолиты прорывают фаунистически охарактеризованные отложения верхнеживетской еловской свиты. В Холзунской линейной зоне (район Холзунского и Коксинских железорудных месторождений), в ареале развития данных субвулканических интрузий, и массивы риолитоидов, и вмещающие их пирокластические и пирокласто-осадочные породы коргонской свиты подвергнуты интенсивному кремне-щелочному метасоматозу преимущественно калиевого профиля, что, в целом, можно считать типичным для пород субвулканической фации, тогда как для образований экструзивных и эффузивной поверхностных фаций более характерны гидротермально-метасоматические изменения березитоидно-аргиллизитового и вторично-кварцитового типов. Последние на глубине формирования субвулканических тел представлены мелкими локальными, обычно жильными образованиями.

В Аксайском и Калгутинском прогибах на юго-востоке Горного Алтая значительные по площади распространения поля преимущественно порфириновых риолитов и дацитов также ранее включались в состав стратифицированных подразделений, главным образом, раннедевонской аксайской свиты, чему не послужило препятствием ни однородность пород на больших пространствах, ни их относительно хорошая раскристаллизация (до гранитов и гранодиорит-порфиров), ни отсутствие прослоев туфов и вулканических брекчий, ни секущие границы риолитоидных тел. В настоящее время здесь установлено (Туркин, Федак, 2008) очень широкое развитие пород субвулканической фации, среди которых распространены калиевые риолитоиды, присутствие которых фиксируется в Уйменском и Коргонском прогибах, Холзунско-Сарымсактинской зоне, многих других районов Алтая, а также в прогибах Западного Саяна. В целом ряде случаев с калиевыми риолитами ассоциировано урановое оруденение, для которого типична связь с породами, испытавшими интенсивный кремне-щелочной метасоматоз, что, в свою очередь характерно для субвулканических и жерловых образований. Также вряд ли целесообразно относить к эффузивной фации (корумкешинская свита) огромные поля риолитоидов Северо-Чуйского хребта.

В Аксайском прогибе, по результатам проведения геолого-съёмочных работ масштаба 1:50000 (Крупчатников и др., 1993), выделены два центра вулканизма: Аксайская и Оюмская палеовулканические постройки, сложенные, по мнению авторов (что принято Алтайской серийной легендой и повторено на карте листа М-45) преимущественно покровными эффузивными образованиями андезитового и дацит-риолитового состава. По данным В.И. Крупчатникова, включившего ранее выделяемую терригенно-андезитовую (муздыбулакскую) толщу в аксайскую свиту в качестве нижней подсвиты последней, разрез верхнеаксайской подсвиты (собственно аксайской свиты согласно серийной легенды) в левобережье реки Уландрык представлен мощной толщей (750 м) порфириновых, часто флюидальных риолитов и трахириолитов, подстилающихся горизонтом фиолетово-розовых пизолитовых туфов низкощелочных риолитов мощностью 5 м (по мнению других геологов – сфероидных лав), залегающим на песчаниках и конгломератах нижнесилурийской тархатинской свиты. В Оюмской палео-

вулканической постройке, по данным тех же авторов, 90% мощности нижнеаксайской подсвиты занимают эффузивные андезиты, а в Аксайском палеовулкане в стратиграфический разрез аксайской свиты включаются (снизу вверх): 1. Пачка песчаников, туфов, туффитов с горизонтом конгломератов в основании – 70 м; 2. Порфиновые трахиандезиты – 260 м; 3. Порфиновые калиевые дациты – 130 м; 4. Пачка туфов с пизолитовой и шаровой отдельностью с горизонтом известковистых песчаников в основании – 265 м; 5. Лавы и туфы (не более 20%) низкощелочных ультракалиевых риолитов – 430 м; 6. Порфиновые калиевые риолиты и трахириолиты с редкими прослоями (менее 10%) алевритовых и псаммитовых туфов – 1250 м; 7. Афировые и редкопорфиновые калиевые трахириолиты красных оттенков с редкими прослоями (менее 20%) алевритовых и псаммитовых туфов – 700 м. Даже если за туфы не были приняты туффзиты или зоны брекчирования, беглого взгляда на данный разрез достаточно, чтобы убедиться в том, что он не сопоставим ни с одним из фрагментов современных вулканических областей. Такого количества эффузивных риолитов нет нигде. Коэффициент эксплозивности аксайского вулканизма по приведенным разрезам составляет максимум 20%, что реально только для океанического базальтового вулканизма, но не наблюдается ни в одном андезитоидном или риолитоидном вулкано-плутоническом поясе современных активных континентальных окраин и островных дуг. Также обращают на себя внимание структурно-текстурные особенности риолитов и трахириолитов - часто проявленная порфирированность и раскристаллизованность основной массы, нередко характеризующейся микропойкилитовой, аллотриоморфнозернистой, сферолитовой и микропегматитовой структурами, типичными для субвулканических пород.

Более всего актуален вопрос об определении фаціальности и условий образования риолитоидных пород для Рудного Алтая, где при попытке детализировать стратиграфический разрез девонских отложений, вмещающих колчеданно-полиметаллическое оруденение, были выделены (Караулов, 1991, 1992) и включены в серийную легенду (Шокальский и др., 1999) свиты и подсвиты, в значительной степени состоящие из вулканических пород кислого состава. Позднее Я.М. Гутаком, О.В. Мурзиным были составлены опорные разрезы девона Рудного Алтая [9] с участием достаточно «спорных», с нашей точки зрения, стратонев. К таким подразделениям, прежде всего, нужно отнести среднюю подсвиту мельничной свиты раннего-среднего девона, выделенную как аналог ранее выделявшейся (в Казахстане - и поныне) таловской свиты (со стратотипом по субвулканическому массиву на правом берегу р. Таловка восточнее Николаевского месторождения в Казахстане), сосновскую и давидовскую свиты среднего девона. Наличие покровных эффузивных риолитоидов предполагается также в верхней подсвите позднеживетско-франской каменевской свиты и в ряде других свит. На протяжении многих лет достаточно детального изучения Рудного Алтая не всеми геологами поддерживалась традиция чуть ли не повсеместного выделения эффузивной фации риолитоидов; так, В.Ф. Михайловым с соавторами (1974, 1977) риолиты были исключены из стратиграфических разрезов девонских свит, в Б.П. Бедарев, на основании многочисленных наблюдений за контактами риолитоидных тел в скважинах и обнажениях Березовско-Белоусовского, Орловского, Николаевского рудных полей Прииртышского района, бассейна реки Таловки (стратотипа таловской свиты), придерживался совсем крайней точки зрения, считая все вулканогенные породы Рудного Алтая интрузивными образованиями более позднего возраста [1]. Уж очень откровенно не «эффузивными» оказывались взаимоотношения тел риолитоидов и осадочных пород при более детальных исследованиях.

Мельничная свита раннего-среднего девона выделена на Мельничных Сопках у северо-западной окраины г. Змеиногорска и подразделена на три подсвиты [9]. Состав свиты достаточно однообразен и характеризуется чередованием полимиктовых, нередко известковистых песчаников, алевролитов, туфопесчаников, туффитов и туфов преимущественно кислого состава. Главным и по существу единственным «делителем» является средняя подсви-

та, не имеющая самостоятельной палеонтологической характеристики и в стратотипе представленная единственным маломощным телом риолитоидов. В типовых опорных разрезах в районе стратотипа (по О.В. Мурзину, 2001) состав среднемельничной подсвиты на 97,5% (при общей мощности разреза 133,3 м) представлен туфами риолитов, подобными развитым в нижнемельничной подсвите, а в Золотушинской депрессии – на 68% - двумя телами (общей мощностью 146,6 м при мощности всего разреза подсвиты 214,7 м) порфировых риолитов, залегающих на известковистых алевролитах и перекрывающихся алевролитами с прослоями туфопесчаников. То есть коэффициент эксплозивности в последнем случае (с учетом присутствия осадочных пород) составляет менее 30%, что не реально для данного типа вулканизма. При этом следует отметить, коэффициент эксплозивности отражает характер соотношения пирокластитов и эффузивных продуктов в каждый конкретный момент геологического времени и не есть нечто усредненное на все время вулканической деятельности в районе. Все выше изложенное означает, что при интерпретации тел риолитов субвулканическими образованиями, на что указывает целый ряд прямых и косвенных признаков, и извлечении их из разреза среднемельничной подсвиты не остается ничего, подтверждающего самостоятельность существования данного подразделения и принципиально отличающего его от разрезов нижней или верхней подсвиты. То есть целесообразность выделения среднемельничной подсвиты и ее валидность вызывает большие сомнения.

Сосновская свита также не имеет палеонтологической характеристики и ее возраст условно принят живетским по положению в разрезе между эйфельско-раннеживетскими отложениями верхней подсвиты мельничной свиты (стрижковские и бобковские слои) и верхнеживетскими отложениями заводской свиты. Стратотип свиты в Змеиногорском прогибе (в 2-х км к запад-северо-западу от Змеиногорска) включает порфировые риолиты и лавобрекчии риолитов (58% разреза), однородные массивные туфы риолитов зеленовато-серой окраски (42% разреза) и силл мелкозернистых базальтов. Если рассматривать риолиты и их брекчированные разности как субвулканические образования, что более логично, свита будет представлена одной относительно мощной (233 м) и не выдержанной с удалением от вулканических центров пачкой туфов, залегающей между алевролитами мельничной свиты и мелкозернистыми туфопесчаниками заводской свиты. Представляется весьма спорным валидность подобного стратиграфического подразделения.

В Прииртышской подзоне (Золотушинской депрессии) наиболее полный разрез сосновской свиты по О.В. Мурзину [3,4] включает: лавобрекчии риодацитов в нижней (12,0 м) и в верхней (125,2 м) частях свиты (70% разреза), риолиты мелкокрапленные (54,2 м или 28% разреза) и кремнистые алевролиты (4,0 м или 2% разреза), подобные развитым как в подстилающих, так и в перекрывающих отложениях. Залегающие в верхах разреза лавобрекчии риодацитов согласно (по данным О.В. Мурзина) перекрываются алевролитами заводской свиты, кроме того, по тем же данным, мелкокрапленные риодациты и лавобрекчии риодацитов присутствуют в разрезах и подстилающей верхнемельничной подсвиты, и перекрывающей заводской свиты при очень небольшом количестве в заводской свите, что особенно характерно для Рубцовского рудного района, пирокластических пород. Нетрудно подсчитать, что коэффициент эксплозивности «сосновского цикла» вулканизма, длительность которого согласно схеме стратиграфии, даже при интерпретации алевролитов перемытыми пирокластическими продуктами, занимает значительную часть живетского времени, составляет не более 2%, что не имеет аналогов в современных ацидитовых вулканических областях и абсурдно с физико-химической точки зрения. Залегание риолитоидных тел среди алевролитов, часто кремнистых и, вероятно, окремненных, раскристаллизованность пород, отсутствие в разрезе пирокластических образований не позволяют относить их к эффузивным покровным образованиям – потокам вязкого течения. Но в случае исключения из разреза риодацитов и их брекчированных разностей сосновская «свита» будет представлена в «наиболее полном

разрезах» пластом темно-серых кремнистых алевролитов мощностью 4,0 м, подобных пространственным по всему девонскому разрезу отложений Рудного Алтая. Такое стратиграфическое подразделение вряд ли может считаться валидным.

Давыдовская свита выделена из разреза девонских отложений Рудного Алтая достаточно давно, но ранее в данное подразделение входили и пачки пирокласто-осадочных пород (Выдрин, Венцловайте, 1959), в настоящее время включенные в разрезы отложений заводской или каменевской свит. Оставшиеся (по Караулову, 1991, 1992, Гутаку с соавторами, 2000, Мурзину, 2001) в разрезе давыдовской свиты существенно риолитоидные вулканогенные породы, как и сосновская свита, не имеют палеонтологической характеристики, но возраст их определяется весьма «точно» по залеганию между подстилающими отложениями заводской свиты и перекрывающими отложениями каменевской свиты. При этом и первые, и вторые (в своей нижней части) характеризуются фаунистическими комплексами мазаловско-китатского горизонта верхнего живета, что уже само по себе ставит под сомнение выделение давыдовской свиты в современном виде. В Золотушинской депрессии подошва давыдовской свиты проводится по горизонту ксенотуфов кислого состава мощностью 14,5 м, а наиболее полный разрез отложений данной свиты при общей мощности 345,3 м (по О.В. Мурзину) включает также туфы (63,6 м), горизонт туфоконгломератов (2,8 м) и серию тел порфирированных риодацитов и лавобрекчий риодацитов (264,4 м), при этом лавобрекчии верхней части свиты перекрываются алевролитами каменевской свиты. Коэффициент эксплозивности по данному разрезу составляет менее 24%, а в целом по разрезу докаменевских вулканогенных отложений Золотушинской депрессии – менее 40%. Даже если предположить перемыв и переотложение пирокластов в виде всех пирокласто-осадочных и осадочных пород разреза и считать риолитоиды эффузивными, коэффициент эксплозивности ранне-среднедевонского вулканизма в этом районе Рудного Алтая составил бы 60%. Еще раз следует подчеркнуть, что в современных и кайнозойских областях риолитоидного и даже существенно андезитоидного вулканизма этот показатель, как правило, не опускается ниже 90%.

В Змеиногорском прогибе, в стратотипическом разрезе давыдовской свиты, расположенном на севере Заводских Сопок в 2-х км севернее Змеиногорска, по данным В.Н. Выдрин, Е.И. Венцловайте (1959), на маломощной (10 м) пачке конгломератов, гравелитов, туфоконгломератов с прослоями туфов кислого состава и пропластками аргиллитов залегает мощная (180 м) пачка туфов риодацитов и туфопесчаников с прослоями лав риодацитов. Выше залегает еще одна пачка (25 м) туфоконгломератов, в средней части с кислыми туфами, туффитами, кремнистыми алевролитами и аргиллитами. Как видно при сопоставлении данных отложений с подстилающими и перекрывающими отложениями заводской и каменевской свит, все они включают сходный комплекс пирокластических, пирокласто-осадочных и осадочных пород; некоторое отличие характерно только для каменевской свиты, где присутствуют пирокластиты средне-основного состава. При этом, учитывая тот факт, что давыдовские отложения не имеют палеонтологической характеристики, а в вышележащих и нижележащих отложениях фаунистические комплексы фиксируют один мазаловско-китатский горизонт верхнего живета, выделение давыдовской свиты в качестве валидного стратиграфического подразделения как основного элемента геологического картирования представляется весьма сомнительным. Иначе говоря, давыдовская свита, выделенная, по существу, как относительно мощная пачка кислых туфов и песчаников, по простиранию и по площади сменяющаяся лавами риолитов, вероятнее всего представляющими собой субвулканические образования, является невалидной и должна быть исключена из стратиграфического разреза девонских отложений Рудного Алтая.

Типичным для рудноалтайских структур можно считать строение вулкано-плутонического Рубцовско-Захаровского массива в центральной части Рубцовского прогиба (Рубцовс-



Рис. 1. Схематическая геологическая карта донеогеновых отложений центральной части Рубцовского прогиба (составлена с использованием материалов Д.В. Сорокина, 1973-1996; Ю.Т. Абрамова, 1991 и др.)

1 - алевролиты и песчаники карболихинской толщи; 2 - известковистые алевропесчаники, алевролиты, аргиллиты заводской свиты; 3 - туфы, туффиты смешанного состава, кремнистые, глинисто-кремнистые, глинистые алевролиты и аргиллиты нижнекаменевской подсвиты; 4 - туфы, туффиты кислого состава, алевролиты, песчаники известковистые верхнекаменевской подсвиты; 5 - гравелиты, песчаники, алевролиты тарханской свиты; 6 - известняки, известковистые алевролиты бухгарминской свиты; 7 - силлы, дайки андезитовидов каменевского, панфиловского комплексов; 8 - риолитоиды Рубцовско-Захаровского вулcano-плутонического массива каменевского комплекса; 9 - гранит-порфиры каменевского и змеиногорского комплексов; 10 - штоки андезитов панфиловского комплекса; 11 - линия разреза А-А1 (рис. 2)

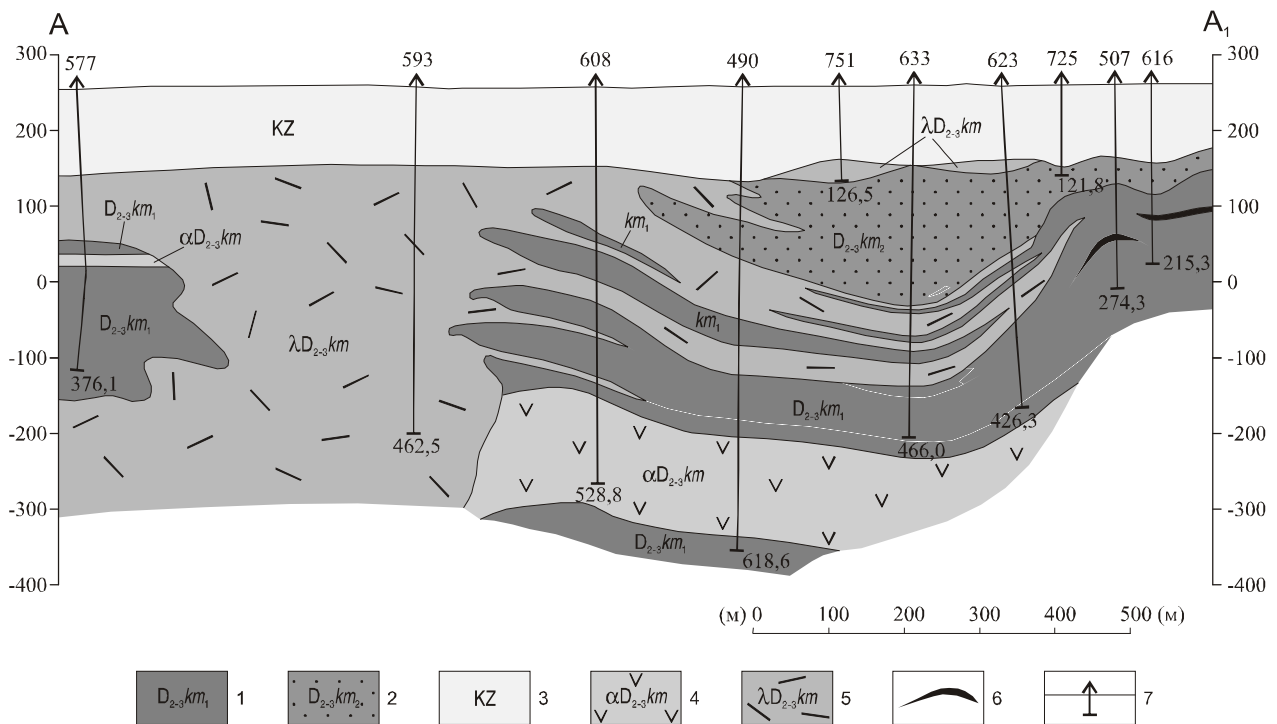


Рис. 2. Геологический разрез каменевской свиты в районе Захаровского месторождения (составлен по материалам А.Я. Доронина, 1981)

1 - кремнистые, глинисто-кремнистые, глинистые алевролиты и аргиллиты нижнекаменевской подсвиты; 2 - алевролиты, песчаники, нередко известковистые, верхнекаменевской подсвиты; 3 - рыхлые отложения кайнозоя; 4 - андезиты каменевского комплекса; 5 - риолиты, риодациты каменевского комплекса; 6 - рудные тела Захаровского месторождения; 7 - буровые скважины и их номера.

кого рудного района). Проведенное здесь детальное поисковое бурение позволило увязать большое количество пластовых тел риолитоидов различной мощности и протяженности, залегающих на разных стратиграфических уровнях каменевской свиты, с крупным центральным штокообразным телом (Рубцовско-Захаровской интрузией по Ю. Т. Абрамову) подобных риолитов, раскристаллизованных в своих ядерных частях до гранит-порфиров интрузивного облика (рис. 1). Особенно отчетливо это видно в разрезе, проведенном в районе Захаровского рудного поля (рис. 2). Даже при доминировавшей в 90-е годы концепции «всеобщей стратиформности» давидовскую свиту, выделявшейся между заводской (шипуновской, степной) и каменевской свитами здесь выделить не удалось, хотя в других районах по сгущению стратифицированных тел кислого состава это сделано почти повсеместно.

Выводы. Для большинства девонских риолитоидов Алтая на протяжении многих лет неверно определяется их фациальная принадлежность эффузивным образованиям, тогда как даже при недостатке информации, отсутствии обнаженных контактов, недостаточной петрографической изученности более целесообразным является их отнесение к субвулканическим образованиям. Основанием для этого является весьма ограниченная распространенность лавовых потоков вязкого течения в современных и кайнозойских зонах существенно риолитоидного вулканизма и в целом применение актуалистического подхода к изучению палеовулканических областей, в частности девона Алтая. Пора, наконец, геологам честно признать свои ошибки прошлого и то обстоятельство, что кислые лавы на поверхности не текут подобно базальтам и не могут образовывать стратифицированные плащеобразные покровы, щитовые вулканы и стратовулканы, на что способны только лавы основного или, в значительно меньшей степени, среднего состава.

Проведенные исследования и критический анализ имеющихся материалов достаточно убедительно показывают несостоятельность отнесения большинства риолитоидов среднемельничной подсветы, сосновской и давыдовской свит Рудного Алтая, значительной части аксайской, саганской и ряда других свит Горного Алтая к эффузивной фации, но если данные тела являются субвулканическими образованиями, то выделенные по принципу высокой риолитоидности и наличия ацидитов в разрезе стратиграфические подразделения невалидны. Подобные рассмотренным пластовые тела риолитоидов многими геологами включаются также в разрезы каменевской, снегиревской свит Рудного Алтая, коргонской, куратинской, кукуйской, корумкешинской, свит Горного Алтая, тельбесской серии Южного Салаира и Горной Шории, кендейской, саглинской, кужебазинской свит Западного Саяна и Тувы, что требует пересмотра имеющегося геологического материала с вышеизложенных позиций и, при необходимости, дополнительного целенаправленного изучения литолого-фациальных особенностей девонских вулканитов. Одним из главных и необходимым критерием оценки правильности подхода в изучении фациальной принадлежности вулканитов должен стать коэффициент эксплозивности области или отдельных районов вулканизма, в современных вулканических областях проявляющийся в полной мере на протяжении очень небольших отрезков времени. Коэффициент тем выше, чем выше кремнекислотность продуктов извержения определенной стадии вулканической деятельности; для риолитоидного вулканизма он не может быть ниже 90%. Конечно, могут быть и исключения, но каждый случай нарушения данного правила должно доказываться фактическим материалом и специализированными детальными геологическими наблюдениями с изучением разрезов вулканогенных пород.

В контексте отнесения большинства лавовых полей ацидитов к субвулканическим образованиям или некоторой неопределенности (пока еще спорности) их фациальной принадлежности для определения состава продуктов вулканизма, синхронного с формированием стратифицированных образований, большое значение приобретает изучение петрографического и петрогеохимического состава пирокластических и осадочно-пирокластических пород в разрезах осадочно-вулканогенных отложений (серий, свит, подсвет как отражении различных циклов и стадий вулканизма). Так, убедительно доказанная в ряде районов Горного Алтая (Уйменский прогиб, западная часть Коргонского прогиба) принадлежность калиевых и ультракалиевых риолитов и трахириолитов (пород трахириолитовой формации) субвулканической фации вулканитов позднеживетского или позднедевонского возраста ставит вопрос о наличии эффузивных (то есть синхронных осадконакоплению) риолитоидов подобного состава в разрезах нижнего девона. В настоящее время установлено, что петрохимическую основу коргонского вулканического комплекса (коргонской свиты) составляют низкощелочные плагиориолиты и плагиодациты, а ранее рассматриваемые в составе данного подразделения калиевые риолиты и трахириолиты должны быть отнесены к более позднему еловскому риолит-трахириолитовому комплексу, субвулканические массивы которого (район горы Березовой) прорывают фаунистически охарактеризованные верхнеживетские отложения.

В заключение следует отметить, что немаловажное значение правильное определение формационной принадлежности кислых вулканитов имеет и для металлогенических построений. Особенно актуально это для Рудного Алтая, где долгое время господствовала концепция вулканогенно-осадочного происхождения колчеданно-полиметаллических руд, определявшая направление поисковых работ и лежавшая в основе выделения стратиграфических уровней оруденения. Последние чаще всего тяготели к границе риолитоидных подразделений. Работами последних лет установлена иная фациальная принадлежность риолитоидов, из чего следует, что значительная часть полиметаллического оруденения приурочена к контактовой зоне интенсивно метасоматически измененных (знаменитые и вездесущие рудноалтайские микрокварциты и серицитолиты) и часто брекчированных (в зонах влияния

крупных разломов) вулканогенно-осадочных пород и субвулканических тел риолитов, также нередко вмещающих более бедное рассеянное оруденение. И только сочетание целого комплекса факторов обеспечивает формирование и определяет локализацию промышленных рудных объектов. Определение иной формационной принадлежности вулканитов при широком развитии субвулканических и жерловых образований, испытавших интенсивные метасоматические образования березит-аргиллизитоидного типа, способствовало отнесению оруденения Черепановского месторождения к золото-серебряной рудной формации и расширению перспектив всего данного района на золото.

Литература

Бедарев Б.П. О так называемых палеовулканических формациях Рудного Алтая // Палеовулканизм Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы: Сб. науч. тр. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. С. 46-53.

Большой Алтай: (геология и металлогения). В 3 кн. Кн. 1. Геологическое строение (Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др.). Алматы, Фылым, 1998. 304 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-44-Х (Горняк). Объяснительная записка (Мурзин О.В., Горшечников В.И., Жданов В.А. и др.). СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 219 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-44-ХІ (Змеиногорск). Объяснительная записка (Мурзин О.В., Чекалин В.М., Сыроежко Н.В. и др.). СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 174 с.

Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / Шокальский С. П., Бабин Г. А., Владимиров А. Г., Борисов С. М. и др. [Гл. ред. А.Ф. Морозов]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео» 2000, 187 с.

Краснов В.И., Федосеев Г.С. Быскарская серия Минусинского межгорного прогиба: современная интерпретация (к совершенствованию легенды Госгеолкарты-200 и –1000. – В Сб.: Стратиграфия и палеонтология Сибири. Новосибирск. СНИИГГиМС, 2000. С. 93-99.

Мархинин Е.К. Вулканизм. М.: Недра, 1985, 288 с.

Наседкин В.В. Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975. – 208 с.

Опорные разрезы девона Рудного Алтая и граница среднего и верхнего девона (Путеводитель полевой экскурсии VII выездной сессии девонской комиссии МСК России в Рудном Алтае. Змеиногорск, 15-20 августа 2000 г.). / Сост. Я.М. Гутак, О.В. Мурзин, В.А. Жданов, В.Н. Ляхницкий, З.Е. Петрунина, С.А. Родыгин. Редактор А.И. Зайцев. // Змеиногорск, 2000. 75 с.

Раст Х. Вулканы и вулканизм. – М.: Наука, 1982. 235 с.

Туркин Ю.А., Федак С.И. Базитовые силлы Горного Алтая. – В сб: Вестник Томского Государственного университета, № 3 (I), апрель 2003г. Материалы научной конференции «Проблемы геологии и географии Сибири». Томск, 2003. с. 167-169.

Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая / Под науч. ред. В.М. Исакова. – Томск: STT, 2008. – 460 с.