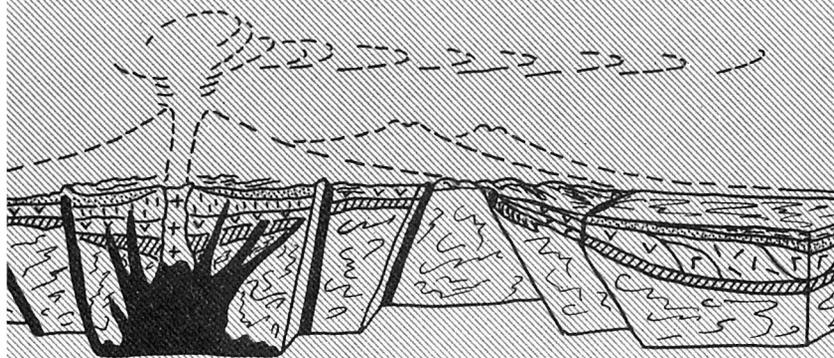


ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОЗОЯ СИБИРИ



НОВОСИБИРСК 1988

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ

**ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ
РЕКОНСТРУКЦИИ
ПАЛЕОЗОЯ СИБИРИ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1988

Палеовулканологические реконструкции палеозоя Сибири. Сб. науч. тр. / АН СССР, Сиб.отд-ние, Ин-т геологии и геофизики; [Редкол.: В.В.Велинский (отв. редактор) и др.] - Новосибирск, 1988. 157 с.

Освещаются различные вопросы палеовулканологических реконструкций Сибирской платформы, Алтае-Саянской области и отдельных ее регионов. Рассматриваются спорные аспекты возраста вулкано-генных образований, решаемые структурными, стратиграфическими и петрохимическими методами. Расшифровывается положение различных фаций продуктов палеозойской вулканической деятельности в различных регионах Сибири. Обращается внимание на профилирующую рудоносность, генетически связанную с процессами вулканизма различного возраста.

Рассчитан на геологов - съемщиков и поисковиков.

Р е д к о л л е г и я

д-р геол.-мин.наук В.В.Велинский (отв.редактор),

д-р геол.-мин.наук В.В.Волков,

канд.геол.-мин.наук Б.Н.Лапин (отв.секретарь),

канд.геол.-мин.наук Н.А.Сапронов

Рецензенты

д-р геол.-мин.наук В.А.Кутюлин (ИГиГ СО АН СССР),

канд.геол.-мин.наук В.И.Гаврилов (Новосибирский гос. ун-т)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Вулканические породы древних складчатых областей давно привлекают к себе внимание исследователей, поскольку помогают понять сложные процессы магмообразования и дифференциации вещества Земли, а также связанные с этим явления. Расшифровка сложного геологического строения вулканогенных образований требует применения специальных методов исследования, к которым относятся палеовулканологические реконструкции, формационный и фациальный анализы. Такие вопросы поднимаются в статьях Н.Л.Сапронова, Г.Я.Абрамовича, Б.Н.Лапина и др. Сборник открывает статья, материал которой отражает результаты изучения древних вулканических толщ, развитых в пределах различных регионов Сибири.

Общеизвестно, что "истина рождается в споре". Поэтому редколлегия считает полезным включение в сборник статей с противоположными взглядами на некоторые положения палеовулканологии Сибири. К спорным можно отнести, например, вопрос о возрасте вулканогенных толщ Тайдонского грабена Кузнецкого Алатау, который разными авторами (В.Л.Хомичев, Е.С.Хомичева, В.С.Меньшиков и др.) оценивается с различных точек зрения и предлагаются разные пути его решения.

Петрохимические исследования вулканогенных пород — важное звено в изучении особенностей их состава и корреляции его со структурным положением зон вулканической деятельности, в которых проходило формирование магматических очагов. С этих позиций были рассмотрены девонские эффузивы некоторых районов Восточного Саяна, Минусинской впадины, Рудного Алтая в статьях Л.В.Пешехонова, Е.С.Хомичева, А.М.Рогачева и др.

Интерес к вулканогенным толщам остается повышенным и в сфере их практической значимости. Установлено, что с процессами вулканизма генетически связаны многие полезные ископаемые, в том числе железорудные, редкометальные, свинцово-цинковые. Статьи Л.В.Алабина и В.В.Зайкова освещают аспекты рудоносности Алтае-Саянской области и вулканические структуры конкретного колчеданно-полиметаллического месторождения в Туве.

В целом разносторонние вопросы геологии вулканогенных образований Сибири, нашедшие отражение в этом сборнике, помогут читателям ориентироваться в направленности проводимых исследований, методике работ, их результатах и тем самым будут способствовать развитию учения о палеовулканизме.

ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ
ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В СИБИРИ

Палеовулканология – одно из самых молодых и бурно развивающихся научных направлений геологии. По существу, только 15–20 лет назад палеовулканологические исследования получили организационную и методическую основу. Была образована Палеовулканологическая комиссия при Петрографическом комитете АН СССР, а с 1985 г. – разветвленная сеть региональных палеовулканологических комиссий по всей территории СССР, в том числе и Западно-Сибирская. С 1973 г. регулярно, с периодичностью раз в два года, проводятся Всесоюзные палеовулканологические симпозиумы, и в мае 1986 г. в Ташкенте состоялся уже восьмой. Осуществляются межведомственные научные программы по палеовулканологии, например, программа по составлению серии палеовулканологических карт СССР, включенная в план ГКНТ. Издаются монографии, тематические сборники, имеющие методическую направленность.

Такие мероприятия и программы еще более стимулируют развитие палеовулканологических исследований в СССР, растущая популярность которых является свидетельством их эффективности в решении научных и практических задач.

Сейчас уже с уверенностью можно говорить, что палеовулканологическое направление вполне оформилось как самостоятельная научная дисциплина со своими объектами, задачами и методами исследования, занявшая определенное место в системе геологических наук.

Интерес к изучению древнего вулканизма Сибири определяется широким распространением в этом регионе вулканогенных структур, с которыми связаны многие виды минерального сырья – железа, меди, полиметаллов, серебра, золота, фосфоритов.

Однако специальные палеовулканологические исследования в Сибири еще не достигли оптимальных масштабов как по широте рассматриваемых вопросов, так и в отношении их методической оснащенности. При этом особенно недопустимо то, что палеовулканологическое направление практически не находит пока себе места в планах производственных организаций Мингео РСФСР, в то время как оно должно внести свой вклад в повышение эффективности геологосъемочных и поисковых работ.

Повышение роли палеовулканологических исследований в Западной Сибири может быть достигнуто путем постановки следующих задач.

Разработка и совершенствование методов региональных палеовулканологических исследований

Специальные исследования вулканогенных объектов в настоящее время, как и много лет назад, в большинстве своем сводятся к петрографическому и петрохимическому изучению пород. Это, конечно, очень важная и необходимая, но не единственная часть палеовулканологических исследований.

Палеовулканология предполагает исследование древнего вулканизма и определяется как геология вулканических областей прошлых геологических эпох. В этой связи изучение вещества должно быть теснейшим образом увязано с выявлением первичных размеров и форм вулканогенных сооружений, их возраста, условий образования и взаимосвязи с другими геологическими телами. Все это составляет сущность метода палеовулканологических реконструкций, который заключается в комплексном обобщении региональных данных — стратиграфических, палеогеографических, структурно-тектонических, петрографо-геохимических и др.

Метод реконструкций является основным в палеовулканологических исследованиях. Как и все другие палеогеологические построения, он опирается на принцип актуализма. Однако реализация этого принципа может быть разная.

Так, например, сейчас во многих работах (преимущественно тектонического плана) довольно популярны такие приемы, когда реконструкция проводится по неполным или же единичным характеристикам. Часто только на основании петрохимических данных, путем сравнения их с эталонными объектами областей современного вулканизма реконструируются структура и морфология древних вулканических сооружений и геологические условия этой эпохи. Широко используются, например, такие понятия, как "островодужный вулканизм", "океанические", "срединно-океанические", "континентальные" вулканогенные породы, "вулканизм рифтовых зон" и др. При этом мыслится существование древних структур, аналогичных современным островным дугам, океаническим хребтам и т.д.

Нам представляется сомнительной правомерность таких несколько упрощенных реконструкций. Конечно, связь состава и структуры вулканизма несомненна, и ее нельзя, да и не надо отрицать. Условия локализации вулканического вещества в верхних слоях земной коры (т.е. структурные условия) являются важным фактором, влияющим на составы вулканогенных пород. Но можно ли говорить о постоянно сохраняющемся, неизменном для всех петрографических провинций, однозначном соответствии состава и структуры вулканизма? Пока таких доказательств нет. Более того, по мере изучения современных областей вулканизма выявляется их существенная неоднородность. В частности, установлено, что вариации петрохимического состава вдоль и вкрест простираения современных островных дуг и континентальных рифтовых зон достаточно широки.

С другой стороны, реконструкции в древних областях Сибири дают примеры явного несоответствия формы и структуры вулканогенных сооружений современным вулканическим ареалам при условии сходства их петрохимических составов. Так например, в палеозойской истории Центрально-Азиатской области отчетливо реконструируются островные дуги, близкие по своим структурно-морфологическим чертам современным островным дугам востока Азии. Однако петрохимические характеристики вулканизма древних островных дуг при сравнении с современными эталонными провинциями обнаруживают близость не с островными дугами, а с континентальными рифтовыми зонами. В то же время девонские вулканические ареалы Алтае-Саянской области, занимающие внутриконтинентальное палеогеографическое положение в межгорных впадинах и прогибах, по составу вулканогенных ассоциаций близки эталонам современных островных дуг и т.д.

Поэтому решающее слово в палеовулканологических реконструкциях должно принадлежать комплексным исследованиям, включающим использование палеогеографических, палеотектонических и петрохимических методов. Причем важно, чтобы каждая слагаемая часть таких реконструкций была построена по собственным, независимым друг от друга данным. Только в этом случае правомерен анализ связи структуры и состава вулканизма.

Разработка методики составления региональных и крупномасштабных палеовулканологических карт

Это новая категория палеовулканологических карт, приемы составления которых еще находятся в стадии разработки. В настоящее время осуществляется межведомственная программа по составлению и подготовке к изданию серии мелкомасштабных палеовулканологических карт СССР. Содержание этих карт, принципы построения, унифицированная легенда в целом разработаны, на что ушло не менее 6-8 лет работы большого коллектива специалистов.

Это же предстоит сделать для более детальных, среднемасштабных (региональных) и крупномасштабных карт. Пока такая работа в Сибири, по существу, еще не начата и примеров удачного решения этой задачи на других объектах тоже нет.

Какие требования следует предъявлять к таким картам? Главное - это рациональное сочетание на карте исходного фактического материала и его интерпретации. Преувеличенный показ какой-либо одной части за счет другой, безусловно, понизит общий результат. На картах нужно показать как современное положение реликтов древнего вулканического сооружения, так и первоначальную его форму. Палеовулканологические карты - это графический результат палеовулканологических реконструкций.

Выделение вулканических структур, вулканических ареалов и палеовулканологическое районирование

Пространственно-временная дискретность, свойственная вулканическому процессу, является благоприятным фактором обособления древних вулканических ареалов. Однако задача эта только на первый взгляд может показаться простой. И вулканические эпохи, и вулканические ареалы отнюдь не всегда имеют четкие временные и пространственные ограничения. Это, конечно, усложняет задачу, но главные трудности видятся в другом.

Одна из них заключается в том, что оконтуривание вулканических структур как в пространстве, так и во времени требует хорошей стратиграфической изученности геологических разрезов. А та-

кие условия имеются не всегда, особенно в отношении латеральной изменчивости толщ. Но даже при наличии необходимых данных и их обобщении в стратиграфических схемах слабо учитываются особенности строения вулканогенных толщ.

Есть стратиграфические схемы, которые в своих построениях не делают различий между осадочными и вулканогенными толщами в части пространственного их распространения. Нередко можно видеть на схемах весьма широкое распространение изохронных вулканогенных свит, переходящих из одной структурно-фациальной зоны в другую. Думается, что здесь не учитываются естественные для вулканогенных образований латеральные изменения фациального состава и мощностей, обусловленные положением вулканических центров и особенностями вулканических сооружений (типы вулканических аппаратов, характер извержений и т.д.). Возможно, в этом сказываются и определенные традиции в унификации стратотипических разрезов и чрезмерно широкой их площадной экстраполяции.

Палеовулканологическое районирование может и обязано внести свой вклад в усовершенствование и детализацию региональных стратиграфических схем. Эта важная практическая задача непосредственно влияет на содержание и качество геологических карт. Поэтому как палеовулканологическое районирование зависит от стратиграфических построений, так и стратиграфические схемы не могут не учитывать особенностей размещения вулканизма. Здесь несомненная взаимная зависимость — такая же, как всеми признаваемая между стратиграфическими и тектоническими построениями. Все региональные стратиграфические схемы разработаны на основе тектонического районирования. Аналогично этому в древних вулканических областях стратиграфические схемы должны учитывать палеовулканологическое районирование, которое показывает границы вулканических ареалов, размещение вулканических центров, направление и характер фациальных переходов.

Вторая трудность заключается в том, что выделение древних вулканических ареалов, т.е. палеовулканологическое районирование, нередко рассматривается как некая подчиненная часть палеотектонического районирования. Известные связи вулканизма с тектоникой, казалось бы, оправдывают такой подход. Однако для структурно-морфологического анализа вулканических ареалов это оказывает плохую услугу. Поэтому все еще употребляются такие неопре-

деленные по своей сути понятия, как "вулканогенный прогиб", "эвгеосинклинальный прогиб" и т.д. Необходимо, чтобы палеовулканологическое районирование проводилось по собственным данным, и только после того, как будет оконтурен вулканический ареал, возможен структурный анализ вулканизма. При этом нередко выявляется, что такие ареалы отнюдь не всегда совпадают в своих границах с тектоническими структурами и часто неоднородны в структурном отношении.

Третья трудность - неразработанность классификации вулканических структур, иерархии классификационных понятий. Существует много путаницы в применении структурно-морфологических подразделений палеовулканологического районирования. Чрезвычайно широко, от глобальных до региональных масштабов, например, использование термина "вулканический пояс". В разработку классификации вулканических ареалов региональная палеовулканология также должна внести свой вклад.

Возможна следующая соподчиненность понятий от глобального до детального уровня: вулканический пояс - вулканическая область - вулканическая зона - вулканический район - вулканическое поле - вулканическая структура (вулкан, кальдера и т.д.). Термин - вулканический пояс целесообразно оставить за глобальными сооружениями типа Охотско-Чукотского, Евразийского и др. протяженностью многие тысячи километров. Вулканическая область может являться частью вулканического пояса или обособленным крупным вулканическим ареалом регионального плана. Термин вулканическая провинция может оказаться удобным при вычленении частей вулканических поясов или при объединении нескольких областей для того или иного специального исследования.

Вулканические области имеют сложное строение, включая как вулканические, так и невулканические площади. Основным структурным подразделением вулканической области является региональная вулканическая зона, территория которой была первоначально полностью занята вулканогенными породами. Этой категории отвечает, например, Кузнецко-Алатауская, Восточно-Саянская, Западно-Саянская венд-кембрийские вулканические зоны. Они характеризуются структурной неоднородностью как в поперечном, так и в продольном сечениях и имеют четкие хронологические рамки, как правило, в пределах одного или двух веков. Изучение структурно-морфологи-

ческих черт вулканических зон в сочетании с анализом вещественного состава слагающих вулканогенных пород весьма перспективно для выявления общих закономерностей регионального развития вулканизма и существующих корреляционных связей структуры и вещества вулканогенных сооружений. Эта очень важная проблема взаимосвязи тектоники и вулканизма, несмотря на большое количество публикаций, еще очень слабо изучена в сибирских регионах на детальном и региональном уровнях.

Металлогенические аспекты региональной палеовулканологии

Пространственно-генетические связи многих видов полезных ископаемых (железа, марганца, полиметаллов, золота, фосфора) с продуктами вулканизма давно известны и изучаются. Однако инициатива в этом отношении принадлежит исследованиям в области металлогении и геохимии. Палеовулканология, несмотря на успехи в отдельных регионах (Урал, Казахстан, Кавказ), в целом мало что сделала для выявления имеющихся закономерностей. Особенно это относится к Западной и Средней Сибири, что, конечно, не может считаться нормальным.

Реконструкции на региональном и детальном уровнях выявляют положение рудных полей относительно морфоструктурных элементов вулканических зон или построек. Имеются отдельные положительные примеры такого подхода в Кузнецком Алатау, Туве, Горном Алтае. Установленные связи рудных полей с вулканоструктурами открывают дополнительные возможности научно-поискового прогноза.

Перечисленные и кратко изложенные задачи, безусловно, не исчерпывают всех проблем региональной палеовулканологии Сибири, но от их решения во многом зависит повышение эффективности палеовулканологических исследований. Требуется всестороннее обсуждение проблемы и выработка конкретных программ по внедрению палеовулканологических методов в практику геологических исследований в Сибири.

Н.Л.Сапронов, В.М.Соболенко, В.А.Москалев

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
МЕЗОЗОЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(на примере Южно-Тунгусской вулканической области)

Южно-Тунгусская вулканическая область - территория проявления уникального по масштабу и типу позднепалеозойского-раннемезозойского эксплозивного вулканизма основного состава. Она примыкает с юга к лавовому полю Тунгусской синеклизы, занимая между-речье Нижней и Подкаменной Тунгуски и среднего течения Ангары. В подчиненном объеме здесь проявлен также мезозойский ультраосновной щелочной магматизм.

В результате былых вулканоплутонических процессов широко развиты инъективные дислокации, расщипровка которых имеет перво-степенное значение для понимания геологического строения области и поисков в ней полезных ископаемых. Несмотря на важность знаний об этих сооружениях, ранее значения им придавалось мало, зафиксированы только самые яркие их элементы; вулканические аппараты крупнее туфовых трубок взрыва лишь предполагались, в лучшем случае отмечались на картах обобщенным условным значком. Из-за этого нельзя было представить ни строение, ни размеры вулканических сооружений, ни их роль в геологии региона.

Выполнить палеовулканологические реконструкции стало возможным лишь на основе применения материалов дистанционного зондирования, охватив исследованиями большую часть вулканической области. Они проведены в районе пос.Ванавара (бассейн рек Чуни, Чадобца, среднего течения Подкаменной Тунгуски и Ангары) на площади 122 тыс. км² и является здесь первым опытом подобного рода работ.

Для реконструкции вулканоструктур проведено геолого-палео-вулканологическое картирование характеризуемой территории в среднем масштабе путем геологического дешифрирования материалов аэро- и космических съёмок, интерпретации гравимагнитных данных, переинтерпретации фактического материала предшествующих работ и переоценки информативных параметров участков на местности. Главными объектами изучения являлись синвулканическая тектоника и продукты вулканизма: интрузии субвулканической и жерловой зон, покровная вулканогенная серия, гидротермально-метасоматические

образования. Особое значение уделялось определению морфологии интрузивных, гидротермально-метасоматических тел и тектонических элементов, границ развития покровных образований. Получению оперативных и надежных для реконструкций исходных данных здесь способствуют благоприятные природные условия: доступность вулканоструктур прямому дистанционному и наземному наблюдению, их хорошая сохранность и неглубокий эрозионный срез, контрастные рельефообразующие свойства групп продуктов вулканической деятельности и угленосных толщ пермокарбона, вмещающих вулканоструктуры.

Применение материалов аэро- и космических съёмок позволило не только охватить исследованиями в короткий срок большую территорию, что оказалось немаловажным, учитывая огромные размеры вулканических сооружений, но и получить равномерно распределенный по площади, объективный фактический материал. Составление на его основе геолого-палеовулканологической карты позволило выявить системы структур эпохи эксплозивного траппового вулканизма и ультраосновного щелочного магматизма (рис.1). Данные о них вносят важные поправки в существующие представления о геологии этой своеобразной вулканической области.

Мезозойский ультраосновной щелочной магматизм установлен на одиннадцати локальных площадях изученной части Южно-Тунгусской вулканической области. Размер каждой из них от 10 до 150 км².

В наиболее полном объеме он проявлен на Чадобецком куполе, где по мнению О.А.Павлинова, Р.Я.Склярова, В.Л.Чубугиной, Б.В.Щибистова и В.И.Юркина, известны интрузии пикритовых порфиритов, слюдяных пироксенитов, перидотитов, нефелиносодержащих пород, альнеитов, кальцитовых и доломитовых карбонатитов. Структура в целом - классический магматический диапир: двумя штоками кальцитовых карбонатитов (предполагаемый диаметр каждого около 2 км) вмещающие породы деформированы в двуглавый купол размером 34 x 46 км, на дневную поверхность выведены подстилающие платформенный чехол терригенно-карбонатные отложения рифея и венда. Вокруг штоков расположен рой мелких даек и жил ультраосновных щелочных пород. Судя по гравитационной аномалии, эта группа интрузий - вершина магматической колонны, развитой над крупным интрузивным телом. Структура слабоэродированная; над штоками карбонатитов сохранились воронки проседания, выполненные меловыми осадками.

По геолого-геофизическим данным аналогичная по строению, но меньшая по размерам структура предполагается на водоразделе рек Чамбы и Южной Чуни.

На других участках ультраосновной щелочной магматизм проявлен кальцитовыми карбонатитами: сёвиты, альвикиты, редберг, кальцит-кварцевые породы, а также моно- и полиминеральные жилы, представленные кальцитом, исландским шпатом, магнетитом, кварцем, халцедоном, баритом, целестином, галенитом, флюоритом. Вмещающими породами являются пирокластические толщи раннего триаса либо угленосные отложения пермского возраста.

Ранее кальцитовые породы района трактовались как гидротермально-метасоматические образования /Дмитриев, 1959/, хотя предположение об их магматическом происхождении высказывалось многими геологами /Лебедев, 1955/, о чем свидетельствует структурно-палеовулканологический анализ. Он показывает, что каждый из участков проявления кальцитовых пород - поле малых интрузий, имеющее закономерную организацию внедрившегося вещества.

В одном случае (Чавидинское поле) это структура ствольного типа. Осью её служит группа штоков диаметром 0,3; 0,7 и 0,9 км. Веером от неё расходятся дайки и жилы сёвитов и альвикитов, окаймляет структуру пояс жил кальцита, флюорит-кальцита, гипса /Сапронов, 1984/.

В другом случае (Северо-Чуньское поле) это группа сближенно расположенных кольцевых даек (каждая диаметром 0,5-1,2 км при мощности 50-120 м), на флангах которой многочисленны мелкие штоки, жилы, линейные дайки, интрузии сложной формы и жилы. Интрузии сложены сёвитами, альвикитами, редбергом, карбонатно-кварцевыми породами.

В третьем случае (Лепчинское поле) это ограниченный по периметру и рассеченный внутри разломами изометричный участок, насыщенный многократными линейными (протяженность до 6 км) и кольцевыми (диаметр до 1 км) дайками и штоками (диаметр до 5 км). В блоках между разломами части жилы сёвитов, альвикитов и редберга.

Севернее рассматриваемой территории, в бассейне Илимпеи, Иритки и Таймуры, выявлены линейные структуры, выполненные кальцитовыми карбонатитами. Протяженность их до 160 км при ширине до 1 км.

С ультраосновным щелочным магматизмом связаны проявления железа, меди, исландского шпата, бария, стронция, флюорита, марганца, фосфора, редких земель, молибдена, свинца, цинка, серебра и других полезных ископаемых. Они содержатся в самих интрузивах; магнетит, исландский шпат, барит, целестин часто встречаются в виде самостоятельных жил. И те и другие занимают определенное место в общей структуре поля, что позволяет целенаправленно вести поиски полезных ископаемых.

Позднепалеозойский-раннемезозойский эксплозивный вулканизм — уникальное явление в истории геологического развития Тунгусской синеклизы. В его эпоху на огромной площади слоистая структура чехла платформы была резко нарушена в результате регионального растяжения. Обильно проявились дизъюнктивные дислокации; в верхние горизонты чехла внедрились большие массы базальтового расплава, на дневную поверхность был извергнут огромный объем пирокластов. Сформировались вулканические структуры, своеобразные по морфологии, большие по размерам, необычные по характеру слагающего их материала /Сапронов, 1986/. Плотность их весьма велика (см. рис. I).

Вулканические сооружения — структуры генерации изверженного материала. Они дискордантны слоям осадочного чехла платформы, имеют большую вертикальную протяженность и ярусное строение. На дневной поверхности обнажены их вершины — руины наземных построек (верхний интеркрустальный ярус). Более глубокие ярусы, представляющие собой магматические колонны, питавшие вулканы, предполагаются по геолого-геофизическим данным.

В приповерхностной части — верхний километр разреза — вулканоструктуры резко расширены, в их зонах проявлена интенсивная контрастная вулканотектоника (кольцевые, радиальные и линейные разломы, вертикальные перемещения блоков пород субстрата, куполообразование, приразломные пластические и хрупкие дислокации, раздвигание вмещающих пород с образованием вокруг интрузивных тел и локальных структур концентрической изоклиальной складчатости и надвигов и др.). В строении структур появляются элементы, согласующиеся со слоями пород субстрата: силы, ступенчатые и лестничные интрузии.

По морфологии и принципу конструкции вулканоструктуры подразделяются на два типа: центральные и линейные.

Основные черты строения вулканоструктур центрального типа определяются двумя главными элементами: вертикально или центри-клинально падающими кольцевыми разломами и освобожденными ими ствольными блоками цилиндрической или конусообразно сужающейся к низу формы.

Кольцевые разломы играли главную роль в формировании и развитии вулканоструктур центрального типа, и долго служили магмопроводящими каналами. Об этом свидетельствуют многократность залечивших их трещинных интрузий долеритов и приуроченность к их зонам многочисленных трубо- и трещиннообразных выводных каналов, сложенных туфо- и лавобрекчиями базальтов.

Ствольные блоки определяют типы кольцевых вулканоструктур. В большинстве случаев они испытывали в ходе вулканизма поднятие и эрозию. К концу процесса в одних структурах они остались высоко поднятыми (амплитуда до 900 м) и подстилаются интрузивными массами. Такие структуры являются вулканогорстами. В других, вероятно, в результате интенсивных извержений они опустились. Такие вулканоструктуры рассматриваются как кальдеры проседания. В них обильно проявились гидротермально-метасоматические процессы, и часто встречаются проявления и месторождения полезных ископаемых.

Размеры вулканоструктур центрального типа варьируют от 0,5 x 0,5 км до 50 x 220 км. При этом, чем крупнее вулканоструктура, тем сложнее построен и причудливее в плане её краевой разлом. По размерам и особенностям строения различаются одно- и многофокусные палеовулканы и кольцевые суперструктуры. В большинстве случаев палеовулканы приурочены к протяженным разломам сложной кинематики и морфологии и являются элементом линейных вулканоструктур.

Южно-Тунгусские вулканические сооружения центрального типа в неразрушенном виде представляли собой кольцевые и дуговые, одно- и многорядные, прерывистые или непрерывные цепи конических и валообразных насыпных построек, которые обрамляли уплощенные возвышенности либо впадины. В этом их существенное отличие от традиционного представления о вулканах центрального типа: крупный конус постройки, центральное жерло и побочные выводные каналы, расположенные чаще всего на радиальных разломах.

Вулканоструктуры линейного типа - магматические колонны,

увенчаннные сооружениями кольцевой формы, трубообразными выводными каналами и взрывными трещинами. Сформированы они по зонам глубоко проникающих разломов, протяженность которых по простиранию составляет сотни километров. На наблюдаемом срезе это либо кулисообразные прямолинейные одношовные расколы с раскрытием до 50–60 м, либо раздвиги, сбросо-, взбросо- и сдвиго-раздвиги извилисто-ломаной конфигурации. Последние представляют собой системы субпараллельных переплетающихся сближенных разломов, образующих зоны шириной от 1 до 25 км. Крайне изменчиво по простиранию их строение: ширина зон, количество образующих её разломов и их раскрытие (от 0,1 до 1,2 км), форма и степень освоения их расплавами, стояние тектонических клиньев и т.д. К моменту завершения процесса эти вулканические структуры имели облик, сходный с вулканическими трещинами /Исландия ..., 1979/. Это были цепи хребтов, конусов и кольцевых гряд, сложенных туфами базальтов, перемежавшихся с возвышенностями и впадинами, образованными поднятыми или опущенными клавишами тектонических клиньев и ствольных блоков, с взрывными рвами и другими формами, типичными для вулканического рельефа.

Характерной разновидностью линейных сооружений являются вулканические грабены – отрицательные вулканоструктуры, ограниченные по краям и рассеченные внутри сбросами растяжения, вдоль которых произошел подъем магматических расплавов и извержение пирокластов. Последние заполнили просевший клин вулканического грабена, перекрыли магмопроводящие разломы и нередко выходят на плечи структуры. Как и в кальдерах проседания центрального типа, в вулканических грабенах обильны гидротермально-метасоматические образования и дифференцированные интрузии долеритов нормального состава, характеризующиеся повышенной железистостью, чаще встречаются субщелочные долериты, нередко проявления полезных ископаемых. Протяженность вулканоструктур этого типа достигает 250 км при ширине от 5 до 50 км.

Вулканические грабены не только сходны с континентальными рифтами (развитие на внутриконтинентальных сводах, интенсивный вулканизм, сопоставимость по размерам с рядом известных структур и др.), но и отличаются от них по некоторым важным характеристикам (узкий спектр состава продуктов вулканизма, невыраженность в гравитационном поле, меньший масштаб сооружений).

Изверженный в процессе эксплозивного вулканизма материал помимо вулканических грабенов аккумулярован в обширных (каждая по 2-5 тыс. км²) вулканических депрессиях. Это компенсационные проседания, сопряженные с крупными, длительно развивающимися сооружениями центрального типа - кольцевыми суперструктурами.

По взаимоотношениям вулканоструктур намечается пять этапов их формирования (от раннего к позднему): кольцевые суперструктуры, вулканические депрессии, вулканические грабены, извилисто-ломаные, а затем прямолинейные трещинные вулканоструктуры.

С корнями древних вулканов тесно ассоциирует покровная вулканогенная серия. Анализ её неоднородностей с учетом типов и расположения структур генерации и аккумуляции изверженного материала позволил установить, что вулканогенная серия в целом имеет закономерное строение. Она состоит из множества частных толщ, каждая из которых локализована в определенной вулканической структуре или её части, характеризуется индивидуальным набором литогенетических типов и строением разреза, что отражает характер извержений первичного материала, его перемещения, захоронения и особенностей последующей экзогенной переработки.

В однотипных структурах пирокластические толщи близки по характеру, в разнотипных - резко различны. Толщи, связанные со структурами генерации изверженного материала, чрезвычайно изменчивы фашиально и сложно построены; в структурах аккумуляции - более просты и выдержаны по площади. Так, в кальдерах, вулканических грабенах и близ магмовыводящих каналов преобладают толщи массивных, грубых, часто спекшихся туфов. С кольцевыми вулканоструктурами ассоциируют слоистые пирокластические толщи, в которых можно наметить комплексы фаший, отвечающих условиям околожерловой, промежуточной и удаленной зон. В вулканических депрессиях и во впадинах ствольных блоков кольцевых суперструктур распространены осадочно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты).

Максимальные мощности вулканитов, как установлено данными бурения, погребены в вулканических грабенах (до 400 м), депрессиях (до 700 м) и в отдельных впадинах внутри кольцевых суперструктур (до 500-600 м). Общие закономерности строения вулканогенной серии вуализуются индивидуальными особенностями пироклас-

тических толщ, присущими каждой локальной вулканоструктуре из-за своеобразия проявления вулканизма.

Сложное строение вулканогенной серии, отсутствие маркирующих горизонтов, бедность органических остатков и неоднозначность определения по ним возраста, ограниченное количество полных разрезов — все это создало большие трудности для расчленения и корреляции пирокластических толщ.

Стратиграфическое расчленение проведено на основе литологии пород и положения толщ в разрезе. При этом схемы локальных участков распространялись на огромные пространства вулканической области. Однако не учитывалось, что там тоже были центры извержений, образовавшие свои толщи не обязательно одновременно с теми, которые изучены в стратотипах, но без оценки данных о расположении этих центров, их типах и последовательности формирования. Анализ размещения стратотипов свит, выделенных в настоящее время в пределах Южно-Тунгусской вулканической области, в системе выявленных вулканоструктур и самого характера толщ, принятых за стратотипы, показал, что каждый из стратотипов — геологическое тело, имеющее весьма определенные границы и характеризующее конкретную вулканоструктуру.

Пирокластические толщи, расположенные за пределами этих вулканоструктур, отличаются не только литологией и особенностями строения разрезов, что ранее объяснялось фациальной изменчивостью, но и структурной обстановкой формирования, принадлежностью к зонам влияния иных вулканов и, возможно, образовались в другое время. Поэтому при их корреляции с толщами, принятыми за стратотипы, главным становится доказательство их одно- или одновременности формирования. При отсутствии опознаваемых изохронных уровней и маркирующих горизонтов необходимо учитывать существование минимум пяти этапов вулканизма и данные, свидетельствующие, что однотипность литологии и положения в разрезе не обязательно доказывает одновременность образования толщ.

Учитывая вышеизложенное, правильнее будет вулканогенную серию представлять как комплекс условно разновозрастных частных пирокластических толщ, каждая из которых выделяется по признакам структурной приуроченности и характеризуется парагенезом фаций вулканогенных образований. Разрезы их могут быть расчленены, но скоррелировать стратиграфические подразделения разных вулкано-

структур пока невозможно. Определенные перспективы в этом направлении открывает применение петрофизических методов: палеомагнитного анализа, каппаметрии, детальных петрографических исследований и т.п. /Сидорас, 1976/.

С помощью картирования корней древних вулканов выявлены элементы глубинного строения области и пликативные структуры субстрата.

По расположению и ориентировке вулканоструктур и их основных элементов намечается сеть закономерно расположенных линейных элементов (рис.2). Вероятно, это системы разломов, имеющие место в глубинных ярусах литосферы. Подтверждается такое предположение, например, совпадением Ангаро-Таймуринской системы разломов с Саюно-Таймырским желобовым (в более поздней интерпретации - палеорифтовым) поясом, выделенным в структуре поверхности кристаллического фундамента и поверхности Мохоровичича по результатам глубинного сейсмического зондирования большими взрывами /Чернышов, Бокая, 1983/. По данным дешифрирования космфотоматериалов, эти же системы разломов являются частью зоны трансконтинентального разлома "Сотого меридиана" /Космогеологическая карта, 1984/.

Если "снять" инъективные дислокации и проанализировать строение довулканического субстрата, то по-новому представляются основные блоковые и пликативные структуры осадочного чехла платформ и намечаются осложняющие или ограничивающие их разломы (рис.3).

Анализ размещения известных на данной территории рудных полезных ископаемых показывает, что большинство из них прямо или косвенно связаны с вулканоструктурами, а их локализация контролируется элементами строения этих сооружений. Например, из 17 месторождений и порядка 80 проявлений магнетита, имеющих на характеризваемой площади, подавляющее большинство приходится на площади вулканоструктур. При этом 52 из них контролируется зонами кольцевых и линейных магмопроводящих разломов.

Большинство проявлений барита, целестина, редких земель, флюорита, галенита и исландского шпата приурочены к структурам, образованным кальцитовыми карбонатами.

Месторождения и проявления углеводородов (Ванаварское, Собинское, Желиндуконское) также пространственно совпадают с вулканоструктурами. Это послужило предпосылкой для прогнозирования

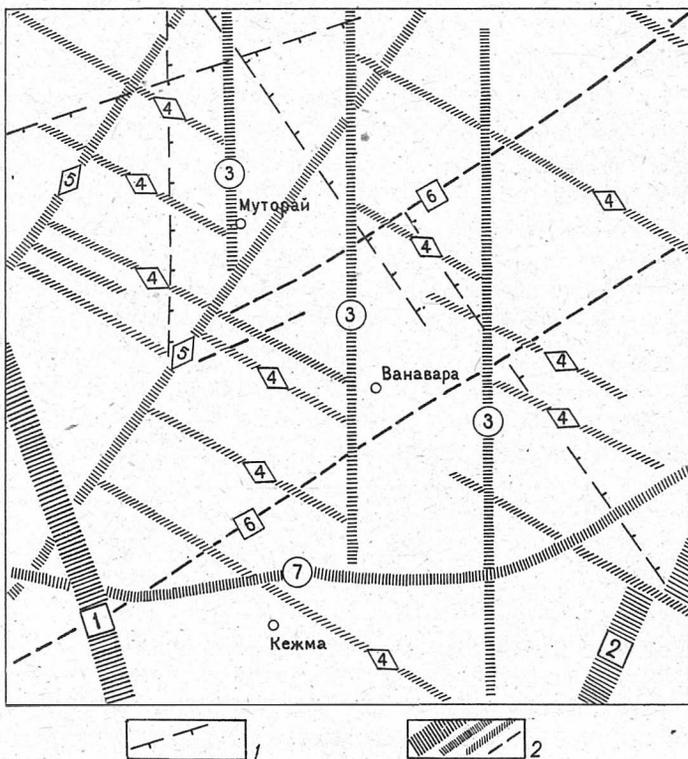


Рис.2. Схема линеаментов глубинного строения литосферы, контролирующей размещение палеовулканических структур и сочленение блоковых и пликативных структур:

1 - линеаменты, контролирующие сочленение пликативных структур чехла; 2 - линеаменты, контролирующие размещение трапвых вулканоструктур и сочленение блоковых и пликативных структур чехла. Цифры на карте - зоны и системы региональных разломов: 1 - Ангаро-Тунгусская зона; 2 - Алданская зона; 3 - Ангаро-Таймуринская система; 4-5 - Байкало-Енисейская система: 4 - продольные разломы, 5 - поперечные разломы; 6 - Ангаро-Вилуйская система; 7 - Чадобецко-Шунтарский разлом

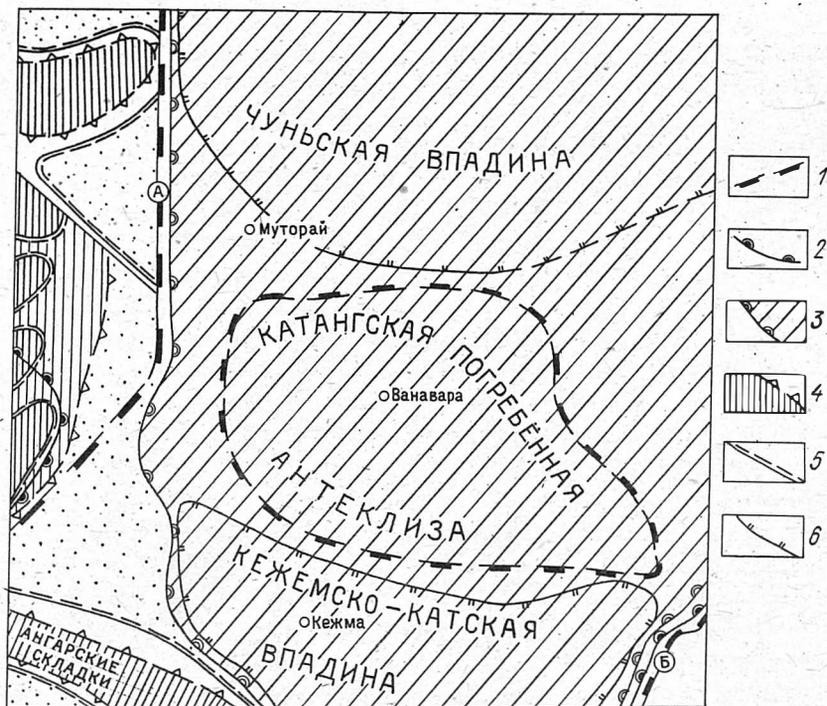


Рис.3. Схема основных пикативных структур довулканического субстрата:

I - флексурн над ограничениями Байкитской (А) и Непско-Ботуобинской (Б) антеклиз; 2 - Тунгусская синеклиза в объеме угленосных толщ пермо-карбона; 3 - Ангаро-Таймуринский прогиб; 4 - антиклинали; 5 - синклинали; 6 - впадины

нефтегазоперспективных структур на палеовулканологической основе (рис.4)*. Инъективные дислокации, выявленные в результате палеовулканологического анализа, позволяют предполагать, что это неординарные нефтегазоносные структуры, хотя они (в первую очередь размещением вдоль глубокопроникающих разломов) и соответствуют структурам крупнейших нефтегазоносных регионов мира /Кропоткин, Валяев, 1979/.

* См. вклейку с.14-15.

Дислокации, возникшие в результате вулканизма, имеют вертикальную ярусность, затрагивают осадочный чехол и фундамент платформы в большом вертикальном диапазоне, что позволяет вслед за П.Н.Кропоткиным на Сибирской платформе предполагать существование многоэтажных нефтегазоносных структур.

Результаты палеовулканологических реконструкций мезозоя Сибирской платформы показывают, что при изучении геологии древних вулканических областей использование приемов и способов палеовулканологического анализа позволяет отразить на геологической карте больший объем фактического материала. Это повышает её эффективность, значимость как основы для тектонических построений, прогнознометаллогенических исследований и поисков обширного круга полезных ископаемых, в том числе нефти и газа.

Таким образом, применение палеовулканологических методов при геокартировании областей древнего вулканизма – эффективное направление повышения качества геологосъёмочных и поисковых работ.

Литература

ДМИТРИЕВ Ю.И. Метасоматические карбонатные породы горы Чавиды // Материалы по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. М., 1959. С.366–379.

ИСЛАНДИЯ и срединно-океанический хребет. Геоморфология. Тектоника / Милановский Е.Е., Трифонов В.Г., Горячев А.В. и др. М.: Наука, 1979, 211 с.

КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ карта СССР масштаба 1:2 500 000 (принципы составления и информативность / Сост.: Бреханов В.Н., Межеловский Н.В., Буш В.А. и др. // Докл. 27-го междунар. геол. конгресса. Секция С 18. Дистанционное зондирование. Т.18. М., 1984. С.7–18.

КРОПОТКИН П.Н., ВАЛЯЕВ Б.М. Глубинные разломы и дегазация Земли // Тектоническое развитие земной коры и разломы. – М., 1979. С.257–267.

ЛЕБЕДЕВ А.П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 197 с.

САПРОНОВ Н.Л. Структура поля карбонатитов района горы Чави-

да (бассейн р.Таймуры, Сибирская платформа) и особенности размещения связанных с ними полезных ископаемых // Петрология и полезные ископаемые Красноярского края. Новосибирск, 1984. С.28-32.

САПРОНОВ Н.Л. Древние вулканические структуры на юге Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука. 1986. 103 с.

СИДОРАС С.Д. Изменение магнитных параметров вулканогенных пород Тунгусской синеклизы в связи с фациальной обстановкой // Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Ч.П. М., 1976. С.88.

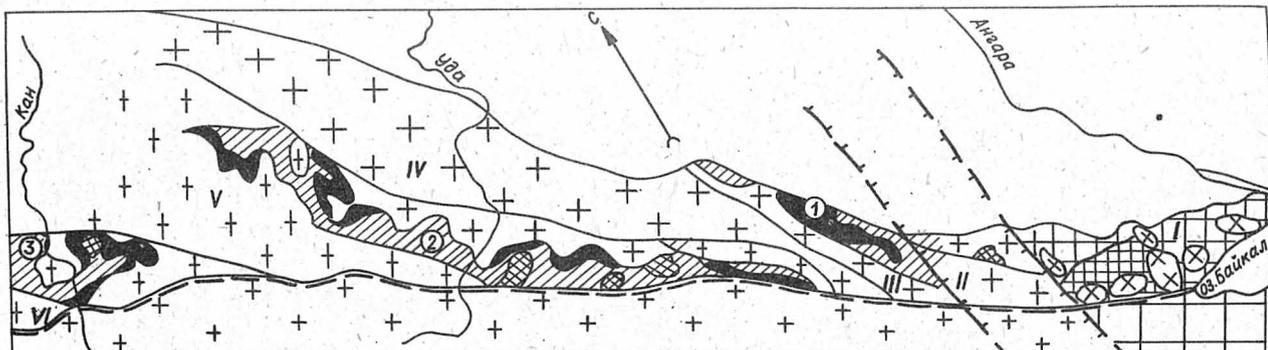
ЧЕРНЫШОВ Н.М., БОКАЯ Л.И. Морфоструктурные элементы консолидированной коры Сибирской платформы // Структурные элементы земной коры и их эволюция. Новосибирск, 1983. С.144-150.

Г.Я.Абрамович

ДОКЕМБРИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ
ЮГО-ЗАПАДА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Рассматриваемая территория охватывает две крупнейшие структуры: юго-западный выступ фундамента Сибирской платформы и западную часть Байкальской складчатой области (Восточный Саян и прилегающие к нему с юга территории). Современное состояние изученности докембрия позволяет проводить палеовулканологические реконструкции главным образом в пределах фундамента платформы /Абрамович, 1981, 1982, 1983, 1984/. На остальной части территории могут быть установлены только крупные этапы вулканической деятельности.

Палеотектонические реконструкции для конца архейского времени свидетельствуют о наличии на юге Восточной Сибири двух разнородных сегментов земной коры: восточного Анабаро-Байкальского и западного Ангаро-Тунгусского /Абрамович, Хренов, 1984/. Древнейшие образования восточного сегмента обнажены в пределах Иркутского краевого массива фундамента платформы (см. рисунок). Он сложен кристаллическими сланцами и гнейсами гранулитовой фации метаморфизма с наибольшими датировками возраста 3700 млн лет



25



Схема тектонического районирования Восточного Саяна и размещения вулканогенных образований для архейского времени /по Г.Я.Абрамовичу, П.М.Хренову, 1984/.

Анабаро-Байкальский сегмент раннеархейской земной коры протоконтинентального типа: I - поле кристаллических сланцев и гнейсов (гранулитовая фация метаморфизма); 2 - ареал наибольшего распространения метабазальт-андезит-дацитовой формации ("серые гнейсы"); 3 - плагиогранит-чарнокитовые пояса; 4 - предполагаемая область распространения континентальной протокоры. Анабаро-Гунгусский сегмент позднеархейской земной коры океанического и переходного типов: 5 - зоны активной гранитизации и развития гранитогнейсовых куполов средней стадии зрелости; 6 - зоны слабой гранитизации и развития гранитогнейсовых куполов ранней стадии; 7-9 - зеленокаменные пояса: 7 - поле гнейсов, кварцитов и мраморов с отдельными горизонтами ортоамфиболитов (амфиболитовая и, в меньшей степени, гранулитовая фация метаморфизма), 8 - поля наибольшего распространения метакоматиит-базальтовой формации, 9 - тела габровой с анортозитами формации; 10 - предполагаемая область распространения слабогранитизированной коры; II - зона Анабаро-Байкальского линеймента (а - выражена на поверхности, б - предполагаемая по геофизическим данным); 12 - краевой шов Северо-Азиатского кратона; 13 - прочие разломы. Краевые массивы Северо-Азиатского кратона: I - Иркутский, II - Бельский, III - Булунский, IV - Урикско-Туманшетский, V - Бирюсинский, VI - Канский. Зеленокаменные пояса (цифры в кружках): I - Таргазойский, 2 - Центрально-Бирюсинский, 3 - Канский

/ Сандмирова и др., 1979/. Здесь выделяется раннеархейская метабазаальт-андезит-дацитовая формация, представленная горизонтами и линзами двупироксеновых и пироксен-биотитовых пород /Абрамович, 1981/. Об их принадлежности к эффузивам свидетельствуют следующие данные: невыдержанность тел по мощности; отсутствие закономерного положения в осадочных ритмах; тонкозернистость и вместе с тем наличие отдельных крупных зерен плагиоклаза, обладающих чертами идиоморфизма; обнаружение в единичных случаях структур, напоминающих офитовую, и соответствие по химическому составу пород основного состава метабазаальтоидам толеитовой серии, а кислого - андезит-дацитам той же серии. Метабазаальтоиды отличаются высокой железистостью. Можно полагать, что именно с ними связаны высокие первичные концентрации железа, давшие начало Прибайкальской метаморфогенной группе магнетитовых месторождений.

Древнейшие породы западного сегмента обнажены в Булунском, Бирюсинском и Канском краевых массивах. Здесь выделяются три зеленокаменных пояса, обрамленные цепями гранито-гнейсовых куполов. Гнейсы, сланцы, кварциты и мраморы отвечают амфиболитовой фации метаморфизма и имеют радиологический возраст 3100 млн лет (свинцовый изохронный метод /Волобуев и др., 1980/). Ассоциация магматических пород зеленокаменных поясов включает эффузивную метакоматиит-базальтовую, протрузивную лерцолит-верлитовую и интрузивную анортозит-габбровую и габбро-диабазовую формации.

Для метакоматиит-базальтовой формации характерны тела пластовой формы мощностью от первых десятков до сотен метров. Они группируются в серии, занимающие многокилометровые толщи в разрезе архейских отложений. Тела дислоцированы в складки совместно с вмещающими породами и включают конформные общей структуре маломощные прослои гнейсов и мраморов. Согласно залеганию подчеркивается линейной ориентировкой минеральных зерен метакоматиитов и метабазаальтоидов, соответствующей простиранию вмещающих пород. Особенности структурного положения позволяют рассматривать тела пластовой формы как покровы вулканических пород. В тех же районах присутствуют дайки и лакколиты близкого петрографического состава, вероятно фиксирующие субвулканические интрузии. Формация включает две группы тел различного внутреннего строения и состава: слоистые, представленные чередованием горизонтов (мощ-

ность от I до 40 м) метакоматиитов и metabазальтов, и неслоистые, сложенные metabазальтами. Породы обладают гнейсовидной текстурой. Для них характерны нематогранобластовая, пойкилобластовая, кельдитовая, друзитовая и иногда бластофитовая структуры. В отдельных случаях отмечается спинифекс-структура (устное сообщение Т.Ф.Галимовой). Метакоматииты сложены моноклинным и ромбическим пироксенами, в той или иной степени замещенными амфиболом. Часто присутствует либо оливин, замещенный серпентином, либо сосюритизированный плагиоклаз. Отдельные разности пород обогащены гранатом. Среди акцессорных минералов встречаются шпинель, циркон, сфен, ильменит и магнетит. Метабазальты сложены главным образом амфиболом, моноклинным пироксеном и плагиоклазом. Метакоматииты Восточного Саяна обладают всеми петрохимическими признаками, характерными для такого типа пород (см. таблицу). Они близки по составу коматиитам Западной Австралии, Канады, Южной Африки и КМА. В целом базит-гипербазитовая ассоциация архея Восточного Саяна сходна с аналогичными образованиями зеленокаменных поясов Южной Африки и Восточной Финляндии и несколько отлична от зеленокаменных поясов Западной Австралии.

Средние составы пород
метакоматиит-базальтовой формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
I(2I)	45,60	0,40	7,72	2,33	7,69	21,68	10,79	0,65	0,22
2(18)	46,59	0,77	14,68	1,38	7,89	10,01	14,24	1,56	0,56
3(19)	50,54	1,11	18,98	3,12	8,42	7,32	10,14	2,50	1,08

Примечание. I - перидотит-пироксенитовые коматииты; 2 - базальтовые коматииты; 3 - базальты. В скобках указано количество анализов.

С метакоматиит-базальтовой формацией Восточного Саяна установлена связь перспективной медно-никелевой минерализации. Базальтоиды несут железо-титановое оруденение, перераспределение которого в процессе раннекембрийского метаморфизма и рифейско-

го метасоматоза привело, по мнению автора настоящей статьи и других исследователей, к формированию крупного Малотагульского месторождения железо-титановых руд.

На рубеже архейского и раннепротерозойского времени на севере рассматриваемой территории сформировался Северо-Азиатский кратон, подверженный в дальнейшем лишь процессам тектономагматической активизации. Арена же активного формирования коры сместилась к югу в Байкальскую подвижную область. В раннепротерозойское время в краевой части кратона сформировался Урикско-Туманшетский троговый прогиб - авлакоген северо-западного простирания. Он выполнен терригенными осадками флишеидного типа. На отдельных участках в значительных количествах присутствуют вулканы среднеосновного состава (метаандезит-базальтовая формация). При анализе геологических материалов с использованием данных морфоструктурного анализа рельефа и дешифрирования космических снимков в пределах прогиба реставрируются Барбитайская и Тагульская палеовулканические зоны, состоящие из изометричных вулканотектонических структур (Горхонская, Шаблыкская, Елашская, Часовенская, Павловская и др.). Породы раннепротерозойской метаандезит-базальтовой формации слабо дифференцированы, характеризуются гранобластовой и немагнотгранобластовой с редкими реликтами офитовой структурами. Они состоят из плагиоклаза, амфибола, клинопироксена и иногда ортопироксена. В отдельных разностях присутствует оливин (от 3 до 30 %). По химическому составу эти породы отвечают мета-мезобазальтоидам и, в меньшей степени, лейкобазальтоидам низкой и средней щелочности и принадлежат толеитовому и известково-щелочному типу. В связи с метазфидузивами отмечается сульфидная минерализация, несущая небольшие концентрации меди, свинца, цинка и кобальта.

Юго-западнее краевого шва кратона (Дербинский, Слюдянский, Шутхулайский и другие блоки) к концу раннепротерозойского времени сформировались ареалы своеобразных мелкозернистых гнейсовидных биотитовых, биотит-амфиболовых гранитов, плагиогранитов и гранодиоритов. Гранитоиды слагают серии пластовых залежей, протягивающиеся на многие километры. Мощность отдельных гранитных тел, входящих в состав серий различна (от первых сантиметров до первых сотен метров), но остается выдержанной на значительном расстоянии. Контакты тел с вмещающими породами согласные, чет-

кие. Жильные дериваты отсутствуют. Приконтактовые изменения как со стороны гранитоидов, так и вмещающих пород не фиксируются. Состав гранитоидов не зависит от состава вмещающих пород, несмотря на разнообразие и контрастность последних (мраморы, гнейсы, кварциты). Сочетание всех этих признаков трудно объяснить, основываясь на общепринятых плутонической, метасоматической или реоморфической моделях формирования гранитоидов. Наиболее приемлема гипотеза их образования за счет химически консервативного метаморфизма пластов кислых вулканогенных пород. При этом, судя по парагенетическим ассоциациям, основная масса гранитоидов сформировалась в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и принадлежит лептитам /Абрамович, 1982/. Таким образом, можно полагать, что юго-западнее краевого шва Северо-Азиатского кратона в раннем протерозое существовала обширная область кислого вулканизма. Судя по характеру осадков, она сформировалась в условиях шельфа. По всей вероятности, с ней связана высокая марганценосность отдельных горизонтов, а также молибден-ванадиево-полиметаллическая минерализация стратиформного типа.

В рифейское время в краевой части Северо-Азиатского кратона выделяются два этапа тектономагматической деятельности. В ранний этап заложилась серия линейных приразломных прогибов — континентальных рифтов: Калбазыкский, Чатыгойский, Ашхасокский, Кувайский, Тайбинский. К ним приурочены базальт-трахибазальтовая и риолит-дацитовая вулканические формации. Вулканиты ассоциируют с песчаниками, гравелитами, конгломератами и сланцами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации. Наиболее широко распространена формация базальтоидов. Извержения, очевидно, часто носили трещинный характер, но имеют место и вулканические аппараты центрального типа. Так, например, в Калбазыкском прогибе намечаются три центра вулканической деятельности, выделяемые на основе анализа распределения вулканокластического материала и степени его сортировки по латерали. Один из таких центров — Ангаульский стратовулкан, сложен базальтоидами, нередко сохраняющими витропорфировую, гиалопилитовую и вариолитовую структуры. Устанавливается зональное его строение. Небольшие изометричные тела гранофировых трахитовых порфиритов в центре, очевидно, фиксируют жерло вулкана. Во многом сходный Инжигейский стратовулкан выделяется в Чатыгойском прогибе. Поля эффузивов повсеместно сопро-

вождаются многочисленными субвулканическими и гипабиссальными телами диабазов и диабазовых порфиров. По химическому составу вулканические породы основного состава отвечают мета-мезобазальтоидам и в меньшей степени лейкобазальтоидам и характеризуются повышенной щелочностью при умеренной глиноземистости.

Второй этап рифейской вулканической деятельности в пределах кратона связан с формированием обширного Присяянского и небольших Харантойского и Олхинского перикратонных прогибов. Вулканиты Присяянского прогиба принадлежат к фанолит-трахибазальт-базальтовой формации. Они залегают в пределах карагасской серии среднего рифея. Эффузивная деятельность проходила в субаэральных условиях. Участки локальных извержений фиксируются по наличию лавовых потоков, экструзий, кальдерных брекчий, полей игнибритов и туфов в бассейнах рек Мара, Изан, Слодянка, Тайшет и Бирюса. Предполагаемые центры вулканической деятельности совпадают с дешифрируемыми на космических и аэрофотоснимках кольцевыми структурами и располагаются на пересечениях разломов. Породы лавовых потоков имеют пеструю окраску. Текстура их флюидальная, такситовая, полосчатая, пятнистая и пузырчатая. Структура основной массы микрозернистая, трахитоидная, сферолитовая, иногда микропризматически-зернистая, переходящая в офитовую. По минеральному и химическому составу выделяются базальты, трахибазальты, трахиандезитовые порфиры, трахитовые порфиры, редко фанолитовые порфиры и фанолиты. Породы щелочного ряда подвержены интенсивным аутометасоматическим и эпимагматическим изменениям. В фанолитах фенокристаллы замещены агрегатом калиевого полевого шпата, альбита, плагиоклаза и слюды. Иногда отмечается эгирин. Судя по форме и продуктам замещения, предполагается принадлежность фенокристаллов к калиофилиту и лейциту. В трахиандезитовых порфирах и трахитовых порфирах в составе вкрапленников преобладают калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Реже встречаются кварц, альбит и пироксен. Основную массу пород составляет тончайший агрегат замещенного стекла. По петрохимическим особенностям в составе формации выделяется две обособленные группы пород. Одна из них отвечает базальтоидам нормальной и повышенной щелочности и может быть подразделена на базальтоиды калиевого и натриевого ряда, вторая — щелочным разностям, характеризующимся весьма высокой калиевоcтью.

Вулканиты Харантойского и Олхинского прогибов принадлежат риолит-дацитовый формации. В Харантойском на основе морфоструктурного анализа рельефа намечены Алентгарский и Шадаринский вулканические аппараты центрального типа. По химическому составу вулканические породы принадлежат к средней и кислой группам нормальной и несколько повышенной щелочности и повсеместно ассоциируют с близкими к ним гранитами и гранодиоритами рифейского возраста (туникский и шумихинский интрузивные комплексы).

В пространственной связи с полями эффузивов фонолит-трахибазальт-базальтовой формации отмечаются висмут-мышьяково-ртутная и золото-полиметаллическая минерализации. В связи с риолит-дацитовой формацией и комагматичными ей гранитоидами обнаружены повышенные концентрации ряда редких металлов.

В Байкальской складчатой области рифейские вулканические образования (метариолит-базальтовая формация) выделяются главным образом в пределах Верхне-Енисейского (Шутхулайского) блока. Они слагают достаточно крупную изометричную вулканическую область, которая, по данным В.В.Зайкова /1976/, может быть подразделена на две зоны: северо-западную - Харальскую и юго-восточную - Билинскую. В первой вулканиты приурочены к терригенной харальской свите позднерифейского возраста. Они слагают серии пластов, жерловые и субвулканические тела, фиксирующие шесть вулканических центров: Кара-Адырский, Ойнинский, Ольховский, Хадынский, Харальский и Карахемский /Зайков, 1976/. В составе эффузивов преобладают базальты, подчиняя риолиты и незначительно андезиты и дациты. В Билинской зоне эффузивы залегают среди карбонатно-терригенных и кремнисто-терригенных отложений бийхемской серии. Они образуют невыдержанные горизонты мощностью от десятков до сотен метров. Преобладают порфиритоиды с подчиненным количеством метадацитов. Рифейские вулканогенные образования Восточной Тувы зонально метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой фациях, но при этом часто сохраняют шаровую и подушечную отдельность и миндалекаменную структуру. Метабазальтоиды представлены преимущественно тонкозернистыми сланцеватыми породами, обнаруживающими апоинтеросертальную и бластопорфировую структуры. Метариолиты обладают бластофировой и порфировой структурой с фельзитовой, гранобластовой и лепидогранобластовой основной массой.

С рифейскими эффузивами Восточной Тувы пространственно свя-

заны проявления золота в сульфидизированных кварцитах и кварц-полевошпатовых метасоматитах, тяготеющие к жерловинам и субвулканическим интрузиям, и серно-колчеданная минерализация, представленная сингенетичной вкрапленностью пирита, пирротина и халькопирита в вулканогенно-осадочных породах.

Вулканы рифейского возраста известны также в Ашкасокском, Ильчирском, Джидинском, Кизир-Казырском прогибах и некоторых других структурах. В настоящее время они плохо изучены, но свидетельствуют о достаточно широком проявлении рифейского вулканизма в обрамлении Сибирского кратона.

Таким образом, докембрийский период геологического развития юго-запада Восточной Сибири характеризуется весьма активной вулканической деятельностью. Она проявляется в различных геодинамических обстановках. В условиях формирования континентальной земной коры образуются вулканы преимущественно кислого и среднего состава, в условиях ее деструкции - основного и ультраосновного. При этом общая эволюция сходных по составу продуктов вулканизма во времени направлена в сторону их все большей дифференциации, увеличения щелочности и несколько менее отчетливо глиноземистости и кремнекислотности. Так, архейские примитивные толеитовые базальты и коматиты с течением времени дифференцированы субщелочными и щелочными базальтами, а первые кислые продукты - архейские дациты толеитового ряда - и риолитадацитами повышенной щелочности и высокощелочными трахитами и фолитами.

С вулканическими образованиями докембрия юго-запада Восточной Сибири связано оруденение железа, титана, меди, никеля, кобальта и других металлов, имеющих важное практическое значение.

Литература

АБРАМОВИЧ Г.Я. Архейская метакоматит-базальтовая формация Восточного Саяна // Проблемы палеовулканических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Киев, 1981. С.52-54.

АБРАМОВИЧ Г.Я. Ассоциация эндогенных формаций и эндогенные процессы в докембрии Восточного Саяна // Корреляция эндогенных

процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, 1982. С.43-52.

АБРАМОВИЧ Г.Я. Восточно-Саянская докембрийская палеовулканическая область // Раннегеосинклинальный вулканизм и металлогения Урала. Вулканизм докембрия некоторых регионов СССР. Свердловск, 1983. С.125-126.

АБРАМОВИЧ Г.Я. Докембрийские зеленокаменные пояса Восточного Саяна // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск, 1984. С.13-14.

АБРАМОВИЧ Г.Я., ХРЕНОВ П.М. Металлогеническая и магматическая зональность главных структурных элементов земной коры в докембрии юга Восточной Сибири // Тезисы докладов 27 Международ. геол. конгресса. Т.П. М., 1984. С.245.

ВОЛОБУЕВ М.И., ЗЫКОВ С.И., СТУПНИКОВА Н.И. Геохронология докембрийских гранитоидов Восточного Саяна и Западного Прибайкалья // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., 1980. С.66-80.

ЗАЙКОВ В.В. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. Новосибирск: Наука, 1976. 122 с.

САНДУМПРОВА Г.П., ПЛЮСНИН Г.С., ПЕТРОВА Э.И. и др. Возраст пород шаржалгайской серии // Изотопная геохронология докембрия. Уфа, 1979. С.160-161.

Б.Н.Лапин

ФАЦИИ И ФОРМАЦИИ ПОРОД ПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Роль изучения вулканогенных образований в различных аспектах геологической службы М.А.Усов /1935,с.112/ определил так: "Эк-
физивы являются очень важными геологическими документами . . . , которые после надлежащего с ними ознакомления откроют много новых страниц в истории Земли". При этом он, конечно, имел в виду как прикладную, так и научную ценность таких исследований. Время полностью подтвердило правильность высказанных им слов.

Для усиления работ по изучению эффузивов созданы и работают комитеты и секции, в задачу которых входит всестороннее исследование районов распространения вулканогенных пород, проводятся вулканологические и палеовулканологические совещания и симпозиумы, издаются материалы /Вопросы вулканизма, 1962; Рудоносность... , 1965; Эволюция ..., 1973/.

Справедливость представлений М.А.Усова о фациях и формациях пород палеозойского возраста хорошо подтверждает геологический материал по Алтае-Саянской складчатой области /Лучицкий, 1963; Сравнительная палеовулканология ..., 1966 и др./. Как известно, этот огромный регион Западной Сибири принадлежит к районам полициклического типа развития генеральных структурных элементов, вовлекаемых в активную "жизнь" в различные периоды развития Земли. Представление о полициклическом развитии Алтае-Саянской области детально разработано учениками М.А.Усова академиками Валерием Алексеевичем и Юрием Алексеевичем Кузнецовыми /Кузнецов, 1952; Кузнецов, 1949/.

Согласно этому учению, разделяемому большинством исследователей, центральная часть Алтае-Саянской области представлена каледонскими структурами /Белоусов и др., 1969, 1974/, в которых проявились тектономагматические процессы герцинского возраста. В каждом из выделяемых циклов активизировались магматические пароксизмы, приуроченные к тектонически мобильным зонам /Моссаковский, 1963/. Наиболее развиты они в кембрийское (рис.1) и девонское (рис.2) время, в которое были сформированы вулканогенно-осадочные образования различных фаций (подводные, субмаринные и субаэральные эффузивы и туфы, дайковые поля) как подводящие каналы и тела жерловин центральных и побочных вулканов и связанные с ними близповерхностные субвулканические интрузии. К особой фации вулканизма должны быть отнесены и различные поствулканические образования кварц-серицит-хлоритового состава вплоть до кварцитов и метасоматических порфиров, интенсивно и настойчиво изучаемых в самое последнее время /Поспелов, 1955; Лаптя, 1985/.

Не останавливаясь на характеристике пород зеленокаменного перерождения эффузивов, детально разработанных М.А.Усовым, основное внимание уделим первичным фациям становления вулканогенных образований. Наиболее интересным, с нашей точки зрения, является глубокое знание пород жерловой фации, которые в изобилии

встречаются среди разнообразных вулканогенных образований различного возраста.

Примером наличия жерловой фации служат материалы Куртушинского хребта в Западном Саяне, где выявлены и изучены скопления даек основного состава, реставрируемые по геологическим позициям как подводные каналы массовых трещинных излияний пород чингинской свиты нижнекембрийского возраста. Такие сближенные рои даек с перерывами прослеживаются на многие десятки и даже сотни километров по левобережью рек Шом-Шум и Хемчик, в бассейнах рек Урбун и Золотая и далее по хребту на северо-восток. Дайки строго следуют по простиранию всей толщи, выклиниваются, раздвигаются и даже переходят в небольшие штоки. Обычная мощность даек 3–5 м, но иногда достигает 40 м; сближенные тела даек образуют полосу шириной в 250–300 м.

Контактные части вмещающих дайки песчаников и эффузивов изменены, в различной степени перекристаллизованы и превращены в сложные хлорит-полевошпатовые породы. В дайках встречаются измененные и неизмененные ксенолиты вмещающих пород и слабая сульфидная минерализация. Состав сложных даек довольно однообразен. Большинство из них представлены диабазами, диабазовыми порфиритами либо габбро-диоритами с диабазовой, долеритовой или пойкилоофитовой структурами.

К корням нижнепалеозойских эффузивов относится группа жерловых тел, расположенных на северо-востоке Тувы в Улутской вулканической зоне, относящихся к тумат-тайгинскому и тапсинскому вулканическим комплексам. Первая группа жерловых тел находится на водоразделе рек Ак-Суг и Ак-Хем, вытянутая цепочкой в сторону верховьев реки Улут-О. Форма тел – некки и штоки, реже крупные дайки, связанные с некками. Они прорывают отложения нижней подсвиты туматтайгинской свиты, представленной миндалекаменными андезито-базальтовыми порфиритами. Размеры жерловин варьируют от 50 – 100 до 500 – 800 м в диаметре для штоков и 20–60 м для даек.

Все тела сложены порфирами дацитового состава и в своем большинстве обладают характерной сферолитовой структурой. Сложные сочетания сферолитовых стяжений полевого шпата и кварца находятся в аллотриоморфно-микролитовом кварц-полевошпатовом агрегате, переполненном серицитом. Порфиры краевых частей массивов

обладают такситовым строением, в них уменьшается значение сферолитов, аллотриоморфная масса приобретает пятнистый рисунок, появляются микромекитовые сростки, обломки боковых пород, более четкая флюидальность, увеличивается количество хлорита, рудного минерала и апатита.

К этому же комплексу должны быть отнесены и жерловые массивы, развитые на южных склонах хр.Отлут-Тайга и Ат-Чолдуг, где они образуют группу сближенных штоков, вытянутых в субширотном направлении. Наиболее крупное тело имеет размер 1000-1200 м в поперечнике и вскрыто в каре на 250-300 м по вертикали. Для него характерно зональное строение в плане и разрезе; центральная часть штока сложена мелкозернистыми, но полнокристаллическими порфиroidными породами гранитоидного ряда, периферические - порфирами со сложной такситовой текстурой, плейчатой флюидальностью, шаровой отдельностью.

Вторая группа - это тела жерловой фации тапсинского вулканогенного комплекса. Они прекрасно вскрыты на хр.Тумат-Тайга и в карах истоков р.Кызыл-Таштыг, приурочиваясь к основанию тапсинской свиты, и вытянуты цепочкой вдоль её базального горизонта. На поверхности обнажено шесть разрозненных некков и одно слепое тело (субвулканическое), оконтуренное горными выработками и скважинами при разведке Кызылташтыгского колчеданно-полиметаллического месторождения. Изометричные тела сложены кислыми порфиroidными породами риолито-дацитового состава со следами окремнения и альбитизации. Для всех них наиболее типично грубозональное расположение различных типов порфиroidных пород от редко- и мелкопорфиroidных до крупнопорфиroidных невадитовых разновидностей в центре. Характерна сложная вертикальная флюидальность, шаровая отдельность и наличие обломков боковых пород.

В западной стенке центрального кара у одного из тел обнажены контактовые брекчии волочения. Они как бы опоясывают хорошо видимые восточную и южную части тела и скрываются западнее под отложениями делювиальных свалов и курумов. Брекчии смешанные, обломки полуокатанные с очень мелкой крошкой и тонкой пылью.

Состав жерловых массивов неоднороден: дацитовые порфиroidы тяготеют к периферическим частям, риолитовые - слагают центральные области жерловых тел, поступавших в виде вязких масс последними. Все они - породы с порфиroidным такситовым сложением, иногда с ме-

таморфическими преобразованиями. Встречаются и оригинальные пойкилобластические структуры, обусловленные наличием мелкозернистых новообразований кварца и гидрослюда по реликтам породообразующих минералов.

Вулканизм среднепалеозойского времени и, главным образом, девонского также оставил многочисленные следы центров активных извержений. Они изучены более основательно, чем кембрийские и неоднократно освещались в геологической литературе /Лапин, 1964; Болтухин, Турченко, 1972 и др./.

Большая группа жерловых массивов обнаружена в районах Горного Алтая, Тувы, Минусинской котловины, меньше в Кузнецком Алатау и Западном Саяне. В Горном Алтае, например в Уйменской депрессии, массивы жерловой фации обнаружены на горе Бель хребта Тонгош. Стали известны тела на горе Саганы в бассейне р.Каракокши и в Айгулакском хребте по р.Чулукташ. Детально изучены некии, заполнившие каналы девонских вулканических аппаратов в Ануйско-Чуйской зоне в бассейне р.Урсул близ д.Каракол, а также среди туфовых отложений в бассейнах рек Аккая и Кылыл-Чин. Есть сведения, что подобные тела обнаружены и в юго-западной части Горного Алтая в Теректинской зоне по р.Калгуте. На территории Восточной Тувы массивы жерловой фации найдены в Буренской зоне около д.Владимировка /Лапин, 1969/ и в Тоджинской котловине по р.Бий-Хем, а в Кузнецком Алатау в Абакан-Таштыпской впадине у г.Турочак.

Это далеко не полный перечень распространения магматических тел жерловой фации кембрийского и девонского вулканизма в Алтае-Саянской области. Судя по напряженной вулканической деятельности в кембрийское и девонское время, сформировавшей на огромной территории мощные вулканические толщи, древние вулканические постройки и их жерловины должны были существовать в значительно большем количестве. Однако на современном этапе изученности они пока неизвестны.

Фации склонов вулканических аппаратов центрального типа представлены, как известно, лавами и туфами. Первые своим строением и составом хорошо знакомы геологам различных специальностей и здесь детально не рассматриваются. Можно лишь коротко охарактеризовать шаровые лавы базальтового состава (пиллоу-лава), встречающиеся в изобилии среди нижнекембрийских базальтоидов.

Всегда считалось, что наличие шаровых образований в лавах базальтового состава является свидетельством глубоководных извержений в геосинклинальных областях.

Материалы геологических съемок и специальных тематических исследований показали, что такое утверждение не всегда выдерживает критику. Часть шаровых лав в Алтае-Саянской области формировалась в мелководных, субмаринных или береговых условиях, шаровая текстура которых объясняется изливанием жидких потоков лавы с крутых склонов моря или в прибрежных районах при сильных волноприбойных явлениях. В сильный шторм, например, стекающая в море лава подвергалась интенсивному воздействию волн, от неё отрывались пластичные куски, закатывались и закручивались в шары подобно тому, как формировались крупногалечниковые морские конгломераты. В промежутках между шарами встречается раскристаллизованное стекло, морской песок и гравий.

Пирокластические отложения, расположенные вблизи жерловых массивов, иногда образуют мощные пачки, характеризующие эксплозивный вулканизм. Эти прижерловые фации вулканогенных образований обычно сложены крупноглыбовыми неотсортированными брекчиями, обломки которых состоят из эффузивов и туфов. Отложения склонов, конусов выноса, оползней и обвалов имеют хаотичное сложение и пестрый состав. Они известны повсеместно, но более всего там, где вулканические сооружения эродированы не полностью. Для примера развития таких пород можно назвать несколько районов в Туве по рекам Каахему и Бурену, а также в Горном Алтае по р.Калгуте и в Салаире у г.Гурьевска и в районе с.Бирюли.

Генетически близко к ним стоят образования вулканических брекчий направленных взрывов. Это обычно слабостратифицированные конусовидные толщи с резко меняющейся мощностью. Они формируются уже на некотором удалении от центра извержения, представленного, как указывалось, жерловым массивом. Оптимальные расстояния от древних жерловин и холмов брекчий направленных взрывов колеблются от 10 до 30-40 км. Состав пород обычно смешанный, и кроме вулканических обломков присутствуют магматические, осадочные и метаморфические породы.

Спекшиеся туфы, получившие название игнимбритов, в разрезах вулканогенных толщ Алтае-Саянской области распространены незначительно. Объясняется это широким развитием, особенно среди ниж-

непалеозойских образований, производных вулканизма базальтовой магмы, для которой такая разновидность пород не характерна. Игнимбриты были отмечены в ряде мест области среди девонских разрезов, в том числе в Горном Алтае, Туве и Минусинской котловине. В Горном Алтае они распространены в долинах рек Коргон, Урсул, по р. Ак-Кая, притоку Чаган-Узуна, по р. Баук, притоку Каракокши и на горе Бель в Уйменской депрессии.

В Туве и Минусинской котловине игнимбриты отмечаются среди нижне- и среднедевонских толщ в Тоджинской котловине в районе пос. Тора-Хем либо по бортам р. Енисей в Шира-Идринской вулканической зоне. Возможны и новые находки подобных пород в других районах Алтае-Саянской области, но мощные отложения они вряд ли там образуют.

Спекшиеся туфы обычно переслаиваются с пирокластическими образованиями разных фаций и текстурных особенностей, лишенных элементов сваривания обломков, и в них составляют небольшую долю. В обнаруженных районах распространения игнимбриты и игнимбритоподобные породы тяготеют к местам расположения тел жерловой фации либо вулканических брекчий направленных взрывов.

Вопросы генезиса игнимбритов в свое время вызвали оживленную дискуссию /Устиев, 1961/, однако большинство исследователей придерживаются мнения П. Маршалла и А. Н. Заварицкого /1947/, считавших, что образование спекшихся туфов связано с извержением огромных газовых горячих туч, переполненных пластичными обломками пород и обрывками лав, способных свариваться и спекаться. Подобные условия выброса вулканического материала в незначительных масштабах, по-видимому, существовали и в некоторых районах Алтае-Саянской области.

Мелкая и тонкая пирокластика, лишенная в разрезах обильных лавовых потоков и крупнообломочных туфобрекчий, относится к фации удаленных окраин древних вулканических аппаратов. Она всегда частично дифференцирована и чередуется с осадками и перемычками вулканомиктовыми породами. Состав тонких туфов может быть различным, но чаще всего - кислой разновидности, обогащенной рудным материалом. Такие толщи с широким ореолом тонких пеплов и перемычек вулканогенно-осадочных пород известны в Аламбайской зоне Салаира, Чулышманской зоне Горного Алтая и других районах Алтае-Саянской области.

Особо следует подчеркнуть широкое развитие среди вулканогенных толщ фации синвулканических гидротермально-метасоматических образований, генезис которых нередко вызывает оживленные дискуссии. Среди них известны околорудные метасоматиты кварц-хлоритового, хлорит-серицитового, хлорит-эпидотового и смешанного состава. Наконец, к ним относятся и кварциты с порфиробластами кварца и кварц-полевошпатовые метасоматиты с порфировой структурой /Лапин, 1985/. Последние принимаются либо за лавы, либо за туфы, либо за субвулканические интрузии порфиров, претерпевших автометасоматоз и получивших название фельд-порфировых интрузий /Яковлев, Яковлева, 1973/.

Такие гидротермально-метасоматические породы образуют среди туфов и осадочных пород (песчаников, сланцев и известняков) сложные по форме и разные по размерам тела, которые имеют постепенные или резкие границы с вмещающими породами. Для них характерна афировая или порфирровая структура, несущая следы бластеза, фельзитоподобная или "просвечивающая" текстура, неустойчивый химический состав пород, в которых содержание породообразующих окислов даже в мелких телах, колеблется в больших пределах. Особенно неустойчивы отношения окислов щелочных металлов, а также железа и магния.

Анализ геологической карты распространения метасоматических порфиров и палеовулканогеологические реконструкции позволяют утверждать о их широком проявлении на удаленных флангах крупных эродированных вулканических сооружений и в областях проявления более молодых интрузий. Места распространения фаций гидротермально-метасоматических пород и в том числе порфиризированных вулканогенно-обломочных и осадочных отложений указывались ещё Г.Л.Поспеловым /1955/. К таким районам относятся Салаирское рудное поле, колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая и др.

Формационным анализом магматических и вулканических пород, вслед за Ю.А.Кузнецовым, занимались многие исследователи. Вопросами классификации формаций их выделения и систематики вплотную занимаются А.Ф.Белоусов с соавторами /1969, 1974/, В.А.Кутюлин /1972/ и др.

Для нижнепалеозойского вулканизма, проявившегося в сквозных тектонических зонах, заложенных на границах геосинклинальных

прогибов и геантиклинальных массивов, характерны недифференцированные базальтовые магмы с преобладанием лав основного состава толеитового типа. К таким магмовыводящим каналам относятся зоны Куртушибинского хребта, заложенные между Западным Саяном и Тувой, а также Кузнецко-Алтайские структуры, проходящие по осевой линии Кузнецкого Алатау и смежным границам Горного Алтая и Тувы.

В зонах краевых прогибов, расположенных в жестких массивах, более типичны разнообразные по составу лавы и туфы. Здесь известны последовательно дифференцированные базальт-андезит-дацитовые (Улдогуйская зона Тувы) или контрастно дифференцированные базальт-липаритовые (Таннуольская зона Тувы, Тельбесская в Кузнецком Алатау и др.) формации. В общем балансе формаций преобладают недифференцированные базальты сквозных тектонических зон.

Девонский вулканизм проявился по окраинам межгорных впадин, мульд, наложенных или унаследованных прогибов. Он характерен многочисленным набором всех разновидностей пород щелочно-земельной, субщелочной и щелочной магм, извергавших базальты, андезиты, дациты и риолиты, щелочные и субщелочные разновидности этих пород. В сумме они образуют пестрый ряд вулканогенных формаций, отражающий, однако, и структурную принадлежность тех или иных пород. В унаследованных прогибах последовательно распространены полностью или не полностью дифференцированные ряды формаций, приближающиеся к толеитовому типу. В наложенных прогибах наблюдается повышенная пестрота состава вулканического материала с преобладанием кислых пород (Горный Алтай), пестрых субщелочных, главным образом андезитовых (Западная Тува), и щелочных, в основном базальтового состава (Минусинская котловина), эффузивов.

Литература

БЕЛОУСОВ А.Ф., КОЧКИН Ю.Н., ПОЛЯКОВА З.Г. Вулканические комплексы рифей и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М.: Наука, 1969. 281 с.

БЕЛОУСОВ А.Ф., НАЛЕТОВ Б.Ф., ПОЛЯКОВА З.Г. Вулканические комплексы рифей и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1974. 211 с.

БОЛТУХИН В.П., ТУРЧЕНКО Г.П. Некоторые особенности девон-

ского вулканизма Кузнецкого Алатау // *Девонские прогибы Саяно-Алтайской горной области*. Новокузнецк, 1972. С.63-64.

ВОПРОСЫ вулканизма. Труды первого Всесоюзного вулканологического совещания / Под ред. В.И.Владавца. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 450 с.

ЗАВАРИЦКИЙ А.Н. Игнимбриты Армении // *Изв. АН СССР. Сер.геол.*, 1947. № 3. С.3-17.

КУЗНЕЦОВ В.А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской складчатой области // *Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФ АН СССР*. Новосибирск, 1952. Вып.12. С.9-41.

КУЗНЕЦОВ Ю.А. Схема классификаций магматических пород. Новосибирск, 1949. 28 с. (Труды Горно-геол. ин-та ЗСФ АН СССР).

КУТОЛИН В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.

ЛАПИН Б.Н. Об интрузивных образованиях в девонском вулканогенном комплексе Горного Алтая // *Тр. лаб. палеовулканологии / Казах. науч.-ис. ин-т минер. сырья/*. Алма-Ата, 1964, № 3. С.166-183.

ЛАПИН Б.Н. Девонские палеовулканы и возраст Бренского интрузивного комплекса (Тува) // *Геол. и геофиз.*, 1969, № 10. С.29-38.

ЛАПИН Б.Н. Кварц-полевошпатовые метасоматиты в рудных полях полиметаллических месторождений // *Геол. и геофиз.*, 1985, № 11. С.30-38.

ЛУЧИЦКИЙ И.В. Основные задачи палеовулканологии и проблема вулканогенных формаций // *Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций*. Алма-Ата, 1963. С.5-12.

МОССАКОВСКИЙ А.А. Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (салаирид) Саяно-Алтайской области и проблема связи вулканизма с тектоникой // Там же. С.22-37.

ПОСПЕЛОВ Г.Л. О явлениях замещения при образовании эффузивовидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири // *Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*. М., 1955. С.345-371.

ПОСПЕЛОВ Г.Л. Парадоксы, геологическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.

РУДОНОСНОСТЬ вулканических формаций. Материалы межведомственного совещания / Под ред. В.Н.Котляра. М.: Недра, 1965. 325 с.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ палеовулканология среднего и верхнего палеозоя юга Сибири и Восточного Казахстана / Под ред. И.В.Лучицкого. Новосибирск: Наука, 1966. 292 с.

УСОВ М.А. Фации и фазы пород эффузивного облика // Проблемы сов. геологии. 1925. Т.У, № 9. С.795-812; то же // Основные идеи М.А.Усова в геологии. Алма-Ата, 1960. С.98-112.

УСТИНОВ Е.К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы иттигритов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 11. С.3-15.

ЭВОЛЮЦИЯ вулканизма в истории Земли. Материалы первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума / Под ред. И.В.Лучицкого и Г.М.Фремда. М.: Наука, 1973. 346 с.

ЯКОВЛЕВ Г.Ф., ЯКОВЛЕВА Е.Б. Рудоносные флюиднопорфировые комплексы Юго-Западного Алтая // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1974. № 2. С.72-86.

MARSHALL P. Acid. Rocks of the Taupo-Rotorua District. Royal Soc. New Zeal Tr., 1935. Vol.64.

В.Л.Хомичев

ОРДОВИКСКИЙ ВУЛКАНИЗМ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Вулканогенные образования в Алтае-Саянской области широко развиты (и хорошо изучены) на рифейском, кембрийском и девонском уровнях. На их фоне ордовикские (и тем более силурийские) вулканические породы явно недооценивались. И даже несмотря на палеонтологические находки, к ним относятся как к экзотическим явлениям среди мощных терригенно-флюидных отложений ордовик-силурийского возраста. А между тем вулканические зоны ордовика имеют большое прикладное значение для прогнозирования медно-порфирового и скарново-магнетитового оруденения.

В исследуемой области Горный Алтай - это наиболее молодой каледоно-герцинский регион, поэтому ордовикские отложения здесь имеют большие мощности, но состав их исключительно терригенно-флюидный (аледритно-песчано-сланцевый с конгломератами и граве-

Рис. 1. Схема распространения ордовик-силурийских отложений Алтае-Саянской области /по В.М.Сенникову и А.Б.Гинцигеру, 1964 с дополнениями автора/:

1 - кембро-ордовикские терригенные отложения; 2 - ордовик-силурийские флишидные отложения; 3 - то же с вулканогенной составляющей; 4 - вулканогенные толщи предположительно ордовик-силурийского возраста; 5 - область каледонской геосинклинали; 6 - периферические и внутриконтинентальные орогенные прогибы; 7 - орогенные вулканолутонические пояса

литами) при подчиненном значении известняков и полном отсутствии туфогенных и вулканических пород. Лишь в крайней восточной части Горного Алтая на стыке с Западным Саяном в зоне Шапшальского глубинного разлома в разрезе фаунистически охарактеризованного ордовика появляются вулканогенные породы. Они описаны А.Б.Дергуновым /1967/, а позже детально изучены Е.С.Единцевым (ИГО "Красноярскгеология") в Еринатской мульде, представляющей типичную наложенную на салаирское геосинклинальное основание протоорогенную структуру (рис. 1). Нижнюю часть разреза этой мульды образуют песчано-алевритовые отложения еринатской свиты нижнего ордовика (по фауне Angarell). На них согласно, но через горизонт туфоконгломератов, залегает терригенно-вулканогенная узункарасугская свита среднего-верхнего ордовика (рис. 2, колонка I). Нижняя половина ее сложена песчаниками и алевритами, а верхняя (не менее 500 м) - диабазовыми, базальтовыми, андезитовыми порфиритами с горизонтами туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов, выше которых залегают липаритовые и кварцевые порфиры, флюидальные фельзиты и мелкообломочные туфы кислого состава. Завершается разрез маломощной пачкой песчаников и известняков с остатками фавозитов плохой сохранности.

Диабазовые и андезитовые порфириты узункарасугской свиты серо-зеленые, массивные, содержат мелкие выделения разложенного табличатого плагиоклаза (10 %) и реликты клинопироксена в хлоритизированной основной массе. Нередкие миндалины выполнены кальцитом и хлоритом. Липаритовые порфиры лилово-серые, мелко-скуднопорфировые; выделения кварца и серицитизированного полевого шпата

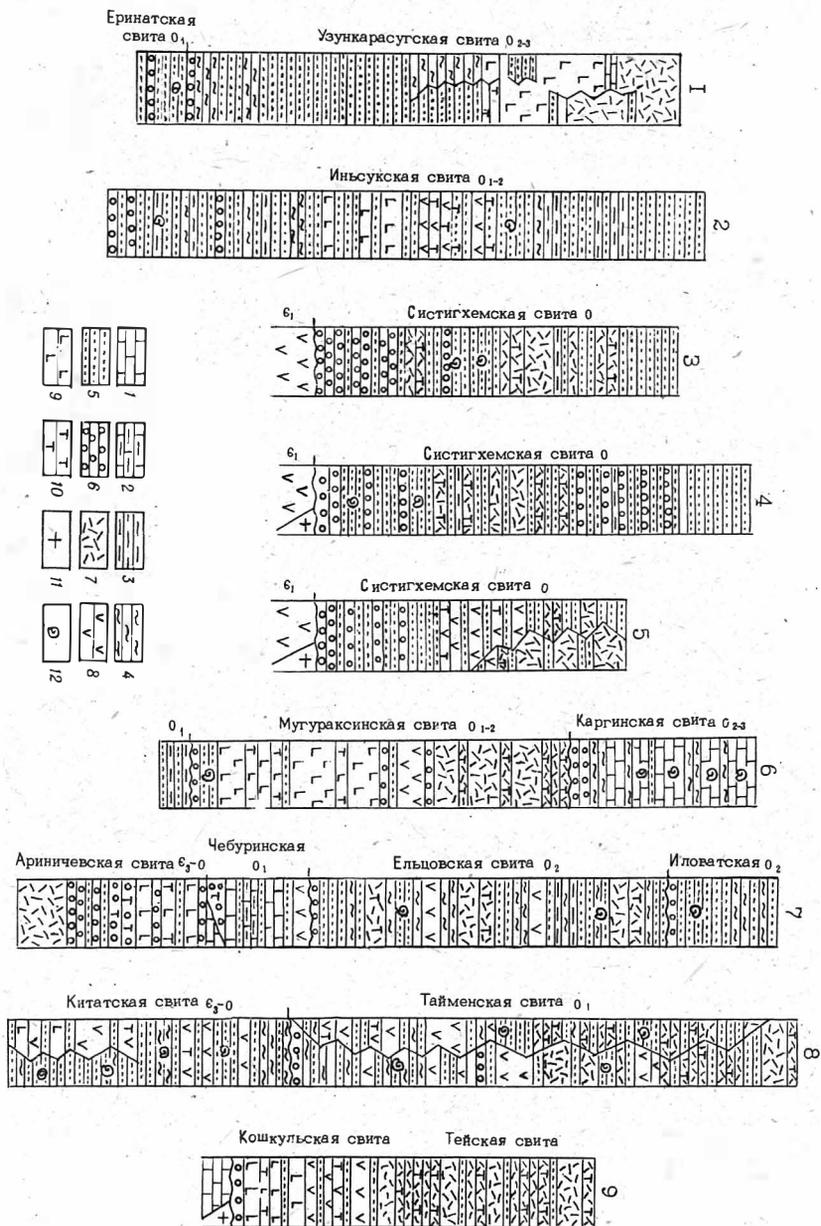


Рис. 2. Колонки ордовикских отложений с вулканическими породами:

I - Еринатская мульда (по Е.С.Единцеву); 2 - Куртушибинский хребет (по Г.Г.Семенову); 3 - правобережье р. Бол.Енисей (по В.А.Благонаравову); 4 - р.Систигем (по В.Н.Чучко); 5 - р.Улуг-0 (по В.В.Байкову и Н.С.Бухарову); 6 - Муртур-Аксинский район (по Е.В.Владимирской и др.); 7 - Юго-Восточный Салаир (по Б.Ф.Наметову и Т.Ф.Сидоренко); 8 - Тайон-Золотокитатский район (по Б.Ф.Наметову); 9 - восточный склон Кузнецкого Алатау (по В.Л.Хомичеву).

I - известняки, 2 - мергели, 3 - глинистые сланцы, 4 - алевролиты, 5 - песчаники, 6 - конгломераты, 7 - кислые эффузивы, 8 - эффузивы среднего состава, 9 - эффузивы основного состава, 10 - туфогенные породы, II - гранитоиды, габро-диорит-гранодиоритовой формации, 12 - местоположение фауны

заклочены в фельзитовой, микропоякилитовой или флюидалной серицитизированной основной массе.

А.Б.Дергунов /1967/ описал вулканогенные породы и в нижнесилурийских карбонатно-территенных отложениях этого района, датированных остатками кораллов, мшанок и криноидей. Представлены они маломощными (10-40 м) потоками светло-серых кварцевых плагипорфиров, альбитофиров, их лавобрекчий и туфов, реже андезитовых порфиритов. Суммарная мощность вулканогенных пород достигает 500 м при общей мощности силурийских отложений около 1600 м.

На остальной территории Западного Саяна отложения ордовик-силурийского возраста развиты широко, но находки в них вулканических пород единичны. На Куртушибинском хребте, по Г.Г.Семенову и др., в аласутской свите верхнего кембрия, неразрывно связанного с ордовиком, присутствуют диабазы, порфириты, фельзиты и их туфы, в шигнетской серии ордовик-силурийского возраста - диабазы, туфопесчаники и туфосланцы, но наиболее широко вулканогенные породы развиты в иньсукской свите нижнего-среднего ордовика (см. рис.2, колонка 2). Представлены они зеленокаменно-измененными эффузивами и туфами основного и среднего составов. Преобладают афировые разности с мелкими редкими выделениями разложенного плагноклаза и титанавгита в кварцосодержащей эпидот-хлорит-актинолит-альбитовой основной массе.

И.К.Кокодзеев, Г.Г.Семенов и другие отмечают развитие фельзитов и туфов в таслинской и шштыкской свитах силура на водоразделе рек Устю-Ишкин - Карбай. П.С.Антонов и др. многочисленными палеонтологическими находками доказали широкое развитие кислых эффузивов и туфов в шштыкской свите нижнего силура в междуречье Она - Караташ.

В Туве ордовиковские и силурийские отложения выполняют Хемчик-Систигхемский протоорогенный прогиб /Владимирская, Благонравов, 1966/. В крайней восточной его части еще в 50-х годах среди преобладающих песчаников, алевролитов и гравелитов систигхемской свиты были установлены маломощные прослои лав и туфов кислого (реже среднего) состава, приуроченные к верхней части разреза (В.А.Благонравов, А.М.Данилевич, И.Н.Зайцев, Ю.В.Чудянов и др.). Брахиоподы рода *Angarella* были собраны из песчано-алевритовых прослоев ниже и выше эффузивно-пирокластических пачек (см.рис.2, колонки 3,4).

С тех пор география ордовиковских вулканитов незначительно расширилась в юго-западном направлении, по левобережью р.Большой Енисей и далее в Улугуйской структурно-фациальной зоне /Зайков и др., 1971/. Как и в Тоджинском районе лавы и туфы кислого и среднего составов приурочены к верхней подсвите систигхемской свиты и локализуются в сравнительно узкой полосе вдоль Каахемского глубинного разлома (см. рис.2, колонка 5). Эффузивы и пирокласты перемежаются с туфоконгломератами, туфопесчаниками и образуют красноцветную пачку мощностью до 500-600 м. Состав их преимущественно риолит-дацитовый (фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, дациты), окраска пород от красно-коричневой до серовато-лиловой, текстура плотная, однородная, реже полосчато-флюидальная. Вкрапленники водяно-прозрачного кварца, олигоклаза мелкие (0,5-2 мм) и относительно редкие (10-20 %). Основная масса фельзитовая, микропйкилитовая, сферолитовая. Вулканогенные породы заходят и в согласно залегающие на ордовиковских силурийские отложения таскьльской свиты, где кроме риолитов есть и андезитовые порфиры.

Принципиально новые данные появились в Западной Туве, в Мур-гур-Аксинском районе, где вулканогенные отложения, прежде считавшиеся девонскими, оказались ордовиковскими, благодаря находкам фауны в подстилающих и перекрывающих породах /Владимирская и др.,

1973/. Мутураксинская свита несогласно залегает на флипоидных кембро-ордовикских отложениях, составляя вместе с ними протоорогенный молассовый комплекс на салаирском геосинклинальном основании. Она контролируется Каргинским (Цаган-Шибэтинским) глубинным разломом и протягивается вдоль него узкой полосой северо-западного простирания.

Разрез свиты начинается серо-зелеными конгломератами и песчаниками с прослоями алевролитов (см. рис.2, колонка 6). Выше залегает пачка мощностью около 700 м, сложенная почти исключительно базальтовыми порфиридами и туфами. Это миндалекаменные породы темной окраски с лиловым и красноватым оттенком. На поверхности выветривания резко выделяются многочисленные лейсты плагиоклаза. Основная масса гиалофитовая или гиалопилитовая. Бурое разложенное стекло изобилует мелкими зернами гематитизированного магнетита.

Выше по разрезу после пачки песчаников, алевролитов, гравелитов (50 м) более 700 м сложены однообразными лиловыми, желто-красными и кремевыми обычно тонкофлюидальными фельзитами, фельзит-порфирами и кварцевыми порфирами, реже туфами того же состава. В них мелкие вкрапленники кварца, кислого плагиоклаза, иногда калишпата заключены в сферолитовой, микропоякилитовой и фельзитовой основной массе. Акцессорные минералы - ортит, циркон, магнетит, замещенный гематитом /Абрамович, Владимирский, 1973/.

К северу и северо-востоку от Горного Алтая в салаиро-каледонских структурах Кузнецкого Алатау и Салаира ордовикские отложения тяготеют к Кузнецкой впадине (см. рис.1). Среди них есть и вулканогенные породы. На юго-восточной окраине Салаира они описаны А.Б.Гиндингером /1964/ и Б.Ф.Налетовым, Т.Ф.Сидоренко /1970/ в составе ариничевской и ельцовской свит (см. рис.2, колонка 7). В основном среди них развиты пирокластические продукты кислого состава и их перемытые отложения. Лавовые фации представлены андезито-базальтами и дацито-риолитами. Общая мощность терригенно-вулканогенных отложений около 2400 м.

На западном склоне Кузнецкого Алатау широко развита вулканогенная толща ордовика /Снежно, 1967; Налетов, Сидоренко, 1969; Алабин, Налетов, 1969/. Представлена она в нижней части зеленовато-серыми, лиловыми и бордовыми наземными диабазами, порфиридами, трахиандезитами, нередко с миндалекаменной текстурой, лаво-

брекчиями, тонкообломочными туфами (см. рис. 2, колонка 8). Вверх по разрезу увеличивается роль бордовых и красно-желтых плагио-порфиров, ортофиров, риолитов, фельзитов, кварцевых порфиров, их туфов и туфолов. Общая мощность вулканогенной толщи (китатская, тайменская, алзасская, алгаинская свиты и их аналогий) достигает 4,5–5 км. Она охватывает временной интервал от конца позднего кембрия до начала (или середины) среднего ордовика. В целом вулканогенный комплекс Тайдон-Терсинской и Золотокитатской зон относится к трахиандезит-трахилипаритовой формации. Он является составной частью терригенно-флишиоидных отложений наложенного протоорогенного прогиба, который протягивается с западной стороны Кузнецко-Алатауского глубинного разлома от северной оконечности Кузнецкого Алатау до Тельбесского и Кондомского районов Горной Шории. Поэтому совершенно естественно относить к ордовика (а не к девону, как это принято) вулканогенную учуленскую свиту по аналогии ее щелочно-салических эффузивов и туфов с тайменскими и по прорыву их силурийскими гранитоидами Тельбесского массива /Борисов, 1986/.

На этом же основании ордовикские вулканические породы должны проявляться в Кондомском районе, где они до сих пор включаются в кембрийскую мундубашскую свиту, не сопоставимую по насыщенности субщелочными кислыми эффузивами и туфами с одновозрастными отложениями северной части Кузнецкого Алатау.

На Восточном Саяне достоверных ордовикских отложений неизвестно. Лишь условно к этому уровню В.Д.Чехович, В.А.Верховская, Е.А.Шнейдер, Б.П.Зубкус относят черемшанскую свиту в бассейне р.Казыр. Она сложена тонкопереслаивающимися зеленовато-серыми и бурыми окремненными туфами, туфопесчаниками, алевролитами, горизонтами миндалекаменных андезитовых и диабазовых порфиров. Мощность свиты около 1500 м. В алевролитах в левом борту р.Казыр обнаружены неопределимые углистые отпечатки и ходы червей, напоминающие, по мнению А.Р.Ананьева, ходы червей нижеордовикского рода *Tigillites*.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в ордовикское время (а точнее с конца позднего кембрия по силур), в период орогенного развития салаиро-каледонских структур, вулканические процессы охватывали большие площади между Горным Алтаем и Протеросаяном, концентрируясь вдоль глубинных разломов. Ограниченный

масштаб достоверных вулканогенных отложений этого возраста обусловлен недостаточной их палеонтологической изученностью и сложившимися за многие годы тенденциями. Дело в том, что в Алтае-Саянской области, как отмечено выше, широко распространены вулканогенные отложения рифея, кембрия и девона, а ордовикские до недавнего времени вообще не были известны. Поэтому "немые" вулканогенные толщи, которые занимают в десятки раз большие площади, нежели охарактеризованные органическими остатками, "разносились" по указанным уровням на основании литолого-петрографических аналогий и структурных построений. А как подчеркивают многие исследователи (Е.В.Владимирская, В.А.Благодрагов /1966/; А.Ф.Белоусов и др. /1974/; И.И.Абрамович, Н.И.Зайцев; В.В.Зайков и др. /1971/), ордовикские вулканогенные отложения очень похожи по составу и строению на девонские и отчасти на кембрийские, почему и были в свое время отнесены к этим возрастным группам. Потребовались тщательные палеонтологические сборы, чтобы доказать их ордовикский возраст на описанных выше участках, а для значительной части "немых" вулканогенных толщ надежного обоснования возраста еще нет из-за отсутствия палеонтологического материала. Для тех же целей разграничения В.В.Зайков и др. предлагают использовать монотонность состава ордовикских вулканогенных толщ, малую мощность отдельных пачек, отсутствие среди туфов грубообломочных и агломератовых разностей, мелко-скуднопорфировый облик эффузивов. На петрохимические различия обращает внимание И.И.Абрамович: от девонских пород ордовикские отличаются несколько пониженным содержанием глинозема, от кембрийских — повышенной ролью калия в балансе щелочей. Эти рекомендации получены на ограниченном материале по отдельным районам и вряд ли применимы в масштабах всей Алтае-Саянской области.

Более определенно соотношение вулканогенных толщ ордовика и девона с "сухими вулканическими", по Д.С.Штейнбергу, Г.Б.Ферштатеру и др. /1968/, субщелочными гранитоидами монциодорит-граносиенит-гранитовой формации, к которой относятся тельбесский и карлыганский комплексы Кузнецкого Алатау, буюджульский и беллыкский — Восточного Саяна и бреньский — Тувы. На такую возможность автор обратил внимание сначала в Кузнецком Алатау. В истории развития этого региона, как и всей салаиро-каледонской части Алтае-Саянской области, ордовикское время характеризуется общей

инверсией геосинклинального режима, в результате которой в осевой зоне образовалось крупное орогенное поднятие, а к западу от него — связанный с каледоно-герцинской геосинклиналью Горного Алтая краевой наложенный Тельбес-Золотокитатский протоорогенный прогиб. В нем накапливались мощные терригенно-глишистые отложения ордовика, а вблизи глубинного разлома (по границе с орогеном) — вулканогенные породы трахиандезит-трахилипаритовой формации (китатской, тайменской свит и их аналогов). Замыкание прогиба в силуре ознаменовалось внедрением многофазного тельбесского (ольгинского) комплекса, который размещается исключительно в пределах прогиба, тесно ассоциирует с вулканическими породами ордовика, имеет близкий с ними состав и представляет их интрузивный комагмат в единой вулканоплутонической ассоциации /Хомичев, 1971/.

Развитие аналогичных тельбесским субшелочных гранитоидов карлыганского комплекса на восточном склоне Кузнецкого Алатау, естественно, порождает мысль, что он также замыкает подобные Тельбес-Золотокитатскому наложенные терригенно-вулканогенные или вулканогенные прогибы ордовикского или ордовик-силурийского возраста /Хомичев, Хомичева, 1985/. Тем более, что многие массивы карлыганского комплекса пространственно ассоциируют с "немыми" вулканогенными толщами, состав которых хорошо коррелируется с эффузивами тайменской свиты. К таким толщам относятся вулканические породы Тейской, Сыгымской, Катюшкинской, Кошкулакской мульд, которые, как и тайменские, датировались то девоном, то кембрием. От кембрийских эффузивов они отличаются меньшей степенью метаморфизма, преимущественным щелочно-салическим составом и спокойной брахиформной складчатостью образуемых ими структур. С девонскими сходство несомненное, но на всех перечисленных участках вулканогенная толща прорывается мелкими штоками граносиенитов, гранитов и гранит-порфиров карлыганского комплекса, силурийский возраст которого однозначно установлен во многих местах трансгрессивным налеганием на гранитоиды базальных отложений нижнего девона (казановская, чиланская, шунетская свиты). Поэтому данная вулканогенная толща не имеет отношения к девонскому вулканизму и, скорее всего, является ордовикской (или ордовик-силурийской), а сложенные ею впадины представляют останцы некогда крупного орогенного прогиба, связанного с каледонской геосинклиналью Западного Саяна и, возможно, Горного Алтая.

Обобщенный разрез толщи представлен на рис.2 колонкой 9. Нижняя часть обнажается на горе Кошкулук и начинается конгломератами с крупными валунами подстилающих известняков амгинского яруса. Выше залегают серо-зеленые с лиловыми и бордовыми оттенками миндалекаменные диабазы и порфириды с прослоями туфов, туфолов и редко красноцветных песчаников. Они сменяются бордовыми трахиандезитами, лиловыми и красно-бурыми плагиопорфирами, трахитами, ортофирами, фельзитами также с прослоями туфов, туфолов, лавобрекчий. Нарастает разрез красноцветными ленточными флюидальными фельзитами, кварцевыми порфирами, туфами, лавоагломератами, развитыми в районе д.Катюшкино и Тейской мульды. Мощность вулканогенных отложений более 1500 м. Характер пород, их петрографические особенности, последовательность в разрезе хорошо согласуются с фаунистически датированными ордовикскими отложениями западного склона Кузнецкого Алатау, Тувы и Западного Саяна.

То же самое наблюдается на Восточном Саяне. Салаиро-каледонская его часть по строению и геологическому развитию аналогична Кузнецкому Алатау, а многие структурные элементы последнего продолжают в Восточном Саяне. Так, Батеневский и Беллыкский антиклинории разделены узкой полосой наложенных девонских отложений и, несомненно, представляют единую структуру. Это же касается Саксырского и Таятского антиклинориев, которые под перекрывающими девонскими отложениями переходят один в другой. Это предопределяет надежную корреляцию магматических пород Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна по составу и возрасту.

В частности, субщелочные гранитоиды буюджульского (беллыкского, ирбинского, таят-табратского) комплекса представляют собой полный аналог карлыганского, а Беллыкский массив является прямым продолжением цепочки штоков этого комплекса в Батеневском антиклинории. Этот, хотя и косвенный факт, позволяет усомниться в общепринятой точке зрения о девонском возрасте буюджульского комплекса, принятой только на том основании, что он прорывает "немые" вулканогенные отложения, отнесенные к нижнему девону по аналогии с быскарской серией Минусинской впадины. Против девонского возраста этого комплекса свидетельствует и очевидный факт налегания базальных конгломератов девонской вулканогенной толщи на гранитоиды Беллыкского массива, установленный А.Е.Телешевым и Г.С.Федосеевым /1971/ по р.Бескиш (правый приток р.Кома).

Очевидно, "немые" вулканогенные толщи, которые тесно ассоциируются с массивами буюджульского комплекса и прорываются ими, являются не девонскими, а ордовикскими или ордовик-силурийскими и относятся к тому же уровню, что и тейская, катышкнская, кошкулакская, таймейская толщи в Кузнецком Алатау. С этих позиций необходимо критически пересмотреть возраст "немых" вулканических пород по южному, юго-восточному и северо-восточному обрамлению Миусинской впадины, которые отнесены то к имирской свите s_2-D_1 (или D_1), то к быскарской серии D_{1-2} , и выделить среди них действительно девонские (постбуюджульские) и ордовик-силурийские (добуюджульские).

По-видимому, к последним (к нижней части их разреза) относятся и вулканогенные породы преимущественно средне-основного состава кизирской свиты, которая в настоящее время условно датируется как t_{2-3} . Они также пространственно сопряжены с массивами буюджульского комплекса и обнаруживают сходство состава с ранними более основными его фазами. В этом смысле очень примечательно заключение В.М. Чаиркина и Р.Ш. Залыалева, в котором подчеркивалось, что кизирская свита с крупным перерывом залегает на среднекембрийских отложениях и поэтому является не средне-верхнекембрийской, как принято в серийной легенде, а скорее, ордовик-силурийской.

Состав и строение кизирской свиты соответствуют ордовикским вулканогенным отложениям смежных регионов. Нижние 800 м разреза сложены темно-серыми и серыми мелко-скуднопорфировыми андезитовыми порфирами, кварцевыми трахандезитами с маломощными горизонтами диабазовых порфиритов, а верхние 500-600 м - серыми, буровато-, лилово-серыми тонкозернистыми альбитофирами, плагиопорфирами, ленточными фельзитами, кварцевыми порфирами и их туфами.

Подобно Кузнецкому Алатау и Восточному Саяну, в Туве, помимо достоверных ордовикских отложений с вулканической составляющей, существует много изолированных в тектонических блоках "немых" вулканогенных толщ, которые отнесены к нижнему девону по аналогии. Неизбежные при этом крупные ошибки были показаны еще в 60-х годах Н.Н. Предтеченским и др. Благодаря находкам фауны, кроме мутураксинской свиты, считавшейся нижнедевонской, но оказавшейся ордовикской, были доказаны: а) раннекембрийский возраст вулканогенных пород в среднем течении руч. Кызыл-Даг, в южном контакте одноименного массива брэнского комплекса; б) силурий-

ский возраст фауны в терригенных прослоях вулканогенных толщ по речкам Одыч и Хонделен; в) ордовикский, а не девонский возраст эффузивов в Тоджинской депрессии; г) раннекембрийский возраст "свежих" вулканогенных пород на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола.

Главная же ошибка состоит в том, что брeньские субщелочные гранитоиды, прорывающие "немые" вулканогенные толщи, издавна считаются девонскими и рассматриваются как их интрузивные комагматы /Телешев, Поляков, 1978/. Это общепринятое мнение не согласуется с данными по Кузнецкому Алатау и Восточному Саяну, поэтому рассмотрим критически фактический материал к обоснованию возраста брeньского комплекса.

В 1946 г. И.И. Белостоцкий, В.В. Архангельская и А.Г. Кац описали, как брeньские граниты прорывают нижнедевонскую толщу Бельбейского грабена по р. Каа-Хем, ниже устья р. Сизим, и сами перекрываются эйфельскими отложениями. Однако А.Е. Телешев /1981/ на том же участке обнаружил эруптивные аппараты в девонских эффузивах с обломками брeньских гранитов в лавовом материале. Здесь же, в береговых обнажениях вулканогенная толща действительно прорывается мелкими дайкообразными телами гранитов, но иного типа — однополевошпатовыми грубопертитовыми аляскитовыми гранитами, которые относятся, по нашему мнению, к более молодому сангиленскому комплексу. На этом основании А.Е. Телешев приходит к выводу о гетерогенности Брeньского массива и раннепалеозойском возрасте большей части его пород. Лишь мелкие тела аляскитовых гранитов и гранит-порфиры прорывают девонскую вулканогенную толщу и являются ее комагматами. Отличить их от брeньских трудно, но необходимо, ибо отождествление тех и других является главной причиной разногласий в датировке брeньского комплекса.

Девонский возраст брeньских гранитов Дерзигского массива определяется на основании прорыва ими вулканогенных отложений Дерзигского грабена, которые, по В.Б. Агентову /1959/ и В.А. Габееву слагают северную и южную полосы. Разрез первой начинается конгломератами и гравелитами, несогласно залегающими на фаунистически датированных алевролитах силура. В прослоях песчаника этого базального горизонта встречены обугленные остатки стволов и комплекс раннедевонских спор. Выше перемежаются туфобрекчи, туфы, плагиопорфиры, кварцевые порфиры, полимиктовые песчаники,

порфиры (в том числе крупнолеистовые лабрадорские порфиры). Окраска пород кирпично-красная, грязно-малиновая, темно-вишневая, серо-фиолетовая, зеленовато-лиловая. Мощность отдельных пачек 20-50 м. Породы залегают спокойно с углами падения меньше 20° .

Дерзигский массив нигде не соприкасается с полосой девонских отложений. Он прорывает силурийские алевропесчаники и южную полосу вулканогенных пород, возраст которой определялся по аналогии с северной. Однако сложена она однообразными зеленовато-серыми и темно-зелеными афанитовыми и микропорфировыми диабазами с прослоями буровато-серых плагиопорфиров, трахилипаритов, фельзитов в верхней части разреза. Терригенных пород не встречено. Таким образом, аналогия южной вулканогенной полосы с северной очень сомнительна. Возраст южной полосы является скорее кембрийским, нежели девонским. Во всяком случае, она не может датировать возраст Дерзигского массива и брельского комплекса.

Еще одним участком такого рода является южный контакт Байтайгинского массива с "немой" вулканогенной толщей, которую П.С.Матросов, В.Е.Кудрявцев, В.Л.Авруцкий относили к девону на основании структурных соотношений с силурийскими и эйфельскими отложениями. Наши наблюдения на водоразделе р.Хонделен - падь Карасук свидетельствуют об обратных соотношениях: на протяжении 10 км тонкослоистые органогенные известняки силура залегают на вулканогенной толще, на разных её горизонтах. Поэтому мы относим вулканические породы, вмещающие Байтайгинский массив, к ордовику. Можно не соглашаться с этим выводом, но несомненно то, что и здесь нет однозначных убедительных данных в отношении девонского возраста брельского комплекса.

В этой связи следует напомнить, что Н.Н.Предтеченский еще в начале 60-х годов пришел к заключению, что достоверные нижнедевонские отложения нигде не прорываются гранитными телами брельского типа. Напротив, в конгломератах девона Западной, Центральной и Восточной Тувы давно установлена галька, несомненно, брельских гранитов. По мнению одних авторов (П.С.Антонов, Я.С.Зубрилин, Г.Н.Шапошников), такие конгломераты представляют базальный горизонт, по мнению других, они находятся в основании эйфельских отложений. Но даже если принять это последнее мнение, то и тогда брельский комплекс является додевонским, так как эйфель-

ские отложения генетически связаны с нижнедевонскими и в тех разрезах, где имеют вулканогенный состав, непрерывно наращивают нижнедевонскую толщу и картируются с ними как единая кызылбулакская серия.

В отношении додевонского возраста бреньского комплекса есть и прямые геологические данные. По В.Л.Боброву, А.Л.Додину и Г.Н.Шапошникову, бреньские граниты в среднем течении р.Улуг-Шанган (хр. Восточный Тангу-Ола) прорывают и метаморфизуют фаунистически охарактеризованные верхнесилурийские отложения, а на размытой поверхности гранитов залегают конгломераты и песчаники хондергейской (по современной схеме) свиты нижнего девона с многочисленными гальками нижележащих гранитов.

Аналогичные соотношения установлены на Орешском массиве бреньского комплекса (левобережье р.Ус), который перекрывается базальными туфоконгломератами нижнедевонской вулканогенной толщи, содержащими обломки орешских гранитоидов (А.Е.Телешев, В.Л.Хомичев).

Сведенные автором кали-аргоновые определения возраста бреньского комплекса (179 дат) преимущественно по валовым пробам дают широкий разброс, но наиболее достоверные определения по биотитам попадают в интервал 340–415 млн лет, причем статистический максимум (70 % проб), который следует принять за радиологический возраст комплекса, приходится на 390 млн лет. Если учесть, что явно додевонский аналог бреньского – карлыганский комплекс имеет подобным же образом статистически обоснованный возраст 380 млн лет, то возраст бреньского комплекса также додевонский.

Таким образом, бреньский комплекс является не только формационным, но и временным аналогом тельбесского, карлыганского и буюдзюльского комплексов. Он также формируется в период преддевонского перерыва, контролируется глубинными и крупными региональными разломами, знаменует замыкание наложенного ордовик-силурийского Хемчик-Систигхемского прогиба и комагматично связан с выполняющими его вулканитами не только в составе терригенно-флишоподных отложений, но и в приразломных существенно вулканогенных толщах. Наиболее отчетливо такие эффузивы прослеживаются совместно с мелкими массивами бреньского комплекса в зоне сопряжения Хемчик-Систигхемского прогиба и Западно-Саянского синклинария по Саяно-Тувинскому поясу глубинных разломов.

Другой областью развития вулканоплутонической ассоциации ордовик-силурийского возраста является Азасская зона глубинных разломов и прилегающий к ней край Хамсаринского блока. Мощная (2800 м) толща средне-кислых эффузивов (серые и бурные плагиопорфиры, кварцевые порфиры, флюидалные фельзиты, реже порфириты и кварцевые трахиандезиты) и туфов, прорванная интрузиями гранитов брельского комплекса, была отнесена к девону условно по сходству с девонским разрезом Улугуйского грабена. Однако Н.И.Зайцев и др. обратили внимание на поразительную идентичность эффузивов этой толщи и гальки ордовикских конгломератов, почему склонялись к кембро-ордовикскому ее возрасту, но эта правильная, на наш взгляд, мысль осталась без внимания.

Исходя из комагматичной связи брельского комплекса с ордовикским вулканизмом, присутствия его продуктов следует ожидать по ихному обрамлению Хемчик-Систигхемского прогиба: в бассейне р.Барлык, по правобережью р.Тес-Хем, по тектонической зоне между хр.Восточный Танну-Ола и Ондум-Буренским блоком, по Каахемской зоне глубинных разломов.

Завершая анализ ордовикского вулканизма Алтае-Саянской области, подчеркнем, что помимо фаунистически датированных районов его развития необходимо обратить внимание на ордовик-силурийскую вулканоплутоническую ассоциацию в составе трахиандезит-трахилипаритовой и монцодиорит-граносиенит-гранитовой формаций. Она является характерным элементом салаиро-каледонских структур и довольно широко в них распространена вдоль глубинных и региональных разломов. Используя все эти данные, можно в общих чертах наметить палеогеографическую обстановку ордовик-силурийского периода: область геосинклинального терригенно-флюидного осадконакопления охватывала Горный Алтай и Западный Саян, мелководные периферические и внутриконтинентальные моря существовали в Кузнецком, Хемчик-Систигхемском и, возможно, Минусинском прогибах, а в разделяющих их узких орогенных поясах, в особенности в пограничных разломных зонах, размещались цепочки вулканов (см.рис.1), магматические очаги которых на поздней стадии явились источниками образования массивов монцодиорит-граносиенит-гранитовой формации (тельбесский, кармыганский, буеджувский, брельский комплексы и их аналоги). Поскольку плутоническая часть данной ассоциации диагностируется надежнее вулканической, присутствие ее в

каком-то районе позволяет более обоснованно датировать "немые" вулканогенные толщи. Но, что еще более важно, картирование данной ассоциации и изучение латеральной изменчивости ее состава и строения позволяет оконтурить металлогенические зоны связанного с ней скарново-магнетитового и медно-молибденового оруденения. Первое реализуется при повышенной щелочности ассоциации (вулканической и плутонической ее составляющих) в Кузнецком Алатау и Восточном Саяне, второе - при повышенной основности материнских пород в Туве. Причины таких петрометаллогенических вариаций одной магматической ассоциации еще не выяснены, но очевидная эмпирически установленная закономерность должна быть использована при региональном металлогеническом анализе и прогнозировании оруденения.

Литература

АБРАМОВИЧ И.И., ВЛАДИМИРСКИЙ Г.М. Петрохимические особенности ордовикских вулкаников Юго-Западной Тувы // Геол. и геофиз. 1973, № II. С.48-53.

АГЕНТОВ В.Б., АГЕНТОВА В.В., СЕМЕНОВА О.А. Силурийские и нижнедевонские отложения бассейна р.Дерзика в Восточной Туве // Тр. ВАГТ. М., 1959. Вып.5. С.44-50.

АЛАБИН Л.В., НАЛЕТОВ Б.Ф. Ордовикский вулканизм Кузнецкого Алатау и его металлогенические особенности // Тр. СНИИГГиМС. Новосибирск, 1969. Вып.90. С.33-90.

БЕЛОУСОВ А.Ф., НАЛЕТОВ Б.Ф., ПОЛЯКОВА З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. - Новосибирск: Наука, 1974. 211 с.

БОРИСОВ С.М. Магматические ассоциации Тайдон-Терсинского вулканического пояса (Кузнецкий Алатау): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, 1986. 18 с.

ВЛАДИМИРСКАЯ Е.В., БЛАГОУРАВОВ В.А. Ордовикская система // Геология СССР. Т.ХХІХ. Тувинская АССР. Ч.І. М.: Недра, 1966. С.119-143.

ВЛАДИМИРСКАЯ Е.В., ВЛАДИМИРСКИЙ Г.М., КРИВОБОДРОВА А.В., ПРЕДТЕЧЕНСКИЙ Н.Н. Новые данные по стратиграфии ордовикских отложений Юго-Западной Тувы // Тр. ВСЕГЕИ. Л., 1973. Т.149. С.16-29.

ГИНДИНГЕР А.Б. Корреляционная стратиграфическая схема ордовика Алтая, Салаира и Горной Шории // Тр. СНИИГТИМС, Новосибирск, 1964. Вып.29. С.94-107.

ДЕРГУНОВ А.Б. Структуры сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. 215 с.

ЗАЙКОВ В.В., РОГОВ Н.В., АНАСТАСИЕВ Н.С. и др. Ордовикский вулканизм Восточной Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР, Кызыл. 1971. Вып.2. С.3-21.

НАЛЁТОВ Б.Ф., СИДОРЕНКО Т.Ф. Нижнеордовикская вулканическая ассоциация северо-запада Кузнецкого Алатау // Геол. и геофиз. 1969, № 11. С.55-66.

НАЛЁТОВ Б.Ф., СИДОРЕНКО Т.Ф. Раннеордовикская вулканическая ассоциация Салаирского кряжа // Геол. и геофиз. 1970. № 5. С.72-78.

СНЕЖКО Б.А. О выделении тайменской свиты верхнего тремадока в западной части Кузнецкого Алатау // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1967. С.74-77.

ТЕЛЕШЕВ А.Е. Взаимоотношения гранитоидов Бренского плутона с девонским вулканическим комплексом Восточной Тувы // Магматические комплексы складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, 1981. С.63-103.

ТЕЛЕШЕВ А.Е., ПОЛЯКОВ Г.В. Вещественный состав и петрохимия ассоциаций девонских вулканических и плутонических пород Восточной Тувы // Вопросы магматической геологии Сибири. Новосибирск, 1978. С.88-114.

ТЕЛЕШЕВ А.Е., ФЕДОСЕЕВ Г.С. Геологическое положение и возраст субвулканических гранит-сиенитовых интрузий северо-западной части Восточного Саяна и гранитоидов белыкского комплекса // Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., 1971. С.148-168.

ХОМИЧЕВ В.Л. Тектоно-магматическое развитие Кузнецкого Алатау // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971. С.37-43.

ХОМИЧЕВ В.Л. Радиологический возраст гранитоидных комплексов восточного склона Кузнецкого Алатау // Геол. и геофиз. 1980. № 12. С.45-53.

ХОМИЧЕВ В.Л., ХОМИЧЕВА Е.С. О возможности ордовикских вулканогенных отложений на восточном склоне Кузнецкого Алатау // Геол. и геофиз. 1985. № 5. С.124-127.

В.С.Меньшиков, В.Е.Номоконов, Л.П.Рихванов

К ВОПРОСУ ОБ ОРДОВИКСКОМ ВУЛКАНИЗМЕ
В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ

В Кузнецком Алатау широко распространены вулканогенные образования рифейского, кембрийского и девонского возрастов. Уже в течение 20 лет обсуждается вопрос о выделении ордовикских вулканилитов /Алабин, 1968; Алабин, Налетов, 1969; Волков, 1969; Налетов, Сидоренко, 1969; Снежко, 1967; Хомичев, 1971, 1972, 1985 /. При этом делаются попытки ранее известные вулканические комплексы либо "удревнить" /Алабин, Налетов, 1969; Налетов, Сидоренко, 1969/, либо "омолодить" /Хомичев, 1971, 1985/.

Если на западном склоне Кузнецкого Алатау выделение ордовикского вулканизма основано на факте кажущегося переслаивания (в условиях плохой обнаженности и блоковой тектоники) вулканилитов и фаунистически охарактеризованных осадочных толщ ордовика, а также на наличии многочисленных галек кислотно-щелочных эффузивов в нижнедевонских конгломератах, то на восточном склоне эти построения делаются априори, без какого-либо достаточного обоснования, а лишь руководствуясь идеей о комагматичности интрузивных и эффузивных образований.

Авторами на основании имеющегося фактического материала показывается ошибочность выделения ордовикского вулканизма в достаточно хорошо изученных районах.

Идея комагматичности интрузивных тел и эффузивных толщ хорошо известна и подтверждается надежными геологическими материалами в том же Кузнецком Алатау /Васильев и др., 1981 и др./.

В данном же случае наличие диорит-гранит-граносиенитовой формации (Карлыгановский, Колоджульский, Гольцовый, Юлинский массивы на восточном склоне, массивы Тельбесского комплекса на западном

склоне) в Кузнецком Алатау заставило В.Л.Хомичева /1972/ искать комагматы. И, таким образом, среднекембрийские эффузивы (кошкулакская свита, катюшкинские эффузивы) без какого-либо доказательства стали верхнекембрийско-ордовикскими, в других случаях нижнедевонские вулканогенные породы (западный склон) также были объединены в состав трахиандезитовой формации $\epsilon_3 - 0$.

На восточном склоне в состав выделяемой В.Л.Хомичевым формации вошли вулканиты кошкулакской свиты и катюшкинские эффузивы. Рассмотрим их геологическое положение и возраст.

Кошкулакская свита (по схеме ПГО "Красноярскгеология" - бериккульская) выделена впервые Г.А.Иванкиным и В.Е.Номоконовым при крупномасштабной геологической съемке в начале 60-х годов. Она представляет собой типичную андезитовую формацию /Номоконов и др., 1970/ раннеорогенного этапа развития салаирской геосинклинали. Возраст формации определяется как среднекембрийский. Вулканиты кошкулакской свиты резко несогласно перекрывают палеонтологически охарактеризованные отложения раннего среднего кембрия (карасукская свита), прорваны сиенито-диоритами и диорит-монцонитами мартайгинского комплекса средне-верхнего кембрия (район Тунгужульского железорудного месторождения) и адамеллитами Колдужульского массива (рис.1). Абсолютный возраст последних, определенный калий-аргоновым методом по биотиту, составляет $445-448 \pm 20$ млн лет.

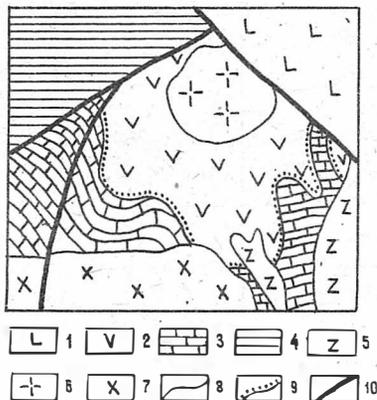
Для уточнения возраста кошкулакской свиты нами определен изотопный состав свинца из кварц-кальцитовых и кварц-пренитовых жилков в эффузивах, содержащих медную и галенитовую минерализации. Возраст минерализации по отношению $р^{208}:р^{204} - 533$ млн лет.

Приведенные цифры абсолютного возраста подтверждают нашу точку зрения и те геологические данные, которые приведены выше.

Катюшкинские эффузивы выделены Г.А.Иванкиным и И.И.Коптевым в составе богокльской свиты верхов нижнего кембрия при крупномасштабной геологической съемке в середине 60-х годов и описаны Д.И.Царевым /1969/ как вулканиты района высоты 808,5. Возраст эффузивов определен как ϵ_{1-2} по биогермам и линзовидным прослоям археоциат-трилобитовых известняков среди вулканитов базальтоидного состава (рис.2). Выше Д.И.Царев выделял среднекембрийский кислото-щелочной вулканический комплекс высоты 808,5. Породы комп-

Рис.1. Геологическая схема района горы Кошулак:

1 - вулканогенно-осадочные отложения быскарской серии нижнего-среднего девона; 2 - кошулакская вулканогенно-осадочная свита среднего кембрия; 3 - венд-среднекембрийский существенно карбонатный комплекс (таржувльская, тунгужувльская, колоджувльская, ефремкинская, карасувльская свиты); 4 - вулканогенно-терригенно-карбонатная полуденная серия среднего рифея; 5 - нордмаркитовая интрузия (силур); 6 - колоджувльский массив адалеллитов (ордовик); 7- монцодиориты, сиенито-диориты мартайгинского комплекса (средний-верхний кембрий); 8 - согласные стратиграфические и интрузивные контакты; 9 - несогласные стратиграфические контакты; 10 - разломы



лекса лежат резко несогласно на катюшкинских базальтоидах. Абсолютный возраст ортофиров, определенный по собственной проводимости калия /Закиров, 1966/ в лаборатории ТПИ, оказался равным 540 млн лет. Вулканыты кислородно-щелочного комплекса района высоты 808,5 сопоставляются с ленточными фельзитами горы Острой (район д.Верхняя Ерба), где последние переслаиваются с плитчатыми известняками, содержащими богатую фауну трилобитов среднего кембрия /Богнибова, 1966/.

На западном склоне Кузнецкого Алатау в Тайдоно-Золотокитатской структурно-формационной зоне вулканогенные образования, ранее относимые к девону (Кузнецов В.А., Кузнецов А.М. и др., Хомичев В.Л. и др.), были отнесены к тайменской свите нижнего ордовика, состав которых характеризовался переслаиванием эффузивов и флишоидных отложений с фауной /Петрунина, Севергина, 1960/. Необходимо подчеркнуть, что стратотип тайменской свиты, впервые описанный Б.А.Снежко /1967/ в верховьях р.Кучуманды и правых притоков р.Улдуманды (р.Тайменка), не содержит эффузивных пород.

В верховьях р.Кожучок в горных выработках одним из авторов

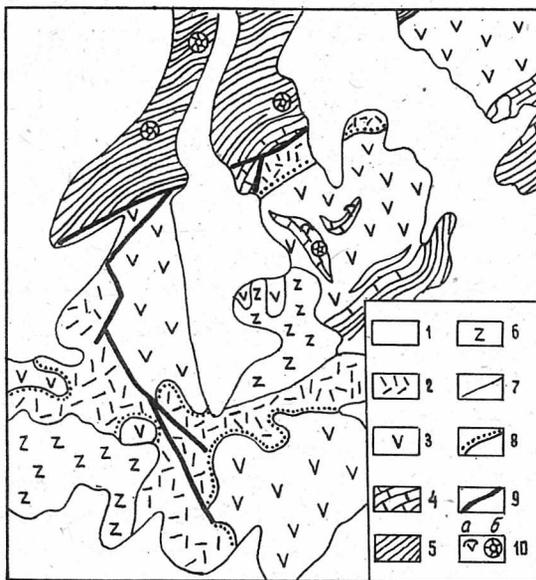


Рис.2. Геологическая схема района высоты 808,5 / по Д.И.Царёву /1969/ с добавлениями и упрощениями В.Е.Номоконова/:

1 – четвертичные отложения; 2 – кислородно-щелочной вулканический комплекс высоты 808,5 (средний кембрий); 3 – катюшкинские эффузивы (базальтоидный комплекс) нижнего-среднего кембрия; 4 – богосольская свита (верхи нижнего кембрия); 5 – усинская, куренинская свиты нижнего кембрия; 6 – субвулканический комплекс кварцевых сиенитов (средний кембрий); 7 – согласные стратиграфические и интрузивные контакты; 8 – несогласные стратиграфические границы; 9 – разломы; 10 – места сборов остатков ископаемой фауны: а) трилобитов, б) археоциатов

установлено резкое угловое и азимутальное несогласие между фаунистически охарактеризованной верхней подсвитой китатской свиты (O_1, t_1, kt_2) нижнего ордовика и перекрывающими их эффузивами (рис.3,а). В основании разреза последних установлен горизонт красноцветных туфоконгломератов, туфогравелитов, содержащих гальку и обломки алевролитов и известняков нижележащей толщи.

В то же время проводивший геологическую съемку А.И.Скоморохов отмечает, что в верховьях рек Полуденная, Глухой Кожух, Литвиновка отложения верхней подсвиты китатской свиты нижнего тремадока несогласно перекрываются "немymi" эффузивно-осадочными породами, относимыми к тайменской свите (см. рис.3,б). В основании ее залегает базальный горизонт конгломератов, представленный обломками подстилающих пород. Однако в бассейне р.Дорожной эти вулканиты перекрывают породы Федотовской интрузии, относящейся к мартайгинскому комплексу, абсолютный возраст которого, по данным Л.В.Алабина, - 430-451 млн лет.

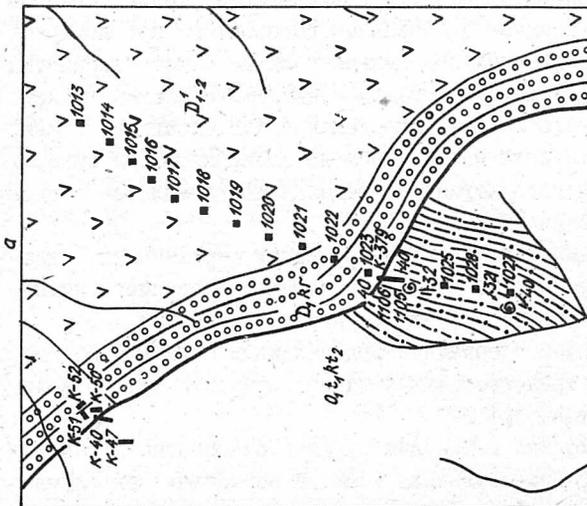
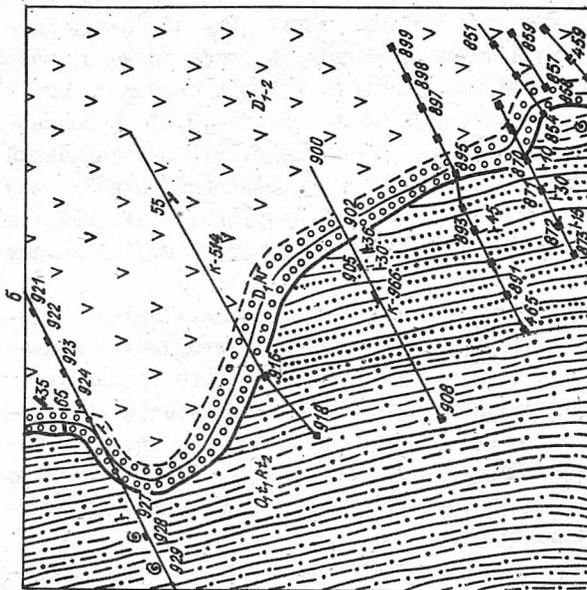
По левому берегу р.Улуманды в коренных выходах изучен контакт между фаунистически охарактеризованными известняками и алевролитами нижней подсвиты тайменской свиты верхнего тремадока (O_1 , $t_2^{tm_1}$) и толщей красноцветных пород с горизонтом базальных конгломератов в основании, которые выше перекрываются базальтовыми порфиритами. Здесь четко выражено угловое несогласие (см. рис.3,в). Конгломераты содержат гальку и обломки подстилающих известняков и алевролитов.

В верховьях р.Улуманды вскрыт тектонический контакт фаунистически охарактеризованных известняков и красноцветных алевролитов при выраженном азимутальном несогласии (см. рис.3,г).

В районе горы Абатовой на эффузивах залегает толща красноцветных терригенных осадков с базальным горизонтом конгломератов в основании. В последних обнаружена галька известковистых песчаников, содержащих фауну остракод - *Enthomosoidae* sp. indet, характерную для нижнего девона (определение А.В.Каныгина, ИГиГ СО АН СССР). Здесь же были взяты пробы из алевролитов, в которых Ю.С.Надлер (ИГО "Запсибгеология") определил два комплекса спор, развитые с девона до перми.

Изучение геологических разрезов по керну структурных скважин показало, что среди фаунистически охарактеризованного нижнего ордовика не встречаются эффузивные породы. Контакты между "немymi" вулканогенно-осадочными и ордовикскими отложениями либо тектонические, либо трансгрессивные через горизонты туфогравелитов, туфоконгломератов, туфов.

Фактический материал по данным бурения однозначно показывает, что вся вулканогенно-осадочная толща в верховьях рек Улуманда и Кучуманда залегает выше флишеидных толщ с обильными остат-



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- a
- b

Рис.3. Взаимоотношение отложений нижнего ордовика и девона:

а) верховье р.Кожучок; б) верховье рек Полуденной, Глухой Кожух и Литвиновка (по данным А.И.Скоморохова с индексацией авторов); в) левый приток р.Улуманды; г) верховье р. Кучуманды. 1 - нижний-средний девон, андезито-базальтовые порфиристы; 2 - нижний девон, красногорская свита, красноцветные конгломераты, алевролиты; 3 - верхний тремадок, нижняя подсвита тайменской свиты, серые, зеленовато-серые известняки и алевролиты; 4 - нижний тремадок, верхняя подсвита китатской свиты; 5 - горные выработки; 6 - коренные выработки пород; 7 - места находок фауны; 8 - тектонические швы; 9 - элементы залегания: а) слоистости, пластовой отдельности, б) флюидалности, в) тектонический шов

ками брахиопод, трилобитов, гентакулит ордовика. Среди вулканогенных пород между верхней кислой и нижней базальтовой толщами имеются маломощные горизонты осадочных пород (известностиле песчаники, песчанистые известняки), но они не содержат видимых по керну органических остатков, которые в нижележащих слоях весьма характерны и определяются без затруднения даже по керну скважин.

Следует отметить, что среди флюидальных отложений встречаются продукты метасоматической переработки, которые при недостаточной степени летучести могут быть приняты и приниматься за маломощные породы. В Тайдонском традене установлено, что в результате гидротермальной переработки первично-осадочные образования (песчаники, известняки и т.д.) превращаются в эффузивоподобные массивные породы с шероховатым изломом. Окраска их белесо-серая, розовато-серая до серовато-красной, состоит пород полевошпато-кварцевый. Позднее по ним развивается каолинит, диатомит, монтемориллонит, карбонат (доломит, анкерит). Структура пород обломочная (трансопистозная, лепидобластовая, порфиробластовая и т.д.). При детальном изучении керна устанавливаются постепенные переходы от так называемых "порфиров" к типичным осадочным образованиям. Вадане вещества при формировании метасоматитов по известнякам (скажина 54, 55) и песчаникам ордовика (скажина 54) показывает отчетливое увеличение (от неизмененных пород к

Баланс вещества при формировании эффузивных площадных метасоматитов тайменской свиты нижнего ордовика (количество атомов в $10\ 000\ \text{\AA}^3$)

Элементы	Песчаники									Известняки	
	55(6)	55(8,5)	55(9)	52(109)	52(110)	52(112)	52(115)	52(119)	54(108)	54(108,5)	54(112)
Si	23,84	64,01	122,23	23,26	43,46	55,74	162,50	195,59	155,07	182,58	203,70
Ti	0,26	0,30	0,26	0,20	0,46	1,13	0,77	0,72	0,30	0,28	0,34
Al	0,51	18,16	32,12	6,59	16,39	25,83	37,19	39,19	42,85	47,15	43,10
Fe ⁺³	2,60	2,64	2,01	-	1,53	1,17	1,60	280	5,79	4,11	3,17
Fe ⁺²	1,12	1,42	4,54	2,79	3,21	9,48	9,47	8,19	5,11	2,17	0,78
Mn	0,18	0,24	0,40	0,19	0,22	0,31	0,32	0,22	0,25	0,15	0,08
Mg	3,20	2,40	8,06	7,07	4,72	3,60	1,61	1,60	8,50	3,88	0,77
Ca	143,79	103,10	49,96	128,0	110,25	98,85	28,67	7,20	13,23	6,21	0,78
Na	1,24	3,22	2,93	0,75	1,78	1,40	15,31	10,72	2,80	2,82	2,83
K	2,93	5,67	9,16	1,99	6,98	7,08	7,24	8,90	9,28	8,44	7,09
P	0,14	0,04	0,04	0,06	0,22	0,26	0,02	0,02	0,08	0,08	0,03
H	644,8	372,9	320,6	667,02	580,73	517,74	170,44	90,14	162,44	84,65	40,13
O	567,5	448,9	467,8	531,83	536,56	523,72	523,24	431,48	498,53	523,72	505,96
S	0,15	0,10	0,55	0,87	0,34	0,20	0,95	3,37	0,29	0,48	0,09
U	1,8	7,0	11,5	1,0	1,2	2,0	8,0	8,8	3,5	3,5	4,0
Th	1,0	3,2	6,5	1,0	1,1	1,0	11,8	14,1	3,8	3,8	5,0
Th/U	0,6	0,5	0,6	1,0	0,9	0,5	1,5	1,6	1,1	1,1	1,3
d, г/см ³	2,68	2,68	2,70	2,60	2,63	2,68	2,70	2,68	2,58	2,60	2,61

Примечание. Первая цифра соответствует номеру скважины, вторая - глубине опробования. Пересчёты выполнены по атомно-объёмной системе Ю.В.Казидына, В.А.Рудника /1968/

измененным) содержания кремния, алюминия, калия, натрия и других элементов при явном уменьшении кальция и магния (см. таблицу). Весьма хорошими индикаторами этих процессов являются радиоактивные элементы. Концентрация урана и тория возрастает от осадочных пород к эффузивоподобным метасоматитам при общем возрастании торий-уранового отношения. Но данное отношение никогда не достигает уровня, характерного для магматических пород (2,5-3,5).

При этом, в эффузивоподобных породах наблюдалась фауна брахиопод плохой сохранности. Возможно, эти остатки и создают оvoidный облик измененных пород. Природа последних описана Н.П.Малаховой /1971/. О роли метасоматоза в формировании эффузивоподобных пород в Алтае-Саянской области указывалось неоднократно /Крюков, 1973; Лапин, 1985; Митропольский, 1965; Поспелов, 1955/.

Радиологическая калий-аргоновая датировка свежих разновидностей эффузивов, перекрывающих осадки нижнего ордовика, указывает на возрастной интервал их формирования 403-410 млн лет для базальтоидов нижней пачки и 359-413 млн лет для кислотно-щелочных пород верхней пачки /Меньшиков, Рихванов, 1972; Рихванов, 1985/. Интрузивные породы (габбро-диориты, граносиенит-порфиры, диабазовые порфириты), рвущие данные эффузивы, имеют возраст от 374 до 260 млн лет.

Таким образом, учитывая имеющийся в нашем распоряжении фактический материал, можно констатировать, что попытки как "омоложения" (кашкулакская свита, катюшкинские эффузивы среднего кембрия на восточном склоне), так и "удревнения" (девонские эффузивы верховья рек Улуманда и Кучуманда на западном склоне Кузнецкого Алатау) до нижнеордовикского возраста являются, на наш взгляд, несостоятельными ввиду отсутствия убедительных фактических материалов.

Литература

- АЛАБИН Л.В. Об ордовикском вулканизме в Кузнецком Алатау // Геол. и геофиз. 1968. № I. С.120-124.
- АЛАБИН Л.В., НАЛЁТОВ Б.Ф. Ордовикский вулканизм Кузнецкого Алатау и его металлогенические особенности // Труды СНИИГТИМСа; Вып.90. Новосибирск, 1969. С.33-49.

БОГНИБОВА Р.Т. Средний кембрий Батеневского края и прилегающих районов юга Красноярского края: Автореф. дис. канд. геол.-мин.наук. - Томск, 1966. С.22-26.

ВАСИЛЬЕВ Б.Д., ИВАНКИН Г.А., КОПТЕВ И.И. и др. К вопросу о стратиграфических уровнях докембрийских и кембрийских вулканогенных формаций Кузнецкого Алатау // Геологические формации Сибири и их рудоносность. Томск, 1981. С.3-9.

ВОЛКОВ В.В. Ордовикская эпоха вулканизма в Алтае-Саянской складчатой области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № I. С.145-148.

ЗАКИРОВ Ф.С. Изучение некоторых физических свойств калиевых минералов и пород в целях разработки нового метода абсолютной геохронологии: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин.наук. Томск, 1966. 22 с.

КАЗИЦЫН Ю.В., РУДНИК В.А. Руководство к расчету баланса вещества во внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 364 с.

КРЮКОВ В.Г. О строении быскарской серии // Геология. Томск, 1973. С.17-21.

ЛАПИН Б.Н. Кварц-полевошпатовые метасоматиты в рудных полях полиметаллических месторождений // Геол. и геофиз. 1985. № II. С.30-38.

МАЛАХОВА Н.П. Фауна в метаморфических породах кислого состава. Свердловск, 1971. 102 с.

МЕНЬШИКОВ В.С., РИХВАНОВ Л.П. О возрасте и стратиграфическом положении эффузивов Тайгонской грабен-синклинали // Проблемы комплексных геолого-географических исследований района на примере Горного Алтая и методика проведения учебных практик. Новокузнецк, 1972. С.30-35.

МИТРОПОЛЬСКИЙ А.С. Метаморфизм пород и условия образования щелочных метасоматитов в Уйменской депрессии Горного Алтая // Геол. и геофиз. 1965. № I. С.92-105.

НАЛЁТОВ Б.Ф., СИДОРЕНКО Т.Ф. Нижнеордовикская вулканическая ассоциация северо-запада Кузнецкого Алатау // Геол. и геофиз. 1969. № II. С.55-60.

НОМОКОНОВ В.Е., ВАСИЛЬЕВ Б.Д., ИВАНКИН Г.А. и др. О докембрийских и кембрийских вулканогенных толщах Кузнецкого Алатау // Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970. С.61-64.

ПЕТРУНИНА З.Е., СЕВЕРТИНА Л.Г. О биостратиграфическом расчленении ордовикских отложений Западной Сибири // Биостратиграфия палеозоя Алтае-Саянской складчатой горной области. Т.1. Новосибирск, 1960. С.346-356.

ПОСПЕЛОВ Г.Л. О явлениях замещения при образовании пород эффузивного облика и особенности некоторых рудоносных магматических комплексов Западной Сибири // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955. С.345-371.

РИХВАНОВ Л.П., ДОМАРЕНКО В.А., КОМАРНИЦКИЙ Г.М. и др. Магматизм сводово-глыбового этапа развития и тектоно-магматической активизации Алтае-Саянской складчатой области // Геол. и геофиз. 1985. № II. С.96-106.

СНЕЖКО Б.А. О выделении тайменской свиты верхнего тремадока в западной части Кузнецкого Алатау // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып.2. Томск, 1967. С.74-77.

ХОМИЧЁВ В.Л. Тектоно-магматическое развитие Кузнецкого Алатау // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1971. С.37-43.

ХОМИЧЁВ В.Л. Карлыгановский диорит (монзонит)-гранит-граносиенитовый комплекс на восточном склоне Кузнецкого Алатау // Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972. С.27-32.

ХОМИЧЕВ В.Л., ХОМИЧЕВА Е.С. О возможности ордовикских вулканогенных отложений на восточном склоне Кузнецкого Алатау // Геол. и геофиз. 1985. № 5. С.124-127.

ЦАРЕВ Д.И. Некоторые петрохимические черты вулканических пород района высоты 808,5 (Батенёвский кряж) // Изв. Томск. политехн. ин-та. Т.196. Томск. 1969. С.81-87.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЯ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ - РАННЕГО КЕМБРИЯ
КАТУНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ В ГОРНОМ АЛТАЕ

Еще в начале 50-х годов геологический разрез древних толщ Катунского антиклинория единодушно рассматривался в качестве типового универсального разреза верхнего докембрия и кембрия Горного Алтая. Это нашло отражение, в частности, в унифицированной легенде для среднemasштабных геологических карт Алтайской серии, а также практически во всех публикациях того времени /Геология СССР, т. XIV/. Однако уже геологическая съемка 50-60-х годов, проведенная по этой легенде, показала уникальность Катунского разреза. И главной причиной этого является вулканизм, проявившийся здесь, в отличие от других районов Алтая, весьма интенсивно, создавший сложные сооружения и обусловивший специфический состав осадочных отложений, ассоциирующих с вулканогенными породами.

Выявленная уникальность разреза Катунского антиклинория отнюдь не снизила его определяющей роли в стратиграфии Горного Алтая. На его площади сосредоточены почти все местонахождения древней фауны, имеются хорошо обнаженные представительные разрезы, детально описанные различными исследователями. Возрастная датировка "немых" толщ других районов Горного Алтая, как и раньше, во многом зависит от их корреляции с фаунистически охарактеризованными свитами Катунского района.

Вместе с тем, как выяснилось при более детальных исследованиях, и в этом стратотипическом районе нет универсального, общего для всего района стратиграфического разреза вследствие резкой латеральной изменчивости осадочно-вулканогенных толщ, что породило большие разногласия в определении стратиграфической последовательности, взаимоотношений и возраста свит /Хоментовский и др., 1962; Белоусов, 1962; Волков, 1966; Винкман, 1958, 1970, 1978; Сергеев, 1969; Гурский, 1978; Коржнев, 1978; Энбин, 1982; Краевский и др., 1984 и другие/. Высказываются противоречивые суждения, предлагаются несогласующиеся друг с другом стратиграфические схемы, пересматриваются стратотипы. Острота дискуссии, на наш взгляд, поддерживается тем обстоятельством, что исследователи, сохраняя традиционные подходы, продолжают поиски универсальной стратиграфической схемы и не учитывают в должной мере

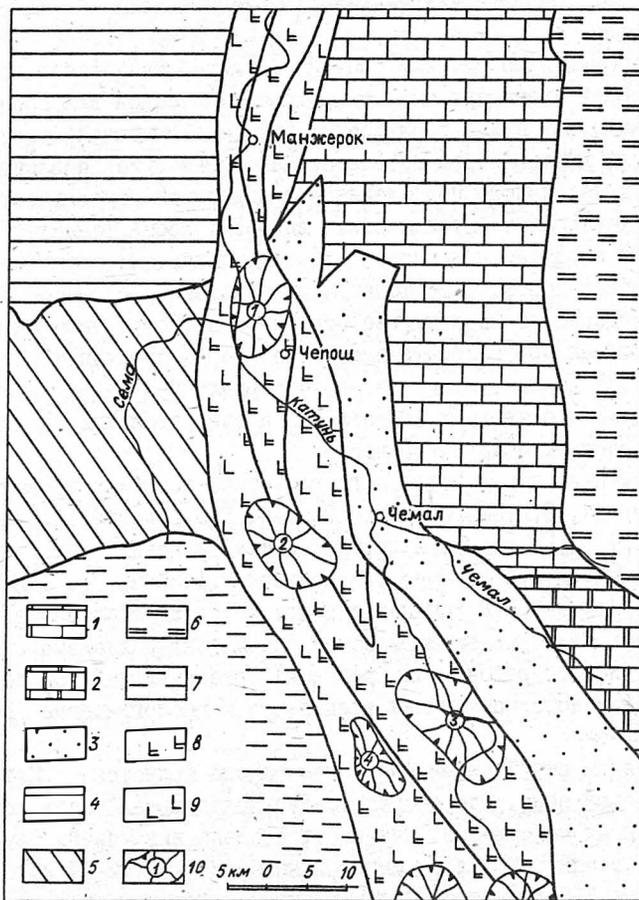
особенностей фациальной изменчивости древних толщ Катунского антиклинория.

В решении этой сложной задачи по разработке детальной стратиграфической схемы древних толщ, стратотипической для Горного Алтая, также как и для расчленки его тектонической структуры, важную роль должны сыграть палеовулканологические исследования. В районе интенсивного проявления вулканической деятельности главными факторами, определяющими закономерности фациальной изменчивости осадочно-вулканогенных толщ, являются: размещение вулканических центров, морфология вулканогенных сооружений, их петрохимические черты и другие особенности. Пока такие специальные исследования в рассматриваемом районе не проводились. Однако имеющиеся данные, прежде всего материалы детальных геологических съемок, позволяют сделать ряд предварительных заключений палеовулканологического характера.

Обобщение данных детального геологического картирования (Н.Ф.Вологдин, В.П.Сергеев, Ю.Н.Земцов, Г.В.Гурский, А.К.Захаров, Л.Л.Зейферт, В.Н.Коржнев и другие) и тематических исследований (М.К.Винкман, А.Ф.Белоусов, В.В.Волков, В.А.Зыбин, Б.Г.Краевский, Л.Н.Репина, Е.В.Романенко и другие) послужило основой для составления палеовулканологической схемы венд-раннекембрийской эпохи Катунского района (см. рисунок), раскрывающей особенности пространственного размещения вулканизма и геологические условия его проявления.

Основным структурным элементом района является Катунская вулканическая зона, где сосредоточена подавляющая часть всех вулканогенных накоплений. Она имеет в плане вид узкой субмеридионально вытянутой полосы шириной менее 25 км (12-24 км) при длине более 110 км в пределах изученной и обнаженной площади. Фланговые ограничения вулканической зоны в основном "омоложеные", тектонические. Однако эти молодые (поствулканические) разломы, не уничтожили совсем фациальные границы, хотя и существенно их осложнили. Сохранившиеся на многих участках фрагменты геологических разрезов с фациально изменчивыми толщами показывают, что первоначальная ширина Катунской вулканической зоны, если и превышала современную, то немного.

Заложение вулканической зоны произошло в позднем докембрии (вероятно, в венде) в краевой части Алтае-Салаирского шельфа на



Палеонтологическая схема Катунского антиклинория:
 I - Бийский блок; 2 - Кадринский блок; 3 - Чемальская впадина; 4 - Каимский блок; 5 - Чергинский блок; 6 - Уйменско-Лебедская впадина; 7 - Ануйско-Чуйская впадина; 8 - Катунская вулканическая зона; 9 - краевые части Катунской зоны интенсивного трещинного вулканизма; 10 - вулканические структуры центрального типа: 1 - Усть-Семинская, 2 - Аппияхтинская, 3 - Еландинская, 4 - Ороктойская

границе с глубоководной Ануйско-Чуйской впадиной. Её развитие продолжалось до конца раннего-начала среднего кембрия. Размещение вулканических центров, как и положение всей вулканической зоны в целом, определялось крупными региональными разломами субмеридионального простирания, обособившимися от территории Алтае-Салаирского шельфа его узкую краевую часть. Этот тектонический блок карбонатного шельфа и явился фундаментом Катунской вулканической зоны.

Из субпараллельных ограничивающих Катунскую вулканическую зону разломов наиболее крупным является западный. Вдоль него произошли дифференцированные опускания западных тектонических блоков — Каимского и Чергинского, а также прилежащих частей Ануйско-Чуйского. Каимский блок представлял собой западное продолжение карбонатного шельфа, а территория Чергинского характеризовалась промежуточными условиями между мелководными шельфовыми и свойственными Ануйско-Чуйской впадине глубоководными.

Менее значительными смещениями характеризовался восточный граничный разлом. Он обособил Катунский и Кадринско-Баратальский шельфовые массивы, на границе с которыми заложилась Чемальская впадина. На севере восточный разлом постепенно затухает.

Судя по современному положению вулканогенных толщ, их мощностям, особенностям латеральной изменчивости, развитию субвулканических тел, оба граничных разлома (в большей мере западный, в меньшей мере восточный) контролировали размещение вулканических полей Катунской зоны. В узких зонах разломов сосредоточены основные объемы вулканогенных пород, преимущественно трещинного характера извержений, с широким развитием шаровых структур, резким преобладанием лав над пирокластами. В центральных частях Катунского шельфового блока, за пределами зон граничных разломов, вулканогенные образования не покрывали, по-видимому, всю территорию. Существенно вулканогенным толщам краевых частей блока здесь соответствуют сложнопереслаивающиеся кремнистые, терригенные, карбонатные и местами вулканогенные породы. Только на отдельных пространственно разобоченных участках вулканические породы вновь стали доминирующими, что является результатом деятельности вулканических аппаратов центрального типа, создающих чрезвычайно сложную картину латеральной изменчивости осадочно-вулканогенных толщ. Палеогеографическая обстановка венда-раннего

кембрия в центральных частях Катунского блока. характеризовалась относительно мелководными условиями, благоприятными для развития органогенных рифовых построек и терригенно-карбонатной седиментации.

В развитии Катунской вулканической зоны выделяются два этапа: ранний (манжерокский) и поздний (устьсеминский), которым в современном геологическом разрезе соответствуют осадочно-вулканогенные свиты того же названия.

В манжерокский этап происходили преимущественно трещинные излияния недифференцированных меланократовых базальтов и трахибазальтов, превращенных в зеленокаменные порфириты афировой текстуры, спилиты, миндалефиры. Наиболее энергичные извержения происходили вдоль западного граничного вулканоконтролирующего разлома, где суммарная мощность вулканогенных пород достигает 2000–2500 м. В современной структуре узкая полоса (7–10 км) вулканогенных пород западного фланга Катунской зоны прослеживается практически непрерывно на протяжении более 100 км от поселков Березовка и Майма на севере до бассейна р.Ороктой и южнее. Нет сомнения, что первоначально эта полоса вулканизма была более протяженной. Молодые, поствулканические разломы в значительной мере унаследовали древний разлом западного фланга, несколько изменили первоначальную конфигурацию вулканических полей, замаскировали фациальную изменчивость толщ.

Сохранность вулканических полей, приуроченных к восточному граничному разлому Катунской зоны, значительно хуже из-за молодых разломов, а также вследствие возможного перекрытия их терригенными отложениями Чемальской впадины, ширина которой увеличивалась по мере ее развития. Возможно, поэтому основные вулканические поля манжерокского этапа на восточном фланге Катунской зоны сохранились лишь в её северной части, где Чемальская впадина постепенно выклинивается.

Вулканические структуры центрального типа в целом не характерны для манжерокского этапа, однако в конце его они, по-видимому, появляются. Это Елагинская (Едиганская), Ороктойская и, возможно, Усть-Семинская вулканоструктуры, морфология которых пока не изучена. Размеры их достигают 10–15 км в поперечнике.

Вулканизм устьсеминского этапа в значительной мере унаследовал структурный план предшествовавшего манжерокского. Продол-

жают свое развитие обе фланговые зоны трещинных вулканических извержений. Однако вулканоструктуры центрального типа получают более широкое развитие, причем некоторые из них появились еще в конце манжерокского времени. Продолжили свое развитие Усть-Семинская, Еландинская структуры; появились новые - Апшихтинская и несколько новых (за границей рассматриваемого района). Вулканогенные породы устьсеминского уровня также базальтового состава, но отличает их от манжерокских "более свежий" облик, отчетливая порфировая структура.

Выявляются и петрохимические критерии различия манжерокских и устьсеминских эффузивов. По данным более 400 химических анализов (см. таблицу), отмечается заметная разница в содержании титана и щелочей, прежде всего калия. Несколько ниже в устьсеминских эффузивах содержание суммы железа, что, впрочем, отражает и повышение среднестатистической кремнекислотности пород. На изменения петрохимического состава пород, возможно, влияет и морфология вулканических сооружений, так как большинство проанализированных устьсеминских эффузивов принадлежат структурам центрального типа, а манжерокские - характеризуют в основном линейные приразломные аппараты. Однако наметившиеся петрохимические различия эффузивов раннего и позднего этапов следует учитывать при площадных исследованиях.

Существует устойчивое мнение о значительном периоде "вулканического покоя", отделявшего устьсеминский этап вулканизма Катунской зоны от предшествующего манжерокского. Это имеющее давние традиции представление опирается на выделение карбонатных отложений в стратиграфическом разрезе близ поселков Чепов и Усть-Сема в качестве свит (шашкунарской, чеповской и барангольской) широкого площадного распространения /Вилкман, 1958, 1970, 1978 и многие другие/. Однако уже давно высказывались обоснованные сомнения /Хоментовский и др., 1962; Волков, 1966/ в том, что границы карбонатной части разреза, разделяющей устьсеминскую и манжерокскую вулканогенные свиты, являются изохронными, стратиграфическими. Слишком велики изменения мощности всей карбонатной толщи, происходящие на коротких расстояниях - от 1000 м до нескольких сотен и даже десятков метров в пределах узкой полосы Катунской зоны в поперечном ее сечении. На флангах, в полосе интенсивных трещинных извержений, мощности карбонатных пород минималь-

Средние составы вулканогенных пород Катунской зоны (вес.%)

Свита	Кол-во аналог-зов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Манжерокская (в ее анало- ги)	255	46,46	2,07	15,18	3,43	8,48	0,19	6,63	8,45	3,16	0,83	0,30
Устьсеминская	178	49,37	0,82	15,06	3,26	6,79	0,19	6,34	9,22	2,41	1,35	0,20

ни. Сама возможность сопоставления тех или иных карбонатных пачек с карбонатными свитами Чеповского разреза общей мощностью до 1000 м выглядит условной и не имеет ни структурного, ни палеонтологического обоснования. Показателен в этом отношении разрез близ пос. Манжерок, который еще недавно считался стратотипом манжерокской свиты, а теперь большая его часть принадлежит устьсеминской свите. Имеющийся здесь на границе свит маломощный горизонт известняков сопоставляется с карбонатными свитами Чеповского разреза /Зинбин, 1982; Магматические комплексы ..., 1986/. По-видимому, трудно сейчас говорить о повсеместном перерыве в вулканической деятельности в целом для Катунской зоны. Изучение этой проблемы можно продолжить, но вряд ли найдутся какие-либо новые данные для унификации Чеповского разреза. Весьма вероятно, что развитие конкретных вулканических структур - палеовулканов - имело свои специфические черты, в том числе и хронологические. С этим следует считаться при разработке детальных стратиграфических схем Катунской зоны. В частности, представляется, что карбонатные толщи Чеповского разреза, являющиеся опорой для биостратиграфии кембрия Горного Алтая, являются, скорее всего, рифовыми постройками Чеповской палеовулканической структуры центрального типа и как литолого-стратиграфические подразделения имеют лишь узкоместное значение.

Проведенные палеовулканологичес-

кие реконструкции Катунской зоны имеют предварительный характер. Они должны быть подкреплены специальными палеовулканологическими исследованиями, направленными на изучение морфологии вулканических построек, выявление латеральных связей Катунской зоны со смежными структурами. С западного фланга к Катунской зоне примыкают глубоководная Ануйско-Чуйская впадина и погруженные части шельфа, представленные Казмским и Чергинским блоками. Области сочленения этих структур осложнены поствулканическими разломами, однако возможности для изучения латеральной изменчивости кембрийских толщ имеются /Волков, 1965/, а формы проявления кембрийского вулканизма не изучены. По данным детальных съемок (В.П.Сергеев, Л.Л.Зейферт и др.), здесь возможно обнаружение автономных вулканических центров, близких к щитовым вулканам. Восточнее Катунской зоны в северной её половине располагается основная часть Алтае-Салаирского шельфа. Есть все основания ожидать здесь существенно карбонатный разрез, типа Горношорского, синхронного вулканогенным толщам венда - нижнего кембрия Катунской зоны /Хоментовский и др., 1962; Волков, 1966, 1986/. Терригенные и вулканогенно-осадочные отложения Чемальской впадины считаются сейчас в основном моложе устьеминской свиты. Это может быть верным лишь отчасти, так как наличие вулканогенных, кремнистых, яшмоидных пород в составе отложений, выполняющих Чемальскую впадину, говорит и об их синхронности вулканизму Катунской зоны.

В заключение отметим, что решение ключевых вопросов структуры и стратиграфии Катунского антиклинория в значительной мере зависит от прогресса палеовулканологических исследований.

Литература

БЕЛОУСОВ А.Ф. Кембрий и докембрий Чеповского опорного участка в Горном Алтае // Изв. Томск. политех. ин-та. 1962. Т.120. С.126-135.

ВИНКМАН М.К. Стратиграфическая схема докембрийских и нижнепалеозойских отложений Горного Алтая // Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 61. М., 1958. С.5-23.

ВИНКМАН М.К. О стратотипах манжерокской, каянчинской и ка-

имской свит в Горном Алтае // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск, 1970. С.60-64.

ВИНКМАН М.К. Объем и строение рифейских отложений в Горном Алтае // Геол. и геофиз. 1978. № 3. С.44-51.

ВОЛКОВ В.В. Соотношение осадочных и вулканогенных фаций кембрия в зоне взаимоперехода Катунского антиклинория в Ануйско-Чуйский синклинорий // Геол. и геофиз. 1965. № 3. С.62-71.

ВОЛКОВ В.В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая в позднем докембрии и раннем палеозое. Новосибирск: Наука, 1966. 161 с.

ВОЛКОВ В.В. Нижнепалеозойский вулканизм Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1986. 194 с.

ГЕОЛОГИЯ СССР. Том XIV. Западная Сибирь. Часть I. М.: Недра, 1967. 664 с.

ГУРСКИЙ Г.В. К стратиграфии позднекембрийских существенно кремнисто-карбонатных образований Катунского антиклинория Горного Алтая // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, 1978. С.3-9.

ЗЫБИН В.А. К вопросу о стратотипах манжерокской, каянчинской и каймской свит Горного Алтая // Вопросы геологии Сибири. Томск, 1982. С.41-46.

КОРЖНЕВ В.Н. О стратиграфическом положении каянчинской свиты Горного Алтая // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Тувы. Новосибирск, 1978. С.23-30.

КРАЕВСКИЙ Б.Г., ЗЕЙФЕРТ Л.Л., ЕРШОВ А.Д., КРАЕВСКАЯ М.К. О стратиграфической схеме верхнего докембрия Катунского антиклинория (Горный Алтай) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Средняя Сибирь. Новосибирск, 1984. С.94-112.

МАГМАТИЧЕСКИЕ комплексы Горного Алтая. Путеводитель Алтайской экскурсии. УП Всесоюз. петрографич. совещ. Новосибирск, 1986. 57 с.

СЕРГЕЕВ В.П. К стратиграфии протерозойских отложений Катунского антиклинория // Новые данные по геологии, географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969. С.12-14.

ХОМЕНТОВСКИЙ В.В., ЖУРАВЛЕВА И.Т., РЕПИНА Л.Н., РОЗАНОВ А.Ю. Нижний кембрий Горного Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 3. С.55-70.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ БЫСКАРСКИХ ЛАВ
С РАЗНОВОЗРАСТНЫМИ ОСАДКАМИ КАЛЕДОНСКОГО ФУНДАМЕНТА
И ГЕРЦИНСКОГО ЧЕХЛА

Вулканогенные образования быскарской серии издавна привлекали пристальное внимание исследователей, глубоко интересовавшихся историей геологического развития юга Средней Сибири. Их сводные характеристики впервые даны в трудах таких исследователей Минусинского края, как Я.С.Эдельштейн и А.Г.Вологдин. Комплекс вулканогенных пород, датируемых S_2-D_1 или D_{1-2} , назван быскарской серией в 50-е годы в ходе геологической съемки м-ба 1:200 000. Тогда главным местом локализации пород серии признали периферию Минусинских впадин и по ряду соображений окончательно противопоставили вулканогенным проявлениям близлежащих горных массивов, которым был приписан более древний возраст. Это разграничение в значительной степени определялось господствовавшими воззрениями о независимом развитии разделенных разломами структурно-формационных зон, которые, согласно геосинклинальной концепции, последовательно замыкались, консолидировались и причленились к Сибирской платформе.

Уже в ходе упомянутого картирования датирование многих полей вулканогенных пород велось условно из-за отсутствия прямых палеонтологических свидетельств возраста. Включение стратиграфами и литологами вулканогенных образований спорного возраста в разрезы кембрия и докембрия только по причине их тесного соседства с карбонатными по преимуществу осадками каледонского основания и примерно одинаковой дислоцированности смущало многих специалистов еще в 30-е годы. Я.С.Эдельштейн и А.Г.Вологдин указывали на очевидную несовместимость археоциатовых фаций известняков с вулканическими режимами. Тем не менее, бесспорно разрешить такого рода вопросы было в те годы трудно из-за отсутствия серьезных геодинамических представлений, правильно учитывающих историю и феноменологию вулканизма.

Только с развитием основ собственно палеовулканологической науки в 60-70-е годы (Е.К.Устиев, В.С.Коптев-Дворников, И.В.Луцкицкий и др.) постепенно стал накапливаться арсенал проверенных научных методов воспроизведения действительной истории вулканиз-

ма в палеозое, в том числе в складчато-глибовых сооружениях Центрально-Азиатского сегмента литосферы. Направление этим работам было задано А.Н.Заварицким /1947, с.5/, считавшим, что "...основным методом в вулканической геологии (или палеовулканологии) является объяснение вулканических образований на основании сведений, которые дают действующие вулканы." Продолжая эту мысль следует признать, что вся вулканическая жизнь прошлого (тектонимагматические режимы, их эволюция и др.) должна восстанавливаться на основе информации, заключенной в вулканических формированиях разной ранговости (локальных, региональных, глобальных), то есть на актуалистической основе.

Широкие параллели на основе актуалистического принципа между областями развития кайно- и палеотипных вулкаников в их локальном, региональном и глобальном выражении существенно меняют наши представления о былой тектономагматической истории подвижных зон планеты. Так, изучив минусинский палеовулканологический материал, можно совершенно определенно говорить о внутреннем строении быскарской серии и её генезисе, о действительных взаимоотношениях эффузивов с известными в районе интрузивными проявлениями, с подстилающими и перекрывающими толщами. Такой подход позволяет рассматривать разобщенные поля нижнедевонских вулканических накоплений из разных блоков Алтае-Саянской складчатой области не как независимые, автономные, спорадические образования, но как сохранившиеся от эрозии фрагменты грандиозного, некогда сплошного платобазальтового яруса. Этот покров или панцирь, утраченный во многих местах еще в девоне, давно выделялся М.М.Тетяевым /1934/ и другими геологами на всем пространстве Центрально-Азиатского пояса, от Байкала до Урала. Отсюда берет начало представление автора /Ковалев, 1976, 1980/, что на рубеже S_2-D имела место перестройка планеты с образованием на месте Центральной и Високой Азии палеоокеана, трансгрессии которого на древний "карбонатный континент" предшествовало образование океанического базальтового ложа (слоя) в процессе "базальтового потоп", по выражению Е.Е.Милановского. По мнению многих геологов Америки, Европы и Азии, эрийская фаза тектогенеза знаменует инициальный и самый мощный этап герцинского цикла тектономагматизма.

Детальные многолетние исследования крупнейшего фрагмента упомянутого вулканогенного яруса герцинского этажа, служащего

постелью осадочному покрову межгорных Минусинских впадин, завершили установлением его сложного строения как по вертикали, так и по латерали. Было показано, что быскарская серия сформировалась в ходе пяти вспышек поверхностного магматизма, из которых четыре характеризуют производные мантийного мафического вещества, а пятая – вещество протосиалической коры. И мантийный магматизм, представленный вулканитами тонской свиты, и коровый, продуцировавший в форме экстрוזий, эффузий и эксплозий имирской свиты, завершались соответственно интрузиями габброидов и гранитоидов, характеризовавшихся четко выраженной геохимической спецификой и металлогенической специализацией. Разрезы быскарской серии повсеместно свидетельствуют, что вулканизм эволюционировал здесь от первично-океанического к окраинно-морскому островодужному.

Существенными для указанного понимания хода геологического развития на юге Сибири надо признать результаты прочтения существующих соотношений быскарских лав с разновозрастными образованиями района и особенно с осадками разного возраста. В большинстве методических руководств решающим при анализе соотношений эффузивов и осадков признается высокотемпературное воздействие лав, т.е. быстрый разогрев контактов прилегающих осадков или отжиг. Отмечается, что глины при этом принимают кирпичеобразный облик, цемент песчаников частично плавится и остекловывается. К сожалению, эти признаки не "работают" в палеотипных образованиях, где стекла полностью девитрифицируются, а лобные изменения в контактах с лавами могут быть приписаны эпигенетическим изменениям. Изучая быскарские образования, автор убедился, что взаимоотношения лав с более древними, синхронными и более молодыми осадками разнообразны, но своеобразны, и в силу этой четко проявленной разнотипности чаще всего позволяют надежно и правильно решать вопросы датирования тех и других.

В тонской свите часто можно наблюдать налегание базальтовых покровов на терригенные алевропесчанистые отложения с большей или меньшей примесью известковистого материала, сопровождаемое развитием на контакте так называемых миктитов – смесей базальтового расплава и осадка. Базальты в форме каплеобразных стяжений и полигональных обломков (фрагментов ломающихся корок остывания) погружаются в слоистые и однородные илистые осадки. При этом

происходили вскипание обводненных осадков и прорыв парагазовой фазы сквозь покровы с образованием трубообразных, метелковидных каналов и отдушин, в которые втягивался рыхлый осадочный материал. Аналогичным образом осуществляется обволакивание илами, в том числе известковыми, шаров и подушек, на которые в условиях глубоководья распадаются потоки базальтов. Миктиты особенно часто встречаются в разрезах быскарской серии по правобережным притокам р.Тубы (реки Шушь, Салба) и в бассейне р.Сосды. В прежних описаниях серии эти породы не упоминались, скорее, не потому, что они редки и не попадали на глаза исследователям, а потому, что были малопонятными и диагностировались как кластолавы и т.п. Эти породы описаны в монографии /Ковалев, 1980/, где дана характеристика пород нижнего яруса герцинского этажа. Они как раз характеризуют взаимоотношения синхронных лав и осадков.

В тонской свите нередко наблюдается также фациальное замещение вулканитов осадками (по преимуществу граувакками, но иногда и известняками, и конгломератами разного состава и облика). Граувакки представляют собой продукты перетолжения терригенной и вулканогенной кластики (в том числе обильной при подводных извержениях базальтов гиалокластики). Этими продуктами заполняются все понижения вулканического рельефа и многочисленные трещины. В последнем случае формируются "кластические дайки" местами с хорошо выраженной слоистостью (р.Ниж. Мамрата). В составе тонской свиты отмечены также туфогенные отложения и породы, образованные мутьевыми потоками — дикий и градиционный флиш. В её формировании заметно участие подводной склоновой абразии с образованием каньонообразных промоин. В базальтовой толще отмечен коллоидный оползание с изломами слоев кремниево-терригенного флиша. Большую загадку до объяснения генезиса отложений мутьевых потоков представляли в составе тонской свиты "пуддинги" — тонкозернистые осадки с редкими неокатанными обломками, привносимые сверху. А.Н.Чураков полагал, что обломки валились с таявших айсбергов, а Ю.А.Кузнецов думал, что они попадали в морские осадки из корневищ выносимых тайфунами псилофитов. А.Н.Чураков считал необъяснимой редкость галек в илах. Особенно его поражали скульптурно источенные обломки известняков фундамента в битуминозных осадках. Сейчас показано, что гравитационные оползания в результате сейсмической деятельности в вулканических районах — явление распространенное.

Как показали наши исследования, осадки в тонской свите появляются на разных уровнях и в разных местах в виде разрозненных полей, в размещении которых пока не удалось установить какой-либо закономерности. Тем самым не подтверждено существование выделявшейся некоторыми геологами так называемой шунетской свиты, которая якобы разделяет тонскую и имирскую свиты вулканогенного яруса. Нами налегание имирской свиты на тонскую устанавливается повсеместно по перерыву, дислокациям и эрозии тонских базальтоидов. Смена лав трещинных и щитовых вулканов лавами и пирокластами вулканов центрального типа не должна восприниматься иначе, как смена площадного платобазальтового вулканизма остро-водужным. О том же свидетельствует и смена фациальных обстановок. Субаквальные условия явно сменяются субаэральными. В имирской свите только местами наблюдаются терригенные отложения и образования типа миктитов. Пирокластика здесь обильна и не несет признаков водного переотложения.

Совершенно иными находим мы соотношения между быскарскими лавами и осадками каледонского фундамента. Их удается наблюдать во многих местах — у д. Адриха, возле бывшего с. Свиньино, у прииска Бургон, по ручью Тургей, в логу Мангырном, близ фермы Толчая, на сопках Острой и Над Рудником, вдоль Дьячковского бома и т. д. Всюду здесь основание тонской базальтоидной свиты представлено докембрийскими и кембрийскими известняками, реже алевропелитами и аргиллитами, причем нигде не устанавливается налегания нижнедевонских пологолежащих покровов ни на более древние эффузивные, ни на более древние интрузивные основные или кислые породы, которые испытали бы денудацию вместе с осадками каледонского структурного этажа. На этой бросающейся в глаза особенности нижнегерцинских отложений мало кто задерживает внимание. Лавы базальтов здесь нигде не образуют миктитов с соответствующими осадками, напротив, они повсеместно захватывают остроугольные обломки известняков и слоистых алевролитов, иногда окатанные обломки известняков (в том числе археоциатовых) из молассоидов, сопровождающих поверхность несогласия между каледонским и герцинским этажами стратисферы. Гальки и обломки известняков фундамента всегда к моменту излияния базальтовых расплавов нормально литифицированы, несут следы хрупких и пластических деформаций. Археоциатовая фауна в них полностью сцементирована задолго до

начала вулканизма. Археоциатовые известняки всюду запечатываются эффузивами и ни в одном случае не встречены на вулканическом пьедестале.

Большинство исследователей, считавших вслед за М.М.Тетяевым /1934/, что межэтажные поверхности несогласия всегда пенеппенизируются при наступлении трансгрессии, не подозревали широкого развития под тонскими базальтами и осадками заметно расчлененного (скульптурного) рельефа. Неровная поверхность каледонского фундамента во многих местах запечатана лавами и осадками. Здесь покровы и пласты пород не налегают, а прилегают впритык к эродированным породам "карбонатного континента". Особенно наглядно это видно в Толчинском разрезе, где препарируется древний клифф с береговой платформой (бенчем), покрытой крупногалечными известняковыми конгломератами. Здесь в обрывистых поверхностях известняков можно видеть бывшие изгибы береговой линии со скальными останцами и развалами крупных глыб известняков, сцементированными слоистыми алевролитами нижнего девона. Поблизости можно наблюдать запечатывание известняков лавовыми покровами четвертой вспышки. Ранее несогласный контакт известняков фундамента и тонских вулканогенно-осадочных образований фермы Толчая трактовался как тектонический. Многими исследователями все конгломераты тонской свиты воспринимались как базальные, что не вполне точно. Многие не замечали прилегания пачек конгломератов к более древним породам вдоль рельефного несогласия. Нередко эти взаимоотношения толковались как резкий фациальный переход.

Наши исследования показали, что нижнедевонская трансгрессия океана шла путем обрушения крупных блоков литосферы, ступенчато, с фестончатым расчленением береговыми линиями пенеппенизированных платформ суши (риасовые побережья с карстом, пещерами, гротами и волноприбойными нишами). В это же время на бенчах появлялись известняково-галечные конгломераты, нередко перекрывавшиеся вулканомиктовыми породами и базальтами. Именно здесь наблюдается облекание окатанных и остроугольных обломков археоциатовых известняков текучими базальтовыми расплавами. Любопытно, что никем не наблюдался и не отмечался захват лавами обломков пород с другими найденными в районе органическими остатками (трилобитами, моллюсками, мшанками и даже водорослями). Самой примечательной чертой нижнедевонских конгломератов следует при-

нать повсеместное отсутствие гальки гранитов. Среди осадков серии совершенно отсутствуют аркозы, что вызывает недоумение, поскольку на выступах фундамента, согласно принятой легенде, обнаружены крупные интрузивы, относимые к каледонской эпохе магматизма. На эту особенность нижнегерцинских молассоидов Центральной Азии обращал внимание В.А.Бобров /1965/. Наряду с галькой известняков в нижнедевонских конгломератах отмечены лишь обломки базальтоидов. Сами конгломераты перемежаются с калькаренитами, граувакками, основными туфами и лавами — продуктами активного вулканизма того времени.

Как это ни прискорбно, но большинство исследователей, неоднократно сталкивавшихся с примерами прилегающих, а не перекрывающих отношений между разновозрастными образованиями региона, так и не смогли верно расшифровать возрастных соотношений между ними, что приводило к пропуску регионального перерыва и несогласия. Так К.В.Радугин /1954/, хотя и видел многометровые в поперечнике вывалы мраморов древних береговых обрывов, но продолжал говорить о пенеплене. Это повлекло к неверному прочтению разреза на контакте торгашинских известняков и базаихских конгломератов. Он не обратил внимания на то, что конгломераты и песчаники в подножиях обрывов торгашинских известняков залегают более полого, чем сами известняки. Помещая торгашинские известняки выше по разрезу, как это делал В.А.Обручев, он удревил возраст среднепалеозойских псаммито-псефитовых отложений до протерозоя. Между прочим, никто в базаихском разрезе не разглядел явных признаков волноприбойной ниши, забитой красноцветной кластикой. Никто не мог объяснить природы впрессованной в торгашинские известняки эффузивной гальки, наблюдаемой в стенках обрывов, так как никто не допускал здесь прилегания разновозрастных толщ и совместного участия их в пликтивных дислокациях.

Конгломераты нижнего девона отмечают моменты погружений участков суши под уровень океана, которые совершались многократно в ходе четырех всплеск базальтоидного магматизма раннегерцинской фазы тектогенеза. К слову сказать, быскарские вулканогенные накопления представляют собой не свиты, а серии вылавок, варьирующие от места к месту по составу и объему исторгнутых масс. В целом они образуют вулканогенный ярус, характеризующий по laterали неодинаковые отрезки времени. Упомянутые конгломераты с

галькой карбонатных пород каледонского фундамента нельзя отнести ни к собственно базальным, ни к внутриформационным. Они регистрируют межформационное несогласие, но не выстилают его поверхность, так как отмечают только древние береговые линии и прибрежные пляжи. Именно этим объясняется обилие в них известковой гальки, не типичной для конгломератов речных систем. Поверхности эрийского межформационного несогласия нельзя приписать строгий возраст. Она характеризует значительный интервал времени, в продолжение которого формировались и погребались разные её участки.

Неровная, рельефная поверхность межформационного несогласия между каледонским и герцинским этажами стратиферы не воспринимается многими достаточно искушенными геологами, тектонистами и стратиграфами, которые готовы усматривать здесь простую фаціальную смену одно- и близковозрастных образований. Многим непонятно, почему эта поверхность в разных местах перекрыта неодинаковыми и даже разновозрастными формированиями. Нередко, правильно картируя указанное несогласие, геологи все же интерпретируют его как фаціальный переход. Так, на Батеневском крыже калькарениты и карбонатные брекчи в западинах скульптурного рельефа среди закарстованных известняков кембрия, которые контактируют с осадочно-вулканогенными образованиями Pz_2 , А.Ф.Сенаколис и В.А.Шипицын /1966/ причисляют к сингенетичным образованиям. Они не различают здесь "земляных жил", "кластических даек", случаев запечатывания углублений и трещин в скальном цоколе среднепалеозойского седиментационного бассейна. Аналогично по речке Кызыл и ключу Санаштыкгол, по речке Верх.Кеня и по ключу Герасимову выступы археоциатовых известняков фундамента включаются стратиграфами в вулканогенные части разреза. Разные элементы залегания известняков (углы падения $70-80^\circ$) и прилегающих к ним песчаников (углы падения $30-40^\circ$) отмечены И.Т.Журавлевой и Т.В.Янаускас /1964/, как пример переслаивания. Догадку о том, что выходы известняков среди среднепалеозойских вулканогенно-осадочных пород представляют собой древние погребенные кекуры, высказывала давно З.А.Лебедева /1938/, однако её выводы не получили надлежащей поддержки.

Регионально проявленный перерыв между каледонским фундаментом и герцинским покрытием маскируется динамометаморфизмом. Именно сложностью распознавания несогласия в дислоцированных поро-

дах следует объяснять синхронизацию фаунистических комплексов среднего палеозоя с кембрийскими археоциатами, единственно принадлежащими карбонатным отложениям каледонского основания. Другая трудность при прослеживании поверхности межэтажного несогласия в регионе связана с отождествлением характеризующих её геологических образований с аналогичными образованиями, представляющими менее древнее и более локализованное несогласие между вулканогенным и осадочным ярусами герцинского чехла. Особенно это справедливо для молассовых отложений, связанных с этими верхнесилурийско-нижнедевонским и эйфельским (?) перерывами. Так, послебьсарские красноцветные конгломераты и песчаники в районе Телекского фосфатеносного карста были восприняты А.И.Анатольевой и А.Д.Шелковниковым [1959] как кембрийские. Эти субконтинентальные молассоиды обыкновенно лишены известняковой гальки, хотя карбонатная толща каледонского фундамента нередко глубоко и на значительных площадях подвергалась денудации в эйфельское время.

Послебьсарские осадки представлены в регионе эйфель-живетскими красноцветами (конгломератами и песчаниками, которые Я.С.Эдельштейн выделял как абаканскую свиту), позднеживетскими сероцветными песчаниками, алевролитами, мергелями и известняками сарагашского и бейского морей и позднедевонскими красно- и пестроцветными алевропесчаниками. Все эти породы запечатывают эйфель-живетскую эрозионную поверхность со сложным рельефом, которая местами пересекает бьсарский вулканогенный ярус на всю его мощность, пересекает во многих местах S_2-D_1 межэтажное несогласие и следующие вдоль него пластины интрузивных пород (раннедевонские Габро и тельбесские гранитоиды). Как раз в последнем случае среди абаканских красноцветов появляются аркозовые песчаники. Непосредственное прилегание абаканских красноцветов к обрывам известняков фундамента можно видеть в урочище Хазах-Тура, возле деревень Шушь и Камешки; прилегание их к эродированным поверхностям вулканитов тонской и имирской свит наблюдается около д.Галактионово, по р.Мал. Сыр и в других местах. Налегание красноцветов и аркозов на граниты Уйбатского массива отчетливо видно в междуречье Мал. и Бол. Сыра.

Прилегание сарагашских песчаников и бейских известняков к рельефно расчлененным разрывом вулканитам имирской толщи удается разглядеть в бассейне р.Уйбат, на оз.Образ, возле ст.Шира и в правобережье р.Черный Июс. Одновременно можно наблюдать перекры-

вание бейскими известняками поверхностей денудации в гранитах Саралинского плутона (р-н оз.Ошколь) и в раннедевонских габбро (р-н оз.Агаскыр). Между появлением абаканских красноцветов и сарагашско-бейских сероцветов имело место внедрение даек второго этапа, которые рассекали не только граниты и вмещающие эффузивы тонкой и илмйрской свит, но также красноцветную верхнюю молассу раннего живета. Облекание бейскими известняками эрозионных останцов быскарской толщн — свидетельство того, что ложе крайнеморских акваторий, формировавшихся в тыловых частях среднедевонских островных дуг, было рельефным. Запечатывание рельефа четко прослеживается по многочисленным промоинам и по наличию осадочных даек с отчетливой слоистостью. Образованию живетских акваторий предшествовало эйфельское выветривание с формированием глубоких кор химического разложения пород, с образованием развитого карста.

Таким образом, внимательно рассмотрев существующие типы взаимоотношений между быскарскими вулканитами и распространенными в районах осадками, можно выделить отличия у довулканических, синвулканических и поствулканических седиментационных пород и надежно их датировать. Это помогло выявить в основании и в кровле вулканогенного яруса рельефные поверхности несогласия и показать, что во многих местах быскарская серия полностью денудирована и служила источником терригенного выполнения межгорных впадин. Правильное видение внутреннего строения яруса и его соотношений с подстилающими и перекрывающими образованиями позволит уточнить генетические связи между вулканическими и плутоническими проявлениями герцинской эпохи и вынести более достоверные суждения о их комагматизме. Такой целостный охват дает возможность регистрировать утраченные части яруса, ареал распространения которого намного превосходил наблюдаемый ныне. Без понимания того, что рассматриваемые продукты раннегерцинского вулканизма — это всего лишь фрагменты непрерывного в нижнем девоне платобазальтового чехла, испытавшего неоднократную элиминацию, невозможно создание адекватной генерализующей картины былого тектономагматизма. Именно по этой причине одним и тем же вулканическим и плутоническим образованиям региона нередко приписывается разный возраст. Не всем еще ясна постгерцинская тектоно-денудационная природа не одних лишь впадин, но и окружающих поднятий древ-

него фундамента. А это мешает безошибочному воспроизведению прошлых событий. Думается, что для восстановления геологической истории как на уровне простых геологических тел, так и на уровне таких сложных объектов, как вулканогенный раннедевонский панцирь (ярус), сохраняет справедливость подход Н.Стенона, сформулированный в следующих словах: "... при данном теле определенной формы, созданной согласно законам природы, в самом этом теле находим доказательства, раскрывающие место и способ его создания" /Цит. по Шафрановскому, 1972, с.76/.

Литература

АНАТОЛЬЕВА А.И., ШЕЛКОВНИКОВ А.Д. О среднекембрийских красноцветных отложениях юго-западного склона Восточного Саяна // Докл. АН СССР. 1959. Т.127, № 3. С.624-626.

БОБРОВ В.А. О предниждевонской складчатости в Восточной Монголии // Сов. геология. 1965. № 4. С.137-139.

ЗАВАРИЦКИЙ А.Н. Игнимбриты Армении // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1947. № 3. С.3-18.

КОВАЛЕВ В.П. Некоторые аспекты объединения следов средневерхнепалеозойского вулканизма в системе Трансевразийского субширотного подвижного пояса // Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск, 1976. С.25-41.

КОВАЛЕВ В.П. Герцинский магматизм Предсаянья (радиогеохимия, петрология, реконструкции). Новосибирск: Наука, 1980. 423 с.

ЛЕБЕДЕВА З.А. Основные черты геологии Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 280 с.

РАДУТИН К.В. Кембрий Красноярского края // Вопросы геологии Азии. Т.1. М., 1954. С.332-342.

СЕНАКОЛИС А.Ф., ШИПИЦЫН В.А. Кембрийские рифогенные известняки надвига Батеневского кража (дер. Катюшкина) // Геол. и геофиз. 1966. № 7. С.46-55.

ТЕТЯЕВ М.М. Основы геотектоники. Л.-М.: ОНТИ НКТП СССР, 1934. 228 с.

ШАФРАНОВСКИЙ И.И. Николай Стенон - кристаллограф, геолог, палеонтолог, анатом (1638-1686). Л.: Наука, 1972. 179 с.

ЯНАУСКАС Т.В., ЖУРАВЛЕВА И.Т. Опорный разрез кембрия Западного Саяна // Геол. и геофиз. 1964. № 4. С.3-10.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ЭТАЛОНЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ОРДОВИКА
И ДЕВОНА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Вулканогенные образования ордовика в Алтае-Саянской области до последнего времени недооцениваются. В статье В.Л.Хомичева (см. настоящий сборник) изложено положение дел в этом вопросе и высказано предположение о значительно более широком развитии ордовикских вулканических пород среди "немых" толщ, которые без должных оснований относили (и относят) к девонским. Поскольку палеонтологические данные во многих случаях отсутствуют, приходится прибегать к косвенным методам их датирования. Обычно для этих целей используют петрографические особенности пород, строение толщ, статистические методы. Однако, как подчеркивают многие исследователи, состав и строение вулканогенных отложений ордовика и девона очень сходны, а надежных диагностических признаков еще не выработано. Именно поэтому те участки, ордовикский возраст пород которых не доказан палеонтологическими находками, относили к девону.

Для обоснованной корреляции "немых" вулканогенных толщ с ордовикскими или девонскими рекомендуется использовать универсальный нелинейный дискриминатор (УНД) В.В.Хлестова. Он опробован по достоверным ордовикским и девонским вулканогенным толщам Тувы и Кузнецкого Алатау путем составления петрохимических эталонов и попарным их сравнением.

В эталонную выборку ордовикских эффузивов Тувы вошли анализы пород мугураксинской (Юго-Западная Тува) и систитхемской (Северо-Восточная Тува) свит, возраст которых доказан палеонтологическими находками /Абрамович, Владимирский, 1973; Владимирская и др., 1973; Зайков и др., 1971/. Для анализа использовались девонские вулканические породы из Тувинского прогиба, Усинской и Уюкской впадин.

В Кузнецком Алатау в выборку ордовикских эффузивов вошли химические анализы пород тайменской, алзасской и алгаинской свит, по материалам Б.А.Снежко /1967/, А.Ф.Белоусова и др. /1974/ и сводки В.Л.Хомичева /1986/. Девонские эффузивы представлены по-

родами восточного борта Кузбасского прогиба, по материалам О.И.Никонова*.

На восточном склоне Кузнецкого Алатау ордовикские отложения обосновываются косвенными фактическими данными /Хомичев, Хомичева, 1985/ в Тейской, Сыгымской, Катюшкинской, Кошкулаской мульдах. По ним и составлена соответствующая выборка. Девонские эффузивы широко развиты и хорошо изучены в Минусинской котловине, а аналитический материал приведен в работах В.Л.Хомичева /1975, 1980/.

В целях корректного сопоставления анализы разбивались по четырем породным группам (SiO_2 , %): базальтоиды (44-53), андезиты (53-6I), дациты (6I-69) и риолиты (69-76). Поскольку привести весь исходный материал невозможно, средние составы и среднеквадратичные отклонения для каждой породной группы эталонных выборок даны в таблице, а на рис. I показаны результаты их сравнения по УНД.

В алгоритме УНД учтена разнородность геологических распределений и введены предварительные унифицирующие операции. Единственным ограничением является одномодальность распределения параметров сравниваемых выборок. Петрохимические характеристики ордовикских и девонских вулканогенных пород этому условию отвечают. В результате попарного обчета выборок (на машине БЭСМ-6 СНИИГТИМС) получены ранжированные значения дискриминатора D , по которым построены гистограммы распределения (см. рис. I). Оптимальной делящей границей в большинстве случаев является $D = 0$, при которой доля ошибочных определений (проб с неопределенной принадлежностью к той или иной выборке) - γ минимальна. Некоторые отклонения от нее для андезитов и по одному случаю для базальтов и риолитов не вносят каких-либо изменений.

Доверительный интервал ошибочных определений на 95 % уровне значимости определяется по уравнению

$$\beta^2 \left(1 - \frac{\chi^2_{\alpha}}{2N}\right) + \beta \left(\frac{2\chi^2_{\alpha} - \gamma^2}{N} - 2\gamma\right) + \gamma^2 \left(1 - \frac{\chi^2_{\alpha}}{2N}\right) - \frac{2\chi^2_{\alpha}(1-\gamma)}{N} = 0,$$

где N - общее число проб в сравниваемых выборках, χ^2_{α} - табличная величина "хи-квадрат", отвечающая при одной степени свободы уровню надежности α .

* Материал готовится к публикации в изд-ве "Наука" в сб. "Петрохимическая эволюция магматических формаций".

Средние составы и среднеквадратичные отклонения
ордовикских и девонских эффузивов Тувы
и Кузнецкого Алатау

Регион	Возраст	Породная группа	Число анализов	О к с и л ы																	
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O									
				Т	У	в	а														
Западный склон Кузнецкого Алатау	Девон	Риолит	67	73,82	0,24	12,83	1,69	1,23	0,33	0,98	3,79	3,84									
				1,96	0,13	1,14	0,96	0,76	0,26	0,60	0,86	1,10									
		Дациит	32	65,20	0,68	14,49	3,60	2,82	0,92	3,00	4,48	2,53									
				2,44	0,28	1,05	1,78	1,51	0,58	1,20	0,50	1,20									
		Андезит	62	57,04	1,32	15,40	4,54	3,89	3,09	5,53	3,99	1,39									
				2,44	0,50	1,64	2,02	1,53	1,28	1,72	1,01	0,73									
		Базальт	58	48,49	1,91	15,68	6,30	4,87	5,08	8,23	3,26	0,79									
				2,59	0,62	1,27	2,22	1,74	1,78	1,69	0,89	0,55									
	Ордовик	Риолит	35	72,96	0,35	12,86	2,15	2,40	0,33	0,88	3,03	3,89									
				1,94	0,24	1,18	1,18	1,46	0,24	0,65	1,79	1,86									
		Дациит	32	64,46	0,74	14,41	2,99	4,44	1,02	2,19	3,91	2,41									
				2,18	0,24	1,45	1,60	2,31	0,36	0,90	0,83	0,64									
	Андезит	13	57,50	1,27	14,93	4,67	5,58	2,05	3,93	3,92	1,35										
			1,74	0,34	1,49	2,75	2,20	0,71	1,46	1,15	0,71										
	Базальт	16	49,34	1,27	15,26	4,47	6,72	4,51	7,17	3,14	0,95										
			2,07	0,46	1,10	1,95	2,73	1,61	2,34	0,95	0,59										
Девон	Риолит	61	72,68	0,27	13,85	1,62	1,61	0,45	0,83	3,25	3,73										
			2,27	0,15	1,13	0,82	0,85	0,25	0,63	1,49	1,02										
	Дациит	39	64,26	0,18	16,48	3,60	1,87	0,57	1,31	5,64	3,49										
			2,31	0,21	1,43	1,57	1,00	0,36	0,88	1,26	1,39										
		Андезит	84	56,42	0,84	18,59	4,92	2,95	1,81	3,29	4,75	3,10									
				2,22	0,42	2,21	2,54	1,75	1,41	2,20	1,45	2,24									
		Базальт	130	48,27	1,36	17,43	5,56	4,64	4,70	8,26	3,39	1,24									
				2,51	0,46	1,93	2,43	1,93	2,42	2,42	1,20	1,04									
	Ордовик	Риолит	41	73,07	0,29	12,47	2,59	1,90	0,38	0,57	3,43	4,13									
				2,23	0,14	1,48	1,61	1,18	0,44	0,53	1,40	1,68									
		Дациит	42	65,49	0,59	14,62	4,31	2,40	0,99	1,83	4,63	3,27									
				2,10	0,24	1,89	2,66	1,38	0,73	1,34	1,79	1,74									
		Андезит	43	55,58	1,06	16,24	5,98	3,92	2,88	4,90	4,78	1,70									
			1,73	0,43	1,52	2,69	1,92	1,22	1,73	0,94	0,18										
	Базальт	52	48,43	1,58	16,46	6,21	5,47	4,91	8,28	3,71	1,07										
			2,63	0,68	1,55	2,45	2,37	1,71	2,33	1,14	0,76										

Восточный склон Кузнецкого Алатау	Девон	Риолит	21	71,32	0,41	13,72	1,72	1,90	0,31	1,21	4,31	3,33
				1,82	0,20	1,51	1,24	1,19	0,21	2,00	1,57	1,60
		Дацил	25	64,54	0,67	16,42	3,39	2,14	0,93	1,87	5,54	2,53
				2,34	0,25	1,28	1,47	0,95	0,57	0,88	1,29	1,07
		Андезит	39	55,71	0,97	18,23	4,49	3,54	2,49	4,76	4,46	1,82
	Ордовик	Базальт	87	2,76	0,36	1,61	1,84	1,66	1,27	1,69	1,16	0,76
				47,09	1,28	17,62	5,48	5,15	5,48	9,33	3,25	1,08
				2,47	0,45	1,72	2,22	1,89	2,00	1,93	0,77	0,59
		Риолит	23	72,03	0,37	13,06	1,95	1,60	0,33	1,11	3,00	5,32
				2,05	0,16	0,89	1,63	1,06	0,31	0,90	1,48	1,61
	Дацил	14	63,32	0,78	16,79	2,32	2,18	1,21	1,92	5,31	4,27	
			2,41	0,36	1,71	0,98	1,17	0,81	0,78	1,33	2,32	
	Андезит	29	56,34	0,94	17,53	4,20	2,67	2,33	4,18	4,60	3,88	
			2,55	0,32	1,24	2,46	1,10	1,43	1,93	1,20	2,71	
	Базальт	39	48,79	1,39	16,09	4,86	5,01	5,67	8,23	3,08	2,13	
		1,80	0,23	1,43	2,19	1,78	1,77	2,12	0,92	1,06		

Во всех случаях, когда $\beta_{\max} < 0,5$, можно говорить о достоверном различии (на том же уровне значимости).

В приведенных попарных сравнениях ордовикских и девонских вулканических пород различия значимы во всех случаях. Менее других породных групп разделились базальты ордовика и девона западного склона Кузнецкого Алатау, но и для них различия значимы ($\gamma = 0,14$, $\beta_{\max} = 0,31$). Такое сравнение позволяет использовать эталоны для надежной корреляции с "немыми" вулканогенными толщами и более обоснованного их датирования.

При этом неизбежно встает вопрос, в каких территориальных пределах можно использовать эталон, поскольку фациальная изменчивость накладывает свои ограничения. С этой целью проведено сопоставление достоверных ордовикских и девонских эффузивов западного склона Кузнецкого Алатау с эталонами Тувы (рис.2). Для всех четырех породных групп получилась сходная картина: третья выборка (Кузнецкого Алатау) легла между девонским и ордовикским эталонами Тувы, но разновозрастные вулканические породы имеют все-таки меньшие различия, т.е. девонские вулканические породы Кузнецкого Алатау несколько ближе к девонскому эталону, а ордовикские - к ордовикскому, хотя и отличаются от него.

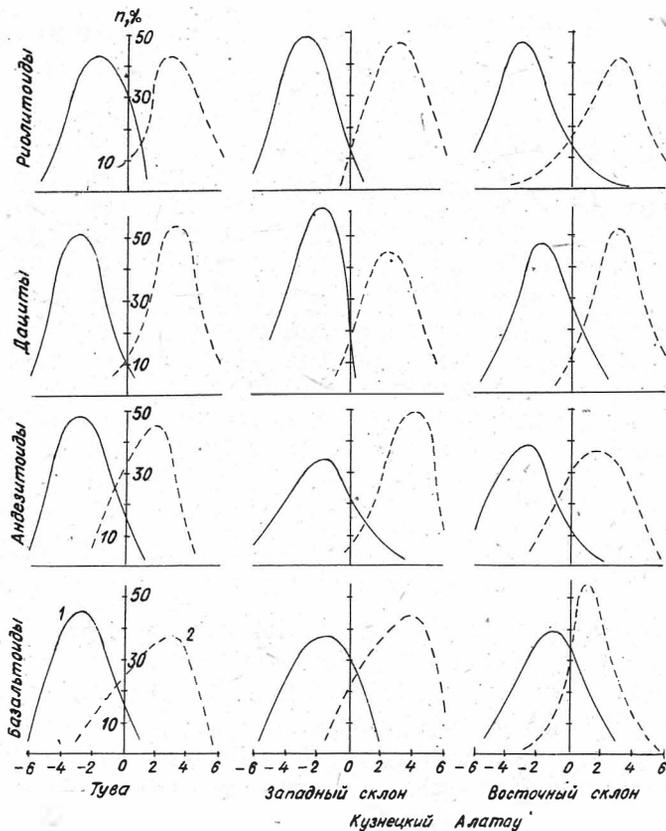
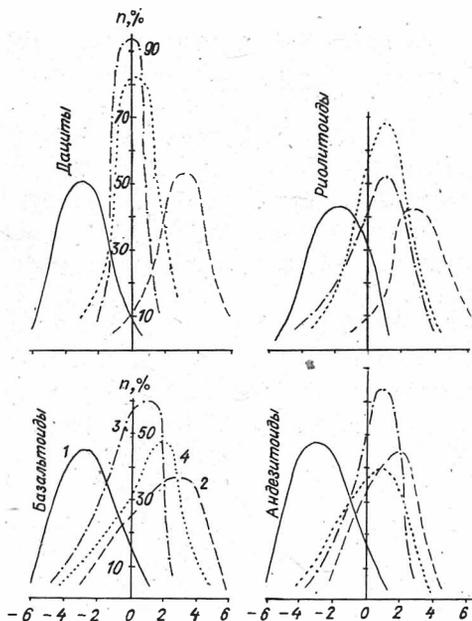


Рис. I. Гистограммы УИД химического состава эталонов девонских (I) и ордовикских (2) вулканогенных пород Тувы и Кузнецкого Алатау

Таким образом, петрохимические эталоны имеют достаточно ограниченную сферу действия и не могут использоваться вне границ региона, поэтому для каждой крупной структурно-фациальной зоны лучше иметь свои такие петрохимические эталоны.

Рис. 2. Сопоставление достоверных девонских (3) и ордовикских (4) вулканогенных пород западного склона Кузнецкого Алатау с эталонами девонских (1) и ордовикских (2) вулканогенных пород Тувы по величине УНД химического состава



Литература

АБРАМОВИЧ И.И., ВЛАДИМИРСКИЙ Г.М. Петрохимические особенности ордовикских вулканитов Юго-Западной Тувы // Геол. и геофиз. 1973. № II. С.48-53.

БЕЛОУСОВ А.Ф., НАЛЕТОВ Б.Ф., ПОЛЯКОВА Э.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау // Новосибирск: Наука, 1974. 211 с.

ВЛАДИМИРСКАЯ Е.В., ВЛАДИМИРСКИЙ Г.М., КРИВОБОДРОВА А.В., ПРЕДТЕЧЕНСКИЙ Н.Н. Новые данные по стратиграфии ордовикских отложений Юго-Западной Тувы // Тр. ВСЕГЕИ. Т.149. Л., 1973. С.16-29.

ЗАЙКОВ В.В., РОГОВ Н.В., АНАСТАСИЕВ Н.С. и др. Ордовикский вулканизм Восточной Тувы // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып.2. Кызыл. 1971. С.3-21.

СНЕЖКО Б.А. О выделении тайменской свиты верхнего тремадока в западной части Кузнецкого Алатау // Новые данные по геоло-

гли и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1967. С.74-77.

ХОМИЧЕВ В.Л. Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау. Ч.І. Восточный склон. Новосибирск: Изд. СНИИГТИМСа, 1975. 176 с.

ХОМИЧЕВ В.Л. Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау. Ч.ІІ. Восточный склон (Дополнение). Новосибирск, 1980. Деп. в ВИНТИ 26.06.80, № 2580-80.

ХОМИЧЕВ В.Л., РАЙСКАЯ Г.Н., ХОМИЧЕВА Е.С. Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау. Ч.ІІІ и ІV. Мариинская тайга. Новосибирск, 1986. Ч.ІІІ. 208 с; Ч.ІV. 129 с. Деп. в ВИНТИ 15.01.86 № 373-В86 и № 374-В86.

ХОМИЧЕВ В.Л., ХОМИЧЕВА Е.С. О возможности ордовикских вулканогенных отложений на восточном склоне Кузнецкого Алатау // Геол. и геофиз. 1985. № 5. С.124-127.

Л.В.Пешехонов

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ДОЛЕРИТОВ СИЛЛОВОГО КОМПЛЕКСА
ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СЕВЕРО-МИНУСИНСКОГО ПРОГИБА

Анализ опубликованных материалов по раннедевонскому вулканизму Северо-Минусинского прогиба показал, что при петрохимическом изучении лавовых образований зачастую не учитывались широко распространенные среди них межпластовые интрузии или силлы долеритов. При этом смешивались различные по условиям формирования породы основного состава, что объяснялось невозможностью различать их из-за большого сходства /Лучицкий, 1960/. В результате исказились представления о вещественном составе лавовых базальтоидов и потерялась петрохимическая информация о раннедевонских долеритовых интрузиях. О трудностях, возникающих при изучении долеритового магматизма, свидетельствуют получившие известность противоречивые выводы о возрасте и условиях формирования магматических пород, распространенных в Шунет-Матаракском районе, где расположен один из опорных разрезов нижнего девона Северо-Мину-

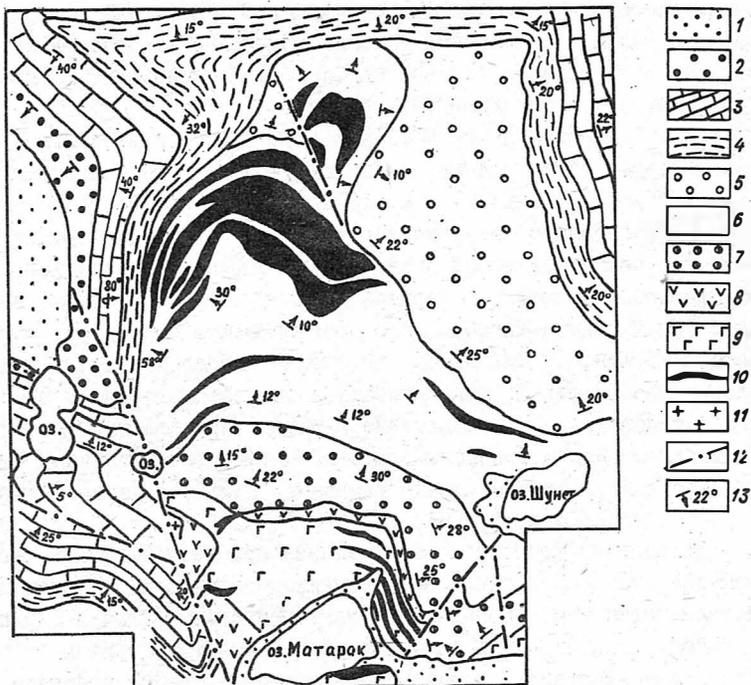


Рис. I. Геологическая схема Шунет-Матаракского района:

I - четвертичные отложения озерных котловин; 2 - красочетные терригенные отложения ойдановской свиты (верхний девон); 3 - карбонатные отложения бейской свиты; 4 - терригенные отложения сарагашской свиты (верхнеживетский подъярус); 5-10 - вулканогенно-осадочные отложения быскарской серии (нижний девон): 5 - красочетные терригенные отложения толтаковской толщи, 6 - терригенные отложения шунетской толщи, 7 - красочетные грубообломочные отложения матаракской толщи, 8 - альбитофиры, плагиопорфиры и их туфы, 9 - базальтовые, андезитобазальтовые порфиры, 10 - силлы долеритов (ранний девон); II - гранитоиды Улень-Тумского комплекса (ранний палеозой); I2 - разрывные нарушения; I3 - элементы залегания слоистости

синского прогиба (рис.1). Вначале одни исследователи выделяли здесь (в районе горы Кузьма и прилегающих высот) однородный лавовый покров оливин-авгитовых порфиритов /Выдцан, 1962; Иванкия, 1960/, другие - несколько потоков палеобазальтов, разделенных пластами песчаников и туфов. Позднее здесь стали выделять наряду с лавовыми образованиями субвулканические тела оливин-авгитовых порфиритов /Ананьев и др., 1972/. Лишь в последние годы достаточно обоснованно доказано широкое распространение среди вулканогенно-осадочных пород нижнего девона Шунет-Матаракского района пластовых интрузий долеритов /Волков и др., 1981/, а в других районах Северо-Минусинского прогиба - штоков и даек того же состава /Душин, 1978/. Однако некоторые исследователи, выделяя долеритовые интрузии, придерживаются высказанного еще в 30-е годы предположения Я.С.Эдельштейна /1936/ о принадлежности их к позднепалеозойским трапповым образованиям, подчеркивая, что их трудно отличить от посткаменноугольных пород Северо-Минусинского прогиба /Ковалев, 1980/.

Не получил достоверного отражения при геологической съемке масштаба 1:50 000 и при более поздних тематических работах долеритовый магматизм, проявившийся на территории Сохочул-Ширинского района (рис.2). Лишь наиболее крупные тела долеритов, залегающие здесь среди порфиритов марченгашской толщи, получили отражение в виде единичных мелких штоков субвулканических базальтовых порфиритов /Макаренко и др., 1982/.

При детальном картировании в пределах названных районов западной окраины Северо-Минусинского прогиба нами установлено широкое распространение долеритовых силлов на разных стратиграфических уровнях вулканогенно-осадочного разреза быскарской серии нижнего девона. В Шунет-Матаракском районе они закартированы в дотолтаковской части разреза при максимальном распространении их среди тонкообломочных пород шунетской толщи (см. рис.1). В Сохочул-Ширинском районе долеритовые тела максимально распространены среди базальтоидных лав марченгашской толщи, которая в разрезе быскарской серии занимает более высокое стратиграфическое положение, чем шунетская толща.

На изученных площадях долеритовый магматизм распространен неравномерно. Сосредоточен он в базальтовых порфиритах марченгашской толщи и осадочных породах шунетской, что, возможно, объ-

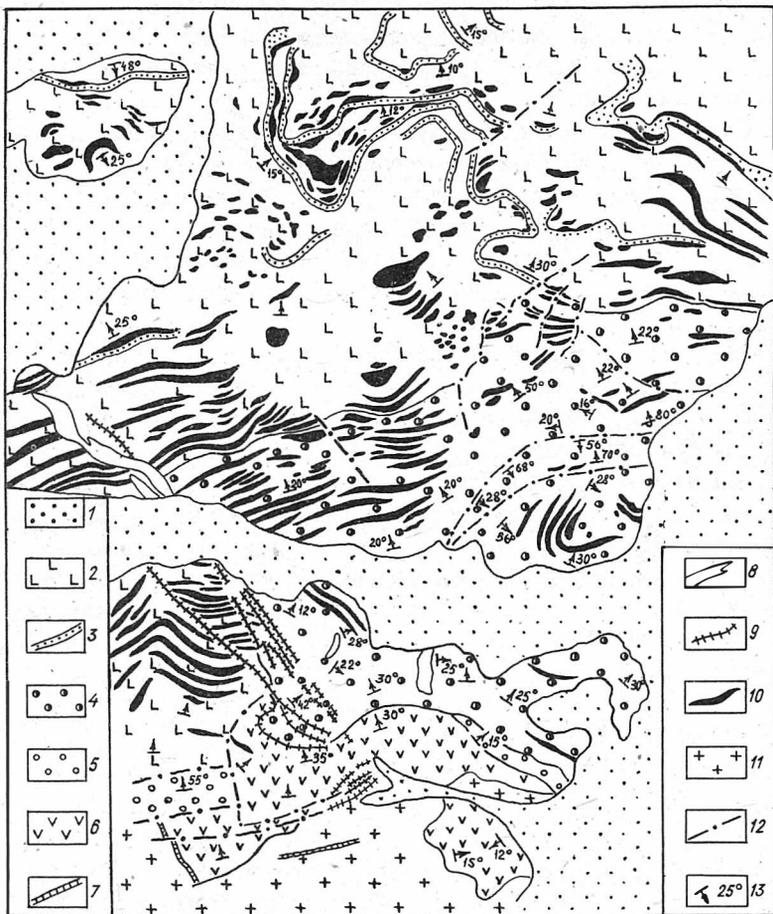


Рис.2. Геологическая схема Сохочул-Ширинского района:

I - четвертичные отложения речных долин; 2 - марченгатская толща базальтовых, андезито-базальтовых порфиритов; 3 - внутриформационные красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты; 4 - придорожная толща песчаников, конгломератов и туфогенных пород; 5 - песчаники; 6 - вулканиты нижнематаракской толщи (нижний девон); 7 - яшмы и яшмоиды; 8 - штоки микроплагиопорфиров; 9 - дайки кварцевых микроплагиопорфиров (ранний девон); 10 - долериты силлового комплекса (ранний девон); 11 - гранитоиды Улень-Туимского комплекса (ранний палеозой); 12 - разрывные нарушения; 13 - элементы залегания слоистости

ясняется приуроченностью к этим площадям его центров. В то же время среди грубообломочных пород молассового типа, а также среди туфов и лав среднего состава долеритовые интрузии представлены единичными телами.

Силлы долеритов, залегающие среди марченгаших базальтовых порфиритов, тяготеют к межпотоковым поверхностям раздела, а также к многочисленным маломощным (от 0,5 до 2-3 м) пластам песчаников и конгломератов, повторяя конфигурацию их выхода на поверхность (см. рис.2). Поэтому в местах ограниченной обнаженности осадочных пород по ним можно проводить детальное структурное картирование.

Интрузивная природа долеритовых тел устанавливается по комплексу признаков активного воздействия магмы на вмещающие осадочные породы. Это - наблюдающиеся местами инъекции расплава в эти породы, их покраснение, наличие в кровле силлов ксенолитов, захваченных при движении расплава из вмещающей толщи. К этим же признакам относятся следы активного динамического воздействия магмы, внедрившейся под напором, что фиксируется по расщеплению слоев осадочных пород и их деформации над кровлей межпластовых интрузий. В местах наиболее интенсивной пликативной - тектоники долеритовые тела приобретают подковообразную форму (см. рис.1). При мощности в 10-15 м отдельные тела имеют протяженность до 3000 м, а мощность разделяющих их пачек осадочных пород или потоков лав иногда не более 2-3 м.

Долериты в непосредственной близости к кровле силлов нередко становятся обильно миндалекаменными или шлаковидными и окрашиваются в лиловато-бурый цвет. Миндалины и пустоты размером до 10-15 мм в диаметре заполнены только кальцитом или в смеси с хлоритом и гидроокислами железа. Многочисленные пустоты в шлаковидной кровле силлов гидротермально измененных долеритов часто заполнены пренитом, который затрагивает плагиоклаз. Наличие миндалекаменных долеритов среди осадочных пород зачастую принималось как доказательство их эффузивной природы /Ананьев и др., 1972; Волинец, Колосков, 1982; Иванкин, 1960 и др./.

По составу первичных минералов вкрапленников, независимо от их количественного соотношения и сохранности, выделяются в качестве наиболее распространенных петрографических разновидностей

оливин-авгит-плаггиоклазовые, оливин-плаггиоклазовые и оливиновые долериты.

Оливин - наиболее ранний из магматических минералов - сохраняется свежим в долеритах крупных силлов в виде бесцветных слабооплавленных вкрапленников с изометричными или слегка удлиненными ромбовидными очертаниями. Они составляют 5-10, реже - 15-20 % объема породы. Размеры вкрапленников оливина варьируют от 0,2 до 1,5 мм. По кристаллооптическим свойствам оливин относится к хризолиту (20-25 % Fa), (-) $2V = 78-88^\circ$, $N_g = 1,724 - 1,726$, $N_g - N_p = 0,035-0,038$. Оливины долеритов из силлов небольшой мощности и из кровли крупных силлов обычно нацело замещены коричневато-оранжевым идидингситом, реже - зеленовато-бурым, слабоанизотропным боулингитом с образованием по периферии вкрапленников и по трещинам - скоплениям непрозрачных или бурых окислов железа. Несмотря на полное замещение, оливин достаточно надежно узнается по сохранившимся характерным ромбовидным очертаниям и ассоциации вторичных образований.

Вкрапленники клинопироксена обычно свежие, бесцветные, со слабо заметным бледно-зеленым оттенком, но без признаков плеохроизма. Они составляют 3-5 редко - 10 % объема породы. Это короткопризматические кристаллы размером от 0,3 до 1,0 мм с хорошо выраженной спайностью. В них встречаются мелкие пойкилитовые включения оливина и плаггиоклаза. Такие вкрапленники клинопироксена относятся к авгиту с кристаллооптическими свойствами: (+) $2V = 54-56^\circ$, $2N_g = 42-46^\circ$, $N_g = 1,712-1,716$, $N_p = 1,688 - 1,693$. Наиболее поздний клинопироксен, содержащийся в долеритах с пойкилоофитовой структурой, выкристаллизовавшихся при формировании интрузивных залежей из остаточного расплава, характеризуется резким ксеноморфизмом по отношению к плаггиоклазу, розовато-сиреневой окраской и оптическими свойствами: (+) $2V = 46-48^\circ$, $2N_g = 52-54^\circ$, $N_g = 1,720-1,725$, $N_p = 1,695-1,698$, позволяющими отнести его к титан-авгиту.

Вкрапленники плаггиоклаза обычно составляют 3-5 реже - 10 % объема породы. Это относительно свежие призматические (до 0,2 x 1,0 мм) полисинтетически двойникованные или таблитчатые (до 0,3 x 0,6 мм), иногда зональные и заметно оплавленные кристаллы. Плаггиоклаз вкрапленников соответствует лабрадор-битовниту № 68-75 (по 15 определениям на федоровском столике). В долери-

тах содержание плагиоклазовых фенокристов возрастает до 25-30 %, размеры их достигают 1,5-1,7 мм по удлинению, характерными становятся триадные двойники и сложные комплексные сростки. Предполагаемой причиной появления таких двойников является высокая скорость кристаллизации расплава при высокой температуре и низком давлении /Волынец, Колосков, 1982/.

Характерны для силлового комплекса оливин-широксен-плагиоклазовые долериты с трахитоидной текстурой полнокристаллической основной массы, которые ранее описывались как трахидолериты или трахибазальты /Ковалев, 1980; Лучицкий, 1960; Ратанов, 1970/. Субпараллельно расположенные лейсты плагиоклаза в основной массе в таких долеритах представлены лабрадором № 50-60. Оливин - беспорядочно рассеян в виде округлых зерен размером от 0,05 до 0,1 мм, а бесцветные зерна преобладающего над оливином авгита размером от 0,01 до 0,04 мм, группируются между лейстами плагиоклаза.

Рудные минералы представлены слабоиндивидуализированными точечными образованиями магнетита, реже - игольчатыми и решетчатыми включениями титаномагнетита. Постоянно в основной массе присутствуют в небольшом количестве длиннопризматические микрокристаллы апатита.

Петрохимические особенности долеритов силлового комплекса описываются на основании 29 новых химических анализов с некоторыми числовыми характеристиками пересчета (табл. I). Для уточнения их классификационной принадлежности используются принципы разграничения пород с помощью определенных диаграмм (рис. 3), для оценки петрохимического состава - петрохимические классы, разработанные применительно к вулканическим ассоциациям /Белуосов и др., 1982; Ефремова, Стафеев, 1985; Магматические горные породы, 1983/.

По показателю меланократовости "b" составы анализируемых пород варьируют в широких пределах. Оливин-широксен-плагиоклазовые долериты соответствуют мезократовым ($25 < b < 30$), реже меланократовым, а оливин-плагиоклазовые и оливиновые долериты - лейкократовым базальтам. Миндалекаменные долериты, как правило, обогащенные плагиоклазом, характеризуются повышенной лейкократовостью ($15 < b < 20$); 99 % доверительный интервал ($b = 24,03 \pm 1,57$) укладывается в пределах мезобазальтов - лейкобазальтов. Однако

Химические анализы долеритов силлового комплекса Шунет-Матаракского
и Сохочул-Шаринского районов

Таблица I

Номер		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ	b	al'
п/п	пробн															
1	I2-75	48,90	1,52	16,50	4,21	5,66	0,24	5,30	7,04	5,46	1,91	0,73	2,76	100,23	22,36	I,09
2	I2-A-75	50,52	1,56	17,23	7,74	0,72	0,16	4,84	5,38	5,66	2,28	0,95	4,69	101,70	19,20	I,30
3	I6-75	49,51	1,51	18,53	9,06	1,26	0,14	5,54	6,02	4,40	2,38	0,83	2,24	101,42	20,70	I,16
4	I9-75	47,48	1,69	16,33	2,60	7,47	0,20	7,40	7,46	4,58	1,36	0,73	2,63	99,93	26,24	0,93
5	I04-75	47,43	1,69	16,60	2,84	7,54	0,18	7,40	8,02	4,62	1,27	0,65	2,73	99,97	27,46	0,88
6	50I-75	48,34	1,53	16,63	2,03	7,69	0,22	7,70	8,45	4,12	1,09	0,57	1,67	100,04	26,49	0,96
7	504-75	47,21	1,47	15,96	4,01	6,67	0,21	8,10	8,50	3,92	1,00	0,96	2,42	100,12	30,15	0,85
8	4-78	48,31	1,78	17,39	7,96	2,29	0,28	5,90	5,80	4,00	2,50	0,90	2,72	99,83	21,80	1,07
9	5-78	48,77	1,47	17,29	6,22	3,28	0,23	6,15	6,45	3,92	2,20	0,80	2,85	99,63	22,10	I,10
10	5-I-78	48,38	1,73	17,71	7,59	2,60	0,36	5,76	6,19	3,92	2,20	0,95	2,52	99,93	21,80	I,11
11	8-78	48,74	1,70	17,55	6,52	3,14	0,44	5,60	6,47	5,10	1,33	0,83	3,16	100,58	21,90	I,15
12	I4-78	47,34	1,69	15,81	3,28	7,36	0,17	7,24	6,43	4,90	1,13	0,62	3,12	99,09	26,10	0,88
13	I4-I-78	47,23	2,04	16,09	5,82	5,25	0,10	6,77	6,54	4,90	1,13	0,83	2,90	99,60	25,60	0,90
14	I6-78	47,93	1,63	17,23	8,36	2,69	0,30	5,66	7,05	4,40	1,88	0,88	2,79	100,80	23,40	I,03
15	I9-78	48,30	1,94	17,88	6,50	2,24	0,40	5,78	6,55	3,92	2,40	0,80	2,44	100,97	22,60	I,08
16	2I-78	49,65	1,41	16,42	8,14	2,60	0,18	4,06	8,94	4,50	1,88	0,83	2,06	100,67	23,00	I,11
17	23-78	49,46	1,44	17,55	7,90	2,78	0,20	5,44	7,39	4,80	1,88	0,88	2,16	101,01	22,40	I,14
18	24-78	49,55	1,17	17,23	8,96	1,17	0,10	4,80	6,88	4,50	1,88	0,83	3,33	100,27	21,00	I,17
19	II-И-79	50,48	1,51	18,20	8,61	1,80	0,14	3,81	5,50	4,10	2,10	0,88	2,99	99,52	17,40	I,28
20	I4-И-79	49,43	1,94	18,20	8,29	1,98	0,18	4,72	7,40	4,20	2,10	0,85	1,90	101,39	21,00	I,21
21	24-83	46,77	1,35	16,50	0	10,39	0,17	7,51	8,76	3,60	1,00	0,51	4,09	100,65	27,88	0,92
22	33-83	49,74	1,56	15,78	5,13	7,17	0,19	7,85	3,70	3,70	1,50	0,78	1,78	99,37	23,38	0,96
23	36-83	49,96	1,15	16,14	3,21	6,45	0,17	7,18	7,12	3,50	1,09	0,52	2,25	98,74	24,45	0,96
24	47-83	46,12	1,28	15,78	3,06	7,88	0,16	9,03	9,09	2,60	1,00	0,54	2,85	99,39	30,39	0,79
25	253-83	46,81	1,69	17,93	4,53	6,99	0,17	6,29	8,64	3,30	1,00	0,46	2,42	100,23	25,13	I,01
26	30I-83	47,64	1,40	16,97	5,53	4,51	0,13	6,03	8,75	3,16	1,10	0,69	2,38	98,29	24,29	I,06
27	305-83	47,49	1,62	16,14	4,39	5,96	0,16	6,61	7,29	4,42	1,00	0,61	3,31	99,00	24,87	0,95
28	420-83	48,00	1,51	16,50	2,77	8,24	0,17	7,18	8,76	3,30	1,00	0,59	2,03	100,05	27,10	0,91
29	750-A-83	47,45	1,29	16,85	3,85	7,17	0,15	6,77	8,98	3,16	0,90	0,22	2,29	99,08	26,60	I,02
\bar{x}		48,38	1,55	16,89	5,55	4,86	0,20	6,16	7,37	4,16	1,51	0,73	2,67	-	24,03	I,04
S		I,17	0,20	0,83	2,48	2,67	0,08	I,27	I,07	0,71	0,55	0,18	0,65	-	3,07	0,13
A		0,06	0,18	0,22	0,22	0,09	0,24	0,09	0,02	0,01	0,62	0,30	I,11	-	0,14	0,06
a		-I,19	+0,89	-I,15	-I,06	-I,38	+I,54	-0,69	-0,88	-0,50	-I,37	-I,58	+I,55	-	-0,50	-0,92

Примечание. При числе анализов n = 29: $a_{05} \leq 0,66$; $a_{01} \leq 0,98$; $0,74 \leq a_{05} \leq 0,86$; $0,71 \leq a_{01} \leq 0,88$.
 \bar{x} - среднее арифметическое; S - среднее квадратическое отклонение; A - коэффициент асимметрии; a - коэффициент эксцесса; b - показатель меланократовости; al' - коэффициент глиноземистости. Анализ выполнен в Центральной лаборатории ИГО "Западногеология" по образцам из коллекции автора: I, I6 - I8 - оливиновые долериты с сериально-порфировой текстурой; 2, I9 - 20 - микцальцеменные долериты; 3 - 7, 2I, 23, 24 - оливин-пироксен-плагиоклазовые долериты с трайтоидной текстурой; I2 - I3, 26 - 28 - титан-агитовые долериты с пойкилофитной структурой.

лейкократовые разности ($20 < b < 25$) преобладают среди долеритов силлового комплекса (I8 из 29 анализов или 52-72 %).

Значения коэффициента глиноземистости $al' = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$, хорошо коррелирующего с относительным количеством цветных и лейкократовых минералов, позволяют оливин-пироксен-плагиоклазовые долериты отнести к умеренноглиноземистым ($al' = 0,75 - I,00$), а все остальные разности долеритов - к высокоглино-

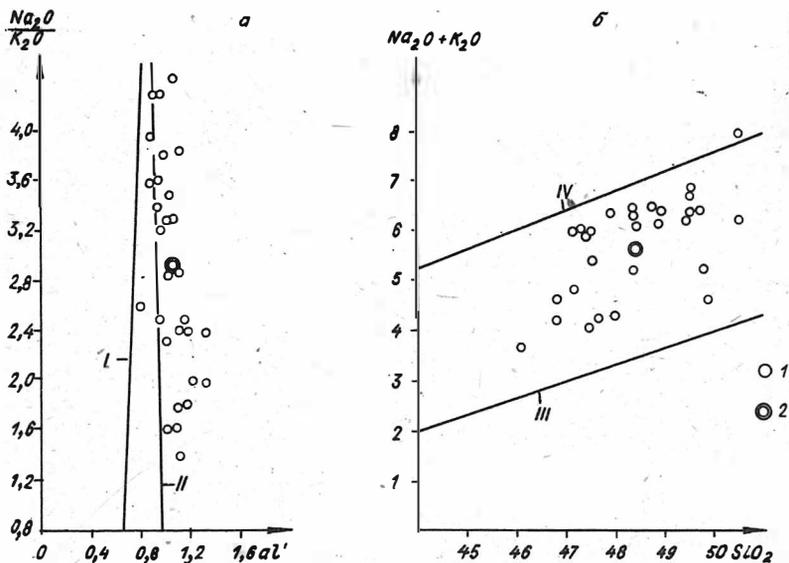


Рис.3. Диаграммы для долеритов Шунет-Матаракского и Сохочул-Ширинского районов:

а - отношение щелочей, б - их сумма; I - фигуративные точки; 2 - средний состав долеритов; I - IV - линии, разделяющие различные типы базальтоидов: I - низко- и умеренноглиноземистые, II - умеренно- и высокоглиноземистые, III - субщелочные и толеитовые, IV - щелочные и субщелочные

земистым ($al' > 1,0$) породам; 99 % доверительный интервал $al' = 1,04 \pm 0,06$ укладывается в пределах умеренно- и высокоглиноземистых составов. Однако значительная часть долеритов (17 из 29 анализов или 50-68 %) принадлежит к высокоглиноземистым разностям.

Характерна для оливин-пироксен-плаггиоклазовых долеритов повышенная магнезиальность ($MgO > 7\%$ при содержании $SiO_2 = 47-48\%$), в то время как в миндалекаменных долеритах содержание MgO не превышает 4 %.

Значительная часть долеритов (60-78 % или 20 из 29 анализов) с железо-магниевым уклоном ($2f \geq m' > f'$), высокотитанистые ($TiO_2 > 1,5\%$) и недосыщены кремнеземом ($q < -15$). Наи-

большая частота встречаемости такой петрохимической особенности устанавливается среди оливин-пироксен-плаггиоклазовых и титан-авгитовых долеритов. Остальные разновидности долеритов умереннотитанистые, с магниево-железистым уклоном ($2m' \geq f > m'$) и слегка недоиспещены кремнеземом ($-6 > Q > -15$).

Долериты с хорошо сохранившимся оливином и рудными минералами характеризуются преобладанием FeO над Fe_2O_3 .

По соотношению щелочей преобладают (83-95% или 26 из 29 анализов) калинатровые разновидности долеритов ($I < Na_2O/K_2O < 4$), а по общему их содержанию они относятся к субщелочным базальтоидам. Принадлежность долеритов к субщелочной серии, а также степень распространенности умеренно- и высокоглиноземистых долеритов отражаются расположением фигуративных точек анализов в соответствующих полях диаграмм (см. рис. 3, а, б). Следует подчеркнуть, что в долеритах даже с самым высоким содержанием щелочей нет фельдшпатоидов. Количественные подсчеты породообразующих минералов позволяют объяснить повышенную щелочность долеритов их лейкократовостью, обусловленной значительным содержанием плаггиоклаза. Только плаггиоклаз основной массы, имеющий состав лабрадора № 50-60, в котором Na_2O до 5,89%, и составляющий 70-80% объема породы, может обеспечить наблюдающиеся содержания натрия в лейкократовых долеритах.

При сравнении устанавливается, что долериты силлового комплекса по петрохимическим особенностям подобны базальтовым порфиритам быскарской серии как западной окраины, так и других районов Северо-Минусинского прогиба. Сходство вещественного состава, пространственная сопряженность и близкий возраст указывают на одинаковые геотектонические условия образования долеритов силлового комплекса и базальтовых лав. Исходной магме соответствует, вероятно, состав оливин-пироксен-плаггиоклазовых долеритов (табл. 2), занимающих около 60% объема силлового комплекса.

Геотектонические условия раннедевонского магматизма Минусинского прогиба понимаются неоднозначно. На раннем этапе изучения его геологического строения И.В. Лучицкий /1957/ выделил субщелочную базальтовую формацию платформенного типа. Однако быстрое изменение состава вулканогенных пород по латерали и в разрезе, а также нахождение их в совместном парагенезисе с красноватными молассами стали рассматриваться позднее И.В. Лучицким

Таблица 2

Средние составы нижнедевонских базальтоидов лавовой и субвулканической фации различных районов Северо-Минусинского прогиба и их возможных аналогов

Оксиды	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	48,38	49,16	47,21	47,35	50,34	49,49	48,98	48,45	48,23	50,43	48,32	49,83
TiO ₂	1,55	1,48	1,53	1,39	1,44	1,21	1,45	1,67	1,64	1,72	1,71	1,24
Al ₂ O ₃	16,89	17,55	16,09	18,04	18,86	17,42	16,55	17,27	17,25	17,99	16,98	17,58
Fe ₂ O ₃	5,55	9,32	2,54	6,43	6,36	5,24	10,58	4,12	4,98	5,90	5,14	5,90
FeO	4,86	2,32	7,86	5,47	2,64	5,30	2,97	6,10	5,29	5,09	-	-
MnO	0,20	0,19	0,19	-	0,33	0,25	0,17	0,23	0,20	-	0,18	0,15
MgO	6,16	3,72	7,77	5,47	4,97	3,62	3,38	3,89	4,21	4,68	6,35	5,33
CaO	7,37	6,41	8,11	10,57	6,20	8,94	6,72	6,66	7,06	7,43	8,11	9,25
Na ₂ O	4,16	4,75	4,15	3,59	3,57	2,77	5,93	4,38	4,26	4,24	3,94	3,76
K ₂ O	1,51	1,57	1,12	1,34	0,98	1,91	0,81	2,45	2,23	1,85	0,86	1,82
P ₂ O ₅	0,73	0,71	0,60	0,49	0,73	0,48	0,42	0,37	0,45	0,56	0,38	0,14
П.п.п.	2,67	3,29	2,78	-	0,65	-	3,75	3,72	3,56	-	-	-
Кол-во проб	29	22	7	72	5	5	14	37	94	41	91	9

Примечание. I - долериты; 2 - базальтовые порфириты; 3 - оливин-пироксен-плаггиоклазовые долериты Сохочул-Ширинского и Шунет-Матаракского районов; 4-7 - нижнедевонские базальтоиды западной части Северо-Минусинского прогиба; 4 - по А.Ф.Белоусову и др. /1982/, 5 - по М.М.Ипатову и др. /1965/, 6 - по Л.С.Бородину, В.С.Гладких /1967/, 7 - по Л.С.Ратанову /1970/ (Июсо-Печищевский ареал); 8-10 - нижнедевонские базальтоиды восточного обрамления Северо-Минусинского прогиба; 8 - субвулканические и 9 - лавовые, по В.Н.Дулину /1978/, 10 -

по А.Ф. Белоусову и др. /1982/; II-12 - субщелочные оливиновые лейкобазальты (лейкодолериты) завершающих этапов развития геосинклинальных зон: II - базальтоиды березовской свиты Магнитогорского синклиналии, I2 - верхнеилициеновые и антропогенные базальтоиды Лорийского плато Армении /Магматические горные породы, 1983/

/1960/, а вслед за ним и другими исследователями /Кузнецов, 1972; Лапин и др., 1985; Поляков и др., 1974/ как серьезные критерии отличия вулканогенно-красноцветной формации минусинского типа от платформенных вулканогенных формаций. Преобладающим стало представление об образовании этой формации в межгорном прогибе в период структурного развития, отвечающего орогенному этапу. Иногда подчеркивается, что это вулканизм орогенной области типа внеплатформенного материкового плато /Белоусов и др., 1982/ или вулканизм дейтероорогенного этапа зон активизации /Леонов, 1976; Туркин, 1985/.

В последние годы некоторые исследователи полагают, что вулканы минусинского типа представляют мощный платобазальтовый панцирь, образовавшийся в результате инициального мантийного магматизма на стадии океанизации земной коры в зоне выделяемого Трансевразийского вулканического пояса /Моссаковский, 1972/.

Сравнивая выделяемые в соответствии с действующей классификацией типы пород основного состава, устанавливаем, что среди описываемых долеритов есть разности, подобные субщелочным оливиновым лейкобазальтам (лейкодолеритам), формирующимся, по мнению авторов классификации /Магматические горные породы, 1983/, на завершающих (позднеорогенных) этапах магматизма геосинклинальных зон (см. табл. 2), и субщелочным оливиновым базальтам (долеритам), характерным для зон тектономагматической активизации континентов.

Воздерживаясь от детализации существующих точек зрения, отметим, что геотектонические условия раннедевонского магматизма минусинского типа еще недостаточно изучены. Сформировавшаяся в Североминусинском прогибе редко встречающаяся в земной коре раннедевонская существенно базальтоидная ассоциация с субмеланопикритоидной и щелочно-салической группами пород /Белоусов и др., 1982/ соче-

тает в себе, по-нашему мнению, черты магматизма как межгорных прогибов, так и платформенных областей. Завершение раннедевонского магматизма Северо-Минусинского прогиба образованием долеритов силлового комплекса может рассматриваться как проявление первых черт, свойственных трапповому магматизму.

Главные выводы, полученные при изучении долеритового магматизма западной окраины Северо-Минусинского прогиба, сводятся к следующему:

1. Раннедевонские долериты, широко распространенные в ряде районов Северо-Минусинского прогиба среди эффузивов быскарской серии, в качестве самостоятельного интрузивного комплекса могут быть достаточно полно отражены только при крупномасштабном картировании.

2. Наблюдающиеся вариации минералогического и химического состава долеритов, неоднородность их структурных и текстурных особенностей обусловлены как процессами внутрикамерной дифференциации и фракционирования, так и непостоянством термодинамических факторов, которые создаются при раскристаллизации расплава в различных по объему внутривластовых инъекциях.

3. Долериты являются продуктами подкоровой субщелочной базальтовой магмы, обогащенной титаном, натрием, глиноземом, но существенно недосыщенной кремнеземом.

4. В целом вулканогенные образования быскарской серии и коматматичные им долериты силлового комплекса образуют специфическую по вещественному составу, редко встречающуюся вулканогенно-интрузивную ассоциацию. Эта ассоциация образуется в межгорных прогибах вблизи докембрийских платформ, на этапе, который предшествовал трапповому магматизму.

Литература

АКАДЕМИЧЕСКАЯ практика по "Структурной геологии и геологическому картированию" / Сост.: Волков В.В., Борукаев Ч.Б., Берзин Н.А. и др. - Новосибирск: Изд. НГУ, 1981. 80 с.

АНАНЬЕВ А.Р., ПАРНАЧЕВ В.П., МАКАРЕНКО Н.А. Некоторые вопросы геологического строения и возраста девонских вулканогенных образований района озер Матарак и Шунет (Северо-Минусинская впа-

дина) // Проблемы комплексных геолого-географических исследований девонских прогибов Алтая. Новокузнецк, 1972. С.3-14.

БЕЛОУСОВ А.Ф., КРИВЕНКО А.П., ПОЛЯКОВА Э.Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.

БОРОДИН Л.С., ГЛАДКИХ В.С. К петрологии щелочных базальтов Кузнецкого Алатау // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 12. С.5-20.

ВОЛЫНЕЦ О.Н., КОЛОСКОВ А.В. Минералогические критерии фаций глубинности магматических образований // Взаимосвязь разноглубинного магматизма. М., 1982. С.5-43.

ВЫЛЦАН И.А. Некоторые данные по геологическому строению района озер Иткуль-Щира Северо-Минусинской котловины // Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск, 1962. С.134-140.

ДУШИН В.Н. Базальты девонской вулканической серии Северо-Минусинской впадины // Геол. и геофиз. 1978. № 1. С.131-135.

ЭФРЕМОВА С.В., СТАФЬЕВ К.Г. Петрохимические методы исследований горных пород. М.: Недра, 1985. 511 с.

ИВАНКИН Г.А. К стратиграфии девона западной окраины Минусинской котловины // Пятая научная конференция Томского гос. унта. Томск, 1960. С.85-91.

ИПАТОВ М.М., ФОКИНА И.А., ИГНАТОВА М.Д. О металлогении девонского эффузивно-осадочного комплекса Минусинского межгорного прогиба // Металлогения девона и нижнего карбона межгорных впадин Алтае-Саянской складчатой области. М.: 1965. С.17-73.

КОВАЛЕВ В.П. Герцинский магматизм Предсаянья. Новосибирск: Наука, 1980. 422 с.

КУЗНЕЦОВ Ю.А. Магматические формации и тектоника // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч.1. М., 1972. С.43-44.

ЛАПИН Б.Н., КОВАЛЕВ В.П., ГАВРИЧЕНКОВ В.М. Петрохимические особенности среднепалеозойских вулканогенных пород Алтае-Саянской области // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск, 1985. С.28-35.

ЛЕОНОВ Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Наука, 1976. 193 с.

ЛУЧИЦКИЙ И.В. О девонской вулканогенно-красноцветной формации Минусинского межгорного прогиба // Докл. АН СССР. 1957. Т.116, № 2. С.287-289.

ЛУЧИЦКИЙ И.В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. -М.: Изд-во АН СССР, 1960. 275 с.

МАГМАТИЧЕСКИЕ горные породы (классификация, номенклатура, петрография). Т.1. М.: Наука, 1983. 365 с.

МАКАРЕНКО Н.А., РОДЫГИН С.А., ЕЛИСТРАТОВ Ю.М., НОМОКОНОВ В.Е. Новые данные по геологии учебного полигона Томского университета в Хакасии // Вопросы геологии Сибири. Томск, 1982. С.123-132.

МОССАКОВСКИЙ А.А. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии (Главные формационные комплексы и тектонические закономерности размещения) // Геотектоника. 1972. № 1. С.6-28.

ПОЛЯКОВ Г.В., ДОВГАЛЬ В.Н., ТЕЛЕШЕВ А.Е. Сравнительный анализ вулканоплутонических ассоциаций центральной части Алтае-Саянской складчатой области // Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна. Новосибирск, 1974. С.7-36.

РАТАНОВ Л.С. Петрохимический состав пород девонской осадочно-вулканогенной серии Минусинского прогиба // Труды СНИИГТИМС; Вып.110.Новосибирск, 1970. С.160-165.

ТУРКИН И.С. Вулканогенные и рудные формации Алтае-Саянской складчатой области и их петро- и геохимическая эволюция во времени // Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. Новосибирск, 1985. С.112-121.

ЭДЕЛЫТЕЙН Я.С. Краткий пояснительный текст к листу П - 22 (а.лист оз.Шира) геологической карты Хакасии (б.Минусинского края). Л.-М.: ОНТИ, НКТП СССР. 1936. 24 с.

Л.В.Алабин

РУДОНОСНОСТЬ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Петрология раннепалеозойских (каледонских) вулканических комплексов Алтае-Саянской складчатой области рассмотрена в работах В.В.Велинского и др. /1968,1982,1986/, А.Ф.Белоусова и др.

/1969, 1974/, В.В.Зайкова /1976/. Вопросы же рудоносности этих комплексов и прежде всего закономерности размещения осадочно-вулканических и осадочных месторождений полезных ископаемых (железородных, колчеданно-полиметаллических, марганцевых, фосфоритовых), генетически и парагенетически связанных с раннепалеозойским вулканизмом, остаются еще недостаточно разработанными. Вместе с тем, палеовулканологические исследования и реконструкции, развиваемые в последнее время И.В.Лучицким /1985/, В.В.Волковым /1986/ и другими исследователями /Палеовулканологический анализ ..., 1984; Палеовулканологические карты ..., 1985/, способствуют восстановлению геодинамических, структурно-морфологических, пространственно-хронологических особенностей вулканизма далекого прошлого, выявлению закономерностей размещения связанных с ним полезных ископаемых. Именно палеовулканологический анализ раннепалеозойских породных и рудных ассоциаций (популяции) Алтае-Саянской складчатой области, базирующийся на историко-геологическом и формационном методах исследований, позволил автору выделить палеотектонические обстановки, главные типы палеовулканологических структур и закономерности размещения в них месторождений полезных ископаемых.

В раннепалеозойской истории Алтае-Саянской складчатой области выделяется три главных типа рудоконцентрирующих структур, различающихся по режиму тектонического развития, вещественному составу пород и размещению полезных ископаемых. Первый тип структур характеризуется развитием отложений от R_{2-3} до 0 и S включительно, максимальной мощностью отложений (12-15 км), развитием вулканических пород (50-70 %) на всех стратиграфических уровнях, интенсивной дислоцированностью пород, линейной и изоклиальной складчатостью. Для второго типа характерно сокращение мощности отложений до 8,5-10,0 км, уменьшение количества вулканических пород (40-60 %) и увеличение осадочных (40-60 %), сложные фациальные сочленения вулканических и осадочных пород, проявление, наряду с линейной, брахиформной складчатости. Третий тип структур сложен преимущественно терригенно-карбонатными и кремнисто-карбонатными породами (70-80 %), обладает минимальной мощностью отложений (6-8 км) и брахиформной складчатостью.

Формирование всех трех типов тектонических рудоконцентрирующих структур тесно связано с развитием глубинных разломов.

Структуры первого типа размещаются в осевых зонах этих разломов, ограничены от смежных тектоническими нарушениями и классифицируются как внутренние эвгеосинклинальные прогибы или трюги. Структуры второго типа располагаются на удалении до 50–80 км от глубинных разломов и классифицируются как внешние эвгеосинклинальные прогибы. Структуры третьего типа, располагающиеся на значительном (>50–100 км) удалении от глубинных разломов, представляют собой геосинклинальные поднятия и (или) срединные массивы.

По вещественному составу пород и формаций (спилито-диабазовая, спилито-кератофировая, базальтовая, липарито-базальтовая, андезитовая, трахиандезитовая; флишевая, кремнисто-карбонатная, доломитовая, нижняя молассовая сероцветная), мощности отложений, линейной и брахиформной складчатости они являются типично геосинклинальными, сформированными в две стадии: I – раннегеосинклинальную ($R_{2-3-с_1}$), 2 – позднегеосинклинальную ($с_2-s$) (Кузнецов, 1954; Велинский, 1968; Белоусов и др., 1969, 1974; Алабин, 1983; Волков, 1986). Каждая стадия развития раннепалеозойских тектонических структур характеризуется:

- а) образованием специфических палеовулканологических структур в определенных геодинамических режимах;
- б) конкретным вещественным составом вулканических пород и полезных ископаемых.

Раннегеосинклинальные палеовулканологические структуры Алтае-Саянской складчатой области формировались в условиях динамических напряжений растяжения земной коры вдоль глубинных разломов. В результате образовались протяженные (200–500 км), узкие (ширина 30–60, реже 100 км) линейные вулканические зоны субмеридионального (Кузнецко-Алтайская), северо-западного (Восточно-Салаирская, Восточно-Саянская), субширотного (Западно-Саянская, Тувинская) простираний. В поперечном сечении таких зон выделяются осевые (троговые) части с максимальным накоплением вулканических пород и фланговые (краевые), в которых их мощность уменьшается. Осевые (троговые) части сложены лавовыми потоками и породами основного состава с шаровой и подушечной отдельностью. Они прослеживаются на расстоянии от 30–50 до 100–150 км при мощности от 50–100 до 350–750 м, чередуясь с кластолавами, туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, с прослоями терри-

генно-карбонатных и кремнисто-карбонатных пород, которыми и сменяются по простиранию. Пирокластические отложения в этих зонах резко подчинены лавовым потокам и составляют не более 20-35 % от общего объема вулканических пород.

В верхних горизонтах палеовулканических структур и на фланговых (краевых) частях, где происходит фациальная смена вулканических пород терригенно-карбонатными, распространены вулканициты кислого состава, количество которых достигает 25-40 %. В строении палеовулканологических структур, ограниченных разломами (Северо-Саянская в Западном Саяне, Улугуйская в Туве и др.), состав кислых вулканических пород увеличивается к центру структур, но как и в вышеописанных, они располагаются на удалении от разломов, тогда как вблизи развиты основные вулканические породы. Вулканициты кислого состава прослеживаются по простиранию от 3 до 15 км при мощности 30-50, реже 100-150 м и образуют тела линзообразной и изометричной формы.

Лавовые потоки и покровы сопровождаются комплексом параллельных даек, которые являются подводщими каналами лавовых потоков и свидетельствуют о преимущественно трещинном излиянии лав. Наряду с описываемыми в раннегеосинклинальных палеовулканологических структурах картируются вулканические породы значительной мощности (1,5-2,5 км). Они выклиниваются по простиранию через 5-10, 20-25 км, сопровождаются некками (жерловая) и штоками (субвулканическая фация). Такие палеовулканические образования представляют захороненные вулканические постройки типа щитовых вулканов. При этом замечено, что жерловые и штоковые фации палеовулканов имеют кустовое (узловое) размещение. Они располагаются на пересечении разрывных нарушений различных направлений, которые вследствие интенсивной тектонической нарушенности пород являются наиболее проницаемыми для магматических расплавов и гидротермальных растворов. В таких узлах размещаются осадочно-вулканогенные и осадочно-гидротермальные месторождения, о которых еще будет сказано ниже.

Таким образом, раннегеосинклинальные палеовулканологические структуры характеризуются сложным морфологическим строением, обусловленным сочетанием трещинных излияний лав и извержением магматических продуктов из вулканических аппаратов. Однако характерной морфологической особенностью их является строго линей-

ное расположение вулканических центров и продуктов их деятельности.

В раннегеосинклинальных палеовулканологических структурах основные вулканические породы представлены диабазами, диабазовыми, базальтовыми порфиритами, спилитами с шаровой и подушечной отдельностью и их пирокластическими разностями - лаво- и туфобрекчиями, кластическими туфами, туфитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами. Вулканические породы обладают массивной, полосчатой, миндалекаменной, слоистой, сланцеватой текстурой; афировой, порфировой и кластической - от агломератовой до пелитовой - структурой с офитовой, спилитовой, пилотакситовой микроструктурой. Они состоят из основного плагиоклаза (лабрадора, андезина-лабрадора, битовнита), интенсивно альбитизированного, пироксена (авгита, диопсид-авгита, диопсида), базальтической и обыкновенной роговой обманки, редко оливина. В них широко развиты блас-тез, катоклаз и вторичные минералы - альбит, зеленая роговая обманка, актинолит, хлорит, эпидот и кальцит.

По химическому составу, детально изученному В.В.Велинским и др. /1968, 1982, 1986/, А.Ф.Белоусовым и др. /1969, 1974/, В.В.Зайковым /1976/ и др. исследователями, описываемые породы, согласно классификации А.Ф.Белоусова /1976/, относятся к лейко- и мезобазальтоидам ($b' = 18,5-28,2$), реже меланобазальтоидам ($b' = 28-35$), низкощелочным ($a = 3,8-12,2$), высоконагриевым ($K_2O/(Na_2O + K_2O)$ мол. % = $4,2-23,2$), железомagneйным ($FeO/(FeO + MgO)$ мол. % = $20,1-49,6$), умеренноглиноземистым (Al_2O_3 вес. % = $14,6-18,1$), умереннотитанистым (TiO_2 вес. % = $0,8-1,8$), хотя встречаются высокотитанистые разности с содержанием TiO_2 вес. % = $2,0-3,8$.

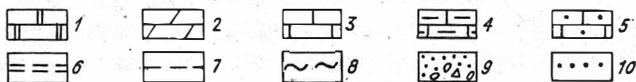
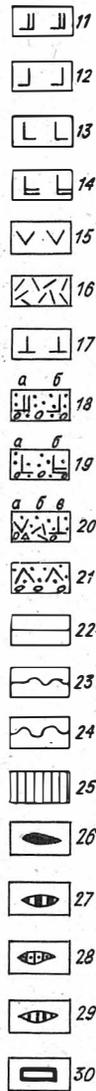
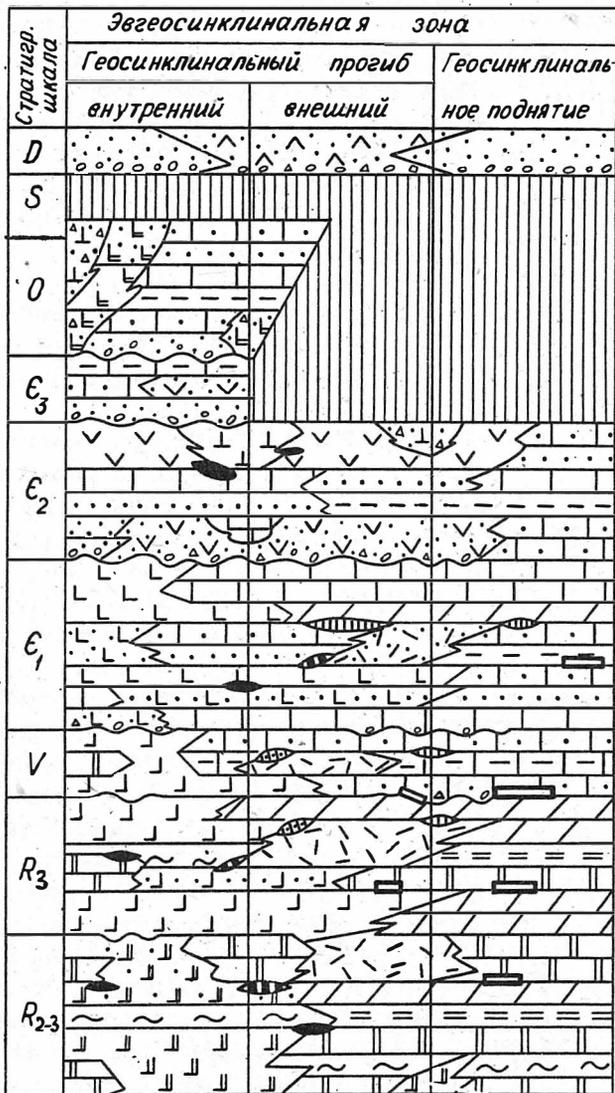
Вулканические породы кислого состава сложены липаритовыми, кварцевыми, фельзитовыми, дацитовыми порфирами, кератофирами. Они обладают массивными, полосчатыми, флюидальными, сланцеватыми текстурами, афировыми и порфировыми структурами с микролитовой, фельзитовой, пилотакситовой микроструктурами и, как показывают детальные исследования, представляют собой образования жерловой и субвулканической фаций, значительно реже залегают в виде потоков и покровов. В их составе преобладают альбит, альбит-олигоклаз, олигоклаз, ортоклаз, кварц, реже встречаются роговая обманка и биотит. По химическому составу они соответствуют дацитолипаритам ($b' = 3-12$), умеренно-низкощелочным ($a = 8,5-14,0$),

высоконатриевым ($K_2O/(Na_2O+K_2O)$ мол. % = 8,6-27,3), магнезелистым ($FeO/(FeO+MgO)$ мол. % = 41,5-70), умеренно- и высокоглиноземистым (Al_2O_3 вес. % = 14-19), умереннотитанистым (TiO_2 вес. % = 0,3-0,9).

Тесная структурная, пространственная и хронологическая сопряженность базальтовых и дацит-липаритовых вулканических пород, выдержанный их минеральный и химический состав, низкая щелочность и резкое преобладание Na_2O над K_2O свидетельствуют о происхождении их из океанических базальтов толеитового типа.

В формационном плане они четко подразделяются на две группы формаций: а) базальтовую (спилито-диабазовую) или недифференцированную базальтовую, б) липарито-базальтовую (кератофири-диабазовую) или контрастно дифференцированную базальтовую.

В охарактеризованных палеовулканологических структурах размещаются месторождения и рудопроявления важнейших полезных ископаемых Алтае-Саянской складчатой области - железорудные, колчеданные, колчеданно-полиметаллические, марганцевые и фосфоритовые (см. рисунок). Геологическое строение, вещественный состав, стратиграфическое положение и практическое значение этих месторождений охарактеризованы в работах А.С.Калутина и др. /Железорудные месторождения..., 1981/, Э.Г.Дистанова/1977/, Е.А.Соколовой /1980/, Н.А.Красильниковой и др. /Фосфоритоносные формации..., 1972/. Тем не менее связь названных полезных ископаемых с палеовулканологическими структурами и закономерности их размещения остаются еще недостаточно выясненными. Анализ пространственного положения раннепалеозойских месторождений показывает, что к осевым (троговым) зонам раннегеосинклинальных палеовулканологических структур приурочены железорудные магнетит-гематитовые месторождения - Миргеш, Кибрасское, Сентябрьское - в Терсинской палеовулканической зоне Кузнецкого Алатау; Тарташское - в Северо-Саянской палеовулканической зоне Западного Саяна и др. /Дымкин, Прутов, 1980/. Эти месторождения сложены магнетитом, мушкетовитом, гематитом, пиритом, пирротином, халькопиритом, кальцитом, кварцем, образующими вкрапленные и сплошные руды, залегающие среди базальтовых порфиритов, дацитовых, липаритовых порфиров, чередующихся с туфами, туффитами и прослоями кремнисто-карбонатных пород. Руды залегают в виде пласто- и линзообразных тел мощностью от 30-50 см до 5-10 м и протяженностью 30-50 м с перерывами до



300-700 м. Содержание железа в них до 22-38 %. По простиранию магнетит-гематитовые руды нередко сменяются магнетит-колчеданными. Описываемые железорудные месторождения и рудопроявления выделяются в осадочно-вулканическую магнетит-гематитовую рудную формуцию.

К периферии палеовулканологических структур, там где разви-

Принципиальная схема главных типов палеотектонических, палеовулканологических структур и размещения в них месторождений полезных ископаемых:

1 - мраморизованные известняки, мраморы; 2 - доломитовые известняки, доломиты; 3 - известняки; 4 - известковистые, известково-глинистые сланцы, мергели; 5 - известняковые, известковистые песчаники; 6 - углисто-глинисто-кремнистые сланцы, силициты; 7 - песчано-глинистые сланцы; 8 - актинолит-хлорит-серицит-альбитовые, амфибол-полевошатовые (зеленые) сланцы; 9 - конгломераты, песчаники; 10 - алевролиты; 11 - диабазы, диабазовые порфириты, спилиты; 12 - базальтовые порфириты; 13 - андезито-базальтовые порфириты; 14 - базальтовые, базальто-андезитовые порфириты; 15 - андезитовые порфириты; 16 - липаритовые, риолитовые, кварцевые, дацитовые порфиры, кератофиры; 17 - трахилипаритовые, трахитовые порфиры, трахиандезитовые порфириты; 18 - лавы, лавобрекчии, литокристаллокластические туфы, туффиты диабазов, диабазовых порфиритов (а), базальтовых порфиритов (б); 19 - лавы, лавобрекчии, кластические туфы, туффиты, туфопесчаники андезито-базальтовых (а), базальто-андезитовых (б) порфиритов; 20 - лавобрекчии, туфоконгломераты, кластические туфы, взрывные брекчии, туффиты андезитовых порфиритов (а), липаритовых, риолитовых, кварцевых порфиров (б), трахилипаритовых, трахитовых порфиров, трахиандезитовых порфиритов (в); 21 - лавоконгломераты, лавобрекчии, туфоконгломераты, туфы, туффиты базальтовых, андезитовых, трахибазальтовых, трахиандезитовых порфиритов; 22 - согласное залегание; 23 - согласное залегание с локальным перерывом; 24 - несогласное залегание; 25 - перерыв в осадкообразовании. Месторождения и рудопроявления: 26 - гематит-магнетитовые, 27 - колчеданные, 28 - колчеданно-полиметаллические, 29 - марганцевые, 30 - фосфоритовые

та контрастно-дифференцированная базальтовая формация, проявлены месторождения: Каменушинское и Ускандинское медно-колчеданные, Урское колчеданно-полиметаллическое, Салаирское барит-полиметаллическое в Восточно-Салаирской палеовулканологической структуре; Монокское, Чазрыкское, Маинское и др. колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления - в Северо-Саянской; Кызыл-Таштыг, Дальнее, Эржекское в Улугтойской, Кызыл-Торг - в Ондумской палеовулканологических структурах в Туве и др. Названные месторождения представлены вкрапленными, прожилково-вкрапленными, массивными полосчатыми рудами, залегающими в виде пластообразных тел, линз, жил в катаклазированных, рассланцованных, гидротермально и метасоматически измененных (актинолитизированных, альбитизированных, серицитизированных, окварцованных и сульфидизированных - пирит, пирротин, халькопирит) базальтовых порфири-тах, дацитовых, липаритовых, фельзитовых порфирах, кератофирах, чередующихся с туфами, туффиитами и рассеяемых дайками и штоками диабазов и кварцевых порфиров. Рудные тела сложены пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннантинном; нерудными минералами - хлоритом, серицитом, кварцем, карбонатами, баритом. Они выделяются в осадочно-вулканическую, осадочно-гидротермальную, реже в гидротермально-метасоматическую, колчеданно-полиметаллическую рудные формации, расчленяющиеся по преобладающему составу на колчеданный, медный, полиметаллический, барит-полиметаллический и другие минеральные типы.

Наряду с медно-колчеданными в палеовулканологических структурах распространены месторождения самородной меди. К ним относится Тайметское и др. в Кузнецко-Алтайской палеовулканической зоне. Самородная медь в виде вкрапленности и жил располагается в базальтовых порфири-тах, чередующихся с туфами. Руды локализуются в кровлях лавовых потоков и в линзах пирокластических пород; обладающих повышенной пористостью и трещиноватостью. Трещины с медной минерализацией прослеживаются по простиранию от 10-30 до 100-300 м, мощностью от 3-5 см до 0,5-1,5 м. Отдельные гнезда самородной меди достигают размеров 0,5 x 1,5 x 2,5 м и весят 2-3 т. Медная минерализация генетически связана с гидротермальной деятельностью раннегесинклинального базальтового вулканизма.

К периферии палеовулканологических структур магнетит-гема-

титовые и колчеданно-полиметаллические месторождения сменяются марганцевыми (см. рисунок). Представителями их являются Усинское месторождение в Кузнецком Алатау, Дурновское - на Салаире, рудопроявления в Горном Алтае, Западном, Восточном Саянах и в Туве. Они сложены псиломелановыми с гематитом, родохрозитовыми, гаусманит-браунитовыми, марганецкальцитовыми рудами, образующими линзо- и пластообразные залежи среди диабазовых и базальтовых порфиритов, липаритовых и фельзитовых порфиров, чередующихся с кластическими туфами, туфитами, кремнисто-карбонатными породами. Родохрозитовые и хлорит-родохрозитовые руды Усинского месторождения размещаются среди кремнисто-карбонатных отложений, содержащих прослойки кластических вулканических пород базальтового и липаритового составов. Мощность рудных тел изменяется от 2 до 35 м, протяженность достигает 350-600 м, содержание марганца колеблется от 3 до 22 %. Рудоносные пачки включают от 2 до 10 рудных линз, пластов и общая их мощность достигает 100-150 м. На примере Усинского месторождения можно полагать, что источниками марганцевых руд являлись вулканогенные гидротермальные растворы, интенсивно проявившиеся в периоды затухания вулканических извержений. Рудные компоненты выделялись из гидротермальных растворов в морских условиях, осаждались и концентрировались на геохимических барьерах, каковыми являлись карбонатные породы.

Наконец, нельзя не обратить внимание на размещение месторождений фосфоритов Алтае-Саянской складчатой области - Белкинского, Нымзасского, Тамалыкского и др. в Кузнецком Алатау; Сейбинского, Боксонского - в Восточном Саяне; Сангилейского - в Туве и др. Повсеместно названные месторождения и многочисленные проявления фосфоритов располагаются в пределах геосинклинальных поднятий и в срединных массивах, сложенных терригенно-карбонатными породами при резко подчиненной роли вулканических (см. рисунок). Фосфориты образуют в них пластовые залежи мощностью от 5 до 50 м протяженностью до 3-8 км с содержаниями фосфора от 7 до 32 %. Рудные пласты чередуются с известняками, доломитовыми известняками, доломитами, часто фосфорсодержащими, с углесто-кремнисто-глинистыми сланцами, реже с туфами, туфитами базальтовых порфиритов и липаритовых порфиров. Мощность фосфорсодержащих толщ достигает 800-1000 м и более и они прослеживаются на десятки километров, образуя фосфоритоносные районы. Осадочная

природа их не вызывает сомнения. Вместе с тем генезис фосфоритов во многом еще является дискуссионным. Тем не менее обращает на себя внимание тот факт, что все фосфоритоносные районы Алтае-Саянской складчатой области и прилегающих территорий (Хубсугульский фосфоритоносный район в МНР) граничат с раннегеосинклинальными палеовулканологическими структурами на участках их выклинивания в геосинклинальные поднятия и срединные массивы. Это обстоятельство позволяет говорить о том, что раннегеосинклинальный подводный базальтоидный вулканизм прямо или косвенно влиял на формирование раннепалеозойской осадочной кремнисто-карбонатной фосфоритоносной формации и размещающихся в ней фосфоритовых месторождений. Можно полагать, что раннегеосинклинальный базальтоидный вулканизм с его газово-гидротермальными производными создавал в морской среде геохимический барьер, на фронте которого происходило осаждение и формирование кремнисто-карбонатных высокомагниевого отложений и месторождений фосфора. Иначе говоря, фосфоритовые месторождения являются производными раннепалеозойского базальтового вулканизма, парагенетически с ним связаны, но пространственно размещаются за пределами палеовулканологических структур, располагаясь параллельно их границам в геосинклинальных поднятиях и в срединных массивах, сложенных кремнисто-карбонатными и доломитовыми формациями.

Таким образом, в раннегеосинклинальных палеовулканологических структурах Алтае-Саянской складчатой области устанавливается от центра структур к периферии следующий генетический горизонтальный (латеральный) ряд осадочно-вулканических, осадочно-гидротермальных и осадочных рудных формаций: железорудная (магнетит-гематитовая) → колчеданно-полиметаллическая → марганцевая → фосфоритовая. Месторождения названных формационных типов, как и раннепалеозойский базальтовый вулканизм, с которым они генетически и парагенетически связаны, являются производными подкорового толеитового базальтового магматизма и относятся к типовым вулканическим и рудным формациям земной коры фемиического (океанического) типа /Смирнов, 1976; Щербаков, 1976/. Прослеживаясь вдоль глубинных разломов на значительные расстояния магнетит-гематитовые, колчеданно-полиметаллические, марганцевые и фосфоритовые месторождения и рудопроявления образуют линейные фемиические металлогенетические зоны, в которых промышленные месторож-

дения приурочены к узлам их пересечения с поперечными разломами и участкам максимального проявления контрастно-дифференцированной базальтовой формации и развития пород лавовой, туфовой, жерловой и дайковой (штоковой) фаций.

Позднегеосинклинальные палеовулканологические структуры формировались в условиях общего поднятия Алтае-Саянской складчатой области и смены динамических напряжений растяжения на напряжения сжатия /Волков, 1986/. В связи с этим в осевых зонах глубинных разломов, т.е. во внутренних раннегеосинклинальных прогибах, развивались локальные линейные позднегеосинклинальные унаследованные прогибы, во внешних раннегеосинклинальных прогибах — унаследованно-наложенные прогибы, в геосинклинальных поднятиях — наложенные впадины. Во всех типах позднегеосинклинальных тектонических структур проявился вулканизм. Поэтому позднегеосинклинальные палеовулканологические структуры в зонах глубинных разломов имеют линейную форму, на удалении от разломов — удлиненно-изометричную и изометричную (см. таблицу). Размеры структур в этих зонах достигают 80–120 х 5–25 км, на удалении от них — 60–100 х 50–80 км. От глубинных разломов к периферии в структурах уменьшается мощность вулканических пород от 4,5 до 1,5 км. Иначе говоря, площадь и объем позднегеосинклинального вулканизма уменьшается по сравнению с раннегеосинклинальным в 1,5–2 раза.

Характерной особенностью строения позднегеосинклинальных палеовулканологических структур является широкое развитие в их основании пирокластического материала с обломками подстилающих пород. Некоторые исследователи /Каминская, 1960/ в составе вулканических пород отмечают игнимбриты. Вверх по разрезу в структурах увеличивается количество взрывных брекчий, лавовых потоков и покровов. В целом пирокластические отложения и лавовые потоки соотносятся как 1:1. Вулканические породы чередуются с граувакками, песчаниками, алевритами, мергелями, известняками и сменяются ими по простиранию. Осадочный комплекс пород в позднегеосинклинальных палеовулканологических структурах выделяется в нижнюю сероцветную молассовую формацию.

В позднегеосинклинальных палеовулканологических структурах широко распространены некки (жерловая фация) и штоки (субвулканическая фация). Штоки достигают размеров 8–10 х 3–5 км, проявляют постепенные переходы к вулканическим породам и образуют не-

Рудоносность раннепалеозойских палеовулканологических структур
Алтае-Саянской складчатой области

Стадии развития	Геодинамический режим	Параметры структур	Главные типы палеовулканологических структур и их металлогения		
Позднего синклинальная ($\epsilon_2 - \epsilon_1$)	Динамические напряжения сжатия	Морфология	Унаследованные линейные прогибы	Унаследованно-наложенные линейно-изометричные прогибы	Наложённые изометричные впадины
		Вещественный состав	Андезитовые, андезито-базальтовые, трахиандезитовые порфириты, трахиллипаритовые, трахитовые, липаритовые порфиры, лавобрекчии, туфоконгломераты, туфы, туфиты (потоки, покровы, режнекки, дайки, штоки)	Андезитовые, базальт-андезитовые, трахиандезитовые порфириты, трахитовые, липарит вне порфиры, лавобрекчии, лавоконгломераты, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфы, туфиты (потоки, покровы, некки, дайки, штоки)	Андезитовые, трахиандезитовые, трахиллипаритовые, трахитовые, липаритовые порфиры, туфы порфиритов и порфирров, туфобазальты, туфопесчаники, лавобрекчии, лаво- и туфоконгломераты (потоки, некки, преобладают дайки, штоки, слупоны)
		Месторождения, рудопроявления осадочно-вулканические, гидротермальные	Гематит-магнетитовые, гидросиликатно-магнетитовые, скарново-магнетитовые	Гидросиликатно-магнетитовые, золото-скарнозные, золото-сульфидно-кварцевые	Вольфрамовые (шеелитовые), вольфрамо-молибденовые, медно-молибденовые, молибденовые
Раннего синклинальная ($R_2 - \epsilon_1$)	Динамические напряжения растяжения	Морфология	Линейные, внутренние геосинклинальные прогибы, трюги	Линейно-изометричные внешние геосинклинальные прогибы	Удлиненно-изометричные прогибы в пределах геосинклинальных поднятий и срединных массивов
		Вещественный состав	Диабазовые, базальтовые порфириты, спилиты (лавы, потоки, силлы, дайки)	Диабазовые, базальтовые порфириты, спилиты, липаритовые, фельзитовые порфиры, кератофиры, туфы, туфиты (потоки, покровы, силлы, дайки)	Диабазовые, базальтовые порфириты, липаритовые фельзитовые, кварцевые порфиры, лавобрекчии, туфопесчаники, туфы, туфиты (потоки, покровы, силлы, дайки, штоки)
		Месторождения, рудопроявления осадочно-вулканические, осадочные	Магнетит-гематитовые, магнетит-колчеданные	Магнетит-гематитовые, колчеданно-полиметаллические, марганцевые	Фосфоритовые

редко в совокупности с ними плутоновулканические ассоциации, размещающиеся в пределах вулканических депрессий или кальдер проседания. Все это позволяет говорить о формировании позднегеосинклинальных палеовулканологических структур из вулканических аппаратов центрального типа или из гряды вулканов с неглубоко залегающими промежуточными магматическими очагами, что характерно для современных вулканических структур островных дуг Камчатки, Курильских островов и др.

Позднегеосинклинальные палеовулканологические структуры сложены андезитовыми, базальто-андезитовыми, трахиандезитовыми порфиритами, трахилипаритовыми, трахитовыми, липаритовыми, фельзитовыми, кварцевыми, дацитовыми порфирами, лавобрекчиями, лавоконгломератами, туфоконгломератами, эксплозивными брекчиями с обломками вышеописанных кремнисто-карбонатных и базальтовых пород, туфоалевролитами, туфопесчаниками, литокристаллокластическими и пелловыми туфами, туфитами. Вулканические породы обладают массивными и полосчатыми текстурами, четко выраженными порфировыми структурами с пилотакситовой, трахитовой, ортофировой, микролитовой, фельзитовой микроструктурами. Они состоят из среднего и кислого плагиоклаза, авгита, диопсид-авгита, диопсида, оливина, роговой обманки, биотита; в щелочных и кислых породах преобладают гиперстен, эгирин, олигоклаз, альбит, ортоклаз, кварц. Вторичные изменения проявлены меньше, чем в раннегеосинклинальных вулканических породах, и выражаются в альбитизации полевых шпатов, хлоритизации и эпидотизации темноцветных минералов, в карбонатизации и окварцевании пород в целом.

По химическому составу вулканические породы относятся к андезитам, базальто-андезитам ($b' = 14-22$), липарито-дацитам ($b' = 4,5-8,2$), умеренно-низкощелочным ($a = 8-15$), субщелочным ($a = 12-18$), реже щелочным ($a = 16-21$), калинатровым ($K_2O/(Na_2O + K_2O) \cdot \text{мол. \%} = 20-42$), железистым ($FeO/(Fe_2O_3 + MgO) \cdot \text{мол. \%} = 48-65$), высокоглиноземистым ($Al_2O_3 \cdot \text{вес. \%} = 15-19$), низкотитанистым ($TiO_2 \cdot \text{вес. \%} = 0,2-0,7$). По петрографическому и химическому составу описываемые породы аналогичны андезитовой, трахиандезитовой, трахилипаритовой, трахитовой и липаритовой формациям, производным андезитовой магмы островных дуг Камчатки, Сахалина, Курильских островов, Японии и др. регионов /Кутюлин, 1972; Общие условия ..., 1978; Осадкообразование ..., 1979/.

Позднегеосинклинальные палеовулканологические структуры характеризуются специфическими металлогенетическими особенностями. В структурах, расположенных в зонах глубинных разломов, распространены гематит-магнетитовые, гидросиликатно-магнетитовые, скарново-магнетитовые месторождения (Кондомский, Тельбесский, Тайдонский железорудные районы в Кузнецком Алатау; Абаканский, Анзасский, Ярышкольский, Карбайский - в Западном Саяне; Краснокаменско-Ирбинский, Таят-Табратский - в Восточном Саяне /Железорудные месторождения..., 1981/. Месторождения в названных рудных районах располагаются в виде пласто- и линзообразных залежей среди осадочно-вулканических пород, в участках фациального перехода эффузивно-пирокластических фаций в терригенно-карбонатные. Рудные тела сопровождаются в большинстве случаев окологорными изменениями, проявляющимися в альбитизации, амфиболитизации и скарнировании (пироксен-гранатовые скарны) вмещающих пород и обнаруживают пространственную и генетическую связь с плутоновулканическими ассоциациями андезитового, трахиандезитового и трахитового состава.

В линейно-изометричных унаследованно-наложенных палеовулканологических структурах, в которых наряду с вулканическими в равных количествах распространены плутонические породы (Алатагская, Берикульская - в Кузнецком Алатау; Ольховская - в Восточном Саяне и др.), размещаются гидротермальные золото-сульфидно-кварцевые и золото-скарновые месторождения /Бульников, 1948; Щербаков, 1974/. Наконец, в изометричных, наложенных палеовулканологических структурах, развитых в геосинклинальных поднятиях и в срединных массивах, в которых плутонические фации преобладают над вулканическими, распространены гидротермальные кварцево-жильные и скарновые вольфрамовые (шеелитовые) и молибденовые месторождения.

Таким образом, как и в раннегеосинклинальных, так и в позднегеосинклинальных палеовулканологических структурах устанавливается от осевых зон глубинных разломов к периферии генетический горизонтальный (латеральный) ряд осадочно-вулканических и гидротермальных формаций: железорудная (гематит-магнетитовая, гидросиликатно-магнетитовая, скарново-магнетитовая) → золото-рудная (золото-сульфидно-кварцевая, золото-скарновая) → редкометалльная (вольфрамовая, молибденовая). Месторождения названных

формационных типов являются производными андезитового вулканизма и соответствуют типовым вулканическим и рудным формациям земной коры сиалически-фемического (переходного или островодужного) типа /Смирнов, 1976; Щербаков, 1976/. Месторождения названных рудных формаций прослеживаются вдоль глубинных разломов и образуют позднегеосинклинальные линейные, линейно-изометрические сиалическо-фемические железорудные, золоторудные, редкометальные металлогенические зоны и районы.

Заключив рассмотрение рудоносности раннепалеозойского (каледонского) геосинклинального вулканизма Алтае-Саянской складчатой области, необходимо конкретизировать закономерности, вытекающие из изложенного материала (см. рисунок, таблицу).

1. Раннепалеозойский геосинклинальный вулканизм проявился в две стадии: раннегеосинклинальную ($R_{2-3}-\epsilon_1$) и позднегеосинклинальную (ϵ_2-s).

2. Раннегеосинклинальный вулканизм развивался в геодинамических условиях растяжения вдоль глубинных разломов при преобладающем трещинном излиянии лав базальтового состава, что привело к образованию протяженных линейных палеовулканологических структур, сложенных базальтовыми недифференцированными и липарито-базальтовыми контрастно дифференцированными формациями с осадочно-вулканическими, осадочно-гидротермальными, осадочными месторождениями полезных ископаемых, которые линейно размещаются в палеовулканологических структурах и образуют горизонтальные (латеральные) рудно-формационные ряды от осевых зон глубинных разломов к периферии: железорудный → колчеданно-полиметаллический → марганцевый → фосфоритовый.

3. Раннегеосинклинальный вулканизм и связанные с ним месторождения полезных ископаемых являются производными глубинного толеитового базальтового магматизма, в результате проявления которого сформированы палеовулканологические и металлогенические структуры земной коры фемического (океанического) типа.

4. Позднегеосинклинальный вулканизм развивался в геодинамических условиях сжатия, что привело к сокращению объема продуктов вулканизма в 1,5-2 раза по сравнению с раннегеосинклинальным, к образованию вулканов центрального типа и линейно-изометричных палеовулканологических структур, сложенных андезитовыми, трахиандезитовыми, трахитовыми, липаритовыми вулканическими, плу-

тоновулканическими формациями и ассоциирующими с ними осадочно-вулканическими и гидротермальными месторождениями, линейно размещающимися в палеовулканологических структурах и образующими горизонтальные (латеральные) рудно-формационные ряды от осевых зон глубинных разломов к периферии: железорудный → золоторудный → редкометальный (вольфрамовый, молибденовый).

5. Позднегеосинклинальный вулканизм и связанные с ним месторождения полезных ископаемых являются производными андезитового магматизма, в процессе проявления которого сформированы палеовулканологические и металлогенические структуры земной коры сиалически-фемического (переходного или островодужного) типа.

Рассмотренные закономерности проявления и размещения раннепалеозойского вулканизма Алтае-Саянской складчатой области и ассоциирующих с ним полезных ископаемых, выражающиеся в образовании четких горизонтальных и вертикальных рудно-магматических формационных рядов, соответствующих определенным геодинамическим обстановкам развития геосинклинальной системы, находят подтверждение в других раннепалеозойских (каледонских) и в палеозойских (герцинских) геосинклинальных системах Урало-Монгольского складчатого пояса /Фролова, Бурикова, 1977; Кривцов, 1979; Вулканизм. ..., 1982; Палеовулканологический анализ ..., 1984; Палеовулканологические карты ..., 1985; Металлогения ..., 1985/. Таким образом, установленные структурные и хронологические закономерности проявления и размещения продуктов раннепалеозойского вулканизма на примере Алтае-Саянской складчатой области приобретают глобальный характер. Они имеют не только теоретическое следствие для понимания эволюции вулканизма и вулканогенного рудообразования в истории развития земной коры, но и важное практическое значение для прогнозирования и направления поисков месторождений полезных ископаемых конкретных формационных типов в определенные палеовулканологические структуры.

Литература

АЛАБИН Л.В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1983. II 2 с.

БЕЛУСОВ А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. - Новосибирск: Наука, 1976. 332 с.

БЕЛОУСОВ А.Ф., КОЧКИН Ю.Н., ПОЛЯКОВА Э.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского края. М.: Наука, 1969. 281 с.

БЕЛОУСОВ А.Ф., НАЛЕТОВ Б.Ф., ПОЛЯКОВА Э.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1974. 211 с.

БУЛЫНИКОВ А.А. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск: Изд-во Томск. ун-та. 1948. 299 с.

ВЕЛИНСКИЙ В.В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1968. 153 с.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ЛАПИН Б.Н., ВАРТАНОВА Н.С. Особенности петрохимического состава пород кембрийского вулканизма Горного Алтая // Минералогия и петрохимия интрузивных комплексов в Сибири. Новосибирск, 1982. С.74-102.

ВЕЛИНСКИЙ В.В., ЛАПИН Б.Н. Петрохимический состав кембрийских базальтоидов Кузнецкого Алатау // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.3. Новосибирск, 1986. С.5-33.

ВОЛКОВ В.В. Нижнепалеозойский вулканизм Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1986. 194 с.

ВУЛКАНИЗМ и рудообразование Урала / Отв.ред. Сопко П.Ф. Уфа, 1982. 91 с.

ДИСТАНОВ Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.

ДЫМКИН А.М., ПРУГОВ В.П. Стратиформный тип железоруднения и его генетические особенности. М.: Наука, 1980. 200 с.

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ месторождения Сибири / Отв. ред. Кузнецов В.А. Новосибирск: Наука, 1981. 238 с.

ЗАЙКОВ В.В. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. Новосибирск: Наука, 1976. 127 с.

КАМИНСКАЯ В.И. О палеотипных игнимбритах в Кондомском районе Горной Шории // Геол. и геофиз. 1960. № 4. С.132-134.

КРИВЦОВ А.И. Палеовулканизм эвгеосинклиналиных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 168 с.

КУЗНЕЦОВ В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Азии. Т.1. М., 1954. С.202-227.

КУТОЛИН В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.

ЛУЧИЦКИЙ И.В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 276 с.
МЕТАЛЛОГЕНИЯ Урало-Монгольского пояса /Под ред.Смирнова В.И.
М.: Наука, 1985. 230 с.

ОБЩИЕ условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях/
Власов Г.М., Борисов О.Г., Петраченко Е.Д., Попкова М.И. М.:
Наука, 1978. 204 с.

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ и вулканизм в геосинклинальных бассейнах
/ Под ред. Пейве А.В. М.: Наука, 1979. 236 с.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЙ анализ колчеданных провинций (на
примере Рудного Алтая) / Под ред. Яковлева Г.Ф. М.: Изд-во Моск.
ун-та, 1984. 192 с.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ карты и металлогеническая специализация
древнего вулканизма Урала / Под ред. Дымкина А.М. Свердловск,
1985. 128 с.

СМИРНОВ В.И. Эволюция источников минерального вещества эндогенных
рудных месторождений в истории развития земной коры // Источники
рудного вещества эндогенных месторождений. М., 1976. С.5-11.

СОКОЛОВА Е.А. Марганценозные вулканогенно-осадочные формации в
процессе становления земной коры // Новые данные по марганцевым
месторождениям СССР. М., 1980. С.24-40.

ФОСФОРИТОНОСНЫЕ формации юга Сибири/Ред. Казаринов В.П., Красильникова
Н.А. Красноярск, 1972. 223 с.

ФРОЛОВА Т.И., БУРИКОВА И.А. Геосинклинальный вулканизм (на
примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во Моск. ун-та,
1977. 265 с.

ЩЕРБАКОВ Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком
Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 278 с.

ЩЕРБАКОВ Ю.Г. Геохимическая эволюция и рудные формации // Проблемы
эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, 1976. С.217-229.

В.В.Зайков, И.В.Синяковская, Л.А.Санько,
В.Н.Удачин, С.П.Глазунов

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КЫЗЫЛ-ТАШТЫТСКОГО
КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Тува)

Кызыл-Таштытское колчеданно-полиметаллическое месторождение находится в Улугуйской вулканической зоне Восточной Тувы /Берман, 1960; Зайков, 1976; Дистанов, 1977/. Оно приурочено к раннекембрийскому риолит-дацит-базальтовому комплексу, сформировавшемуся в северном борту Каахемского рифта. Эта структура входит в состав риолит-базальтовой эвгеосинклинали либо, по актуалистической трактовке, в состав вулканического пояса на границе Тувино-Монгольского микроконтинента и Саяно-Тувинского окраинного моря.

В районе месторождения неоднократно проводились исследования вулканогенных пород, и в настоящее время это самая изученная в палеовулканологическом отношении рудоносная территория Тувы и юга Красноярского края. Работами В.Б.Агентова /1962/, Б.И.Бермана /1960, 1965/, Г.А.Кудрявцева /1961/ обоснована генетическая связь колчеданного оруденения и вулканизма, выделены вулканические фации и установлена структура рудного поля. Строение вулканогенного разреза и вулканических аппаратов, петрографические и петрохимические особенности вулканогенных пород были рассмотрены Б.Н.Лалиным /1968/. Детальное геолого-структурное картирование рудного поля проводилось А.Д.Топорковым, В.А.Подругиным и др., в результате по составу синхронных рудовмещающих отложений выделены вулканические постройки. Частично материалы этих исследований, имеющих принципиальное значение, опубликованы /Бухаров, Топорков, 1974/. Палеовулканологические реконструкции для рудного поля, выполненные В.В.Зайковым /1985/, показали, что формирование колчеданно-полиметаллических рудных тел в кальдерной депрессии проходило в условиях первично субгоризонтального залегания рудовмещающих толщ.

В 1984-1986 гг. авторы проводили исследования рудного поля с целью выявления палеовулканических критериев прогнозирования колчеданного оруденения. Была дана типизация вулканических структур, получен дополнительный материал по петрохимической характеристике пород, изучено распределение рудокластов и выявлены

придонные постройки гематито-кремнистого состава, сформировавшиеся в процессе поствулканической гидротермальной деятельности.

Главными вулканическими структурами рудного поля являются вулканическое поднятие и вулканотектоническая депрессия.

Вулканическое поднятие охватывает северную часть рудного поля и выходит далеко за его пределы. Для этой структуры характерен чисто вулканогенный разрез, практически не содержащий горизонтов осадочных пород, что свидетельствует о преобладании положительных форм рельефа в период вулканической деятельности.

Ключной границей поднятия являются два разлома: Центральный - субширотного простирания и Перевальный - северо-западного. Они сочленяются в районе колчеданно-полиметаллических залежей месторождения, что косвенно свидетельствует об их рудоконтролирующем значении. Эти разломы контролируют также размещение даек, неков, линейных интрузий, сложенных породами кислого состава. Вдоль тектонических зон сформировались широкие поля серицито-кварцевых метасоматитов, вмещающих прожилково-вкрапленные и жильные баритовые, галенит-сфалерит-пиритовые руды.

В основании поднятия залегает базальтовое плато. На современном срезе слагающие его породы обнажены в бортах долины р.Кызыл-Таштыг севернее разведанных рудных залежей. Эту структуру слагают миндалекаменные базальтовые лавы с пачками агломератовых и псефитовых туфов основного состава мощностью десятки метров. Породы окрашены в зеленые, серые, реже лиловые тона. Присутствуют тонкие прослой алевролитов и вулканомиктовых песчаников, известняков, линзы кремнисто-карбонатно-гематитовых пород.

Среди лав преобладают лавовые потоки (покровы) мощностью от нескольких до первых десятков метров. В основании и подошве они имеют брекчиевидное сложение, в центральной части обычно однородные с равномерно распределенными миндалинами, количество которых варьирует от 1 до 7 % при поперечнике 2-5 мм. Менее развиты подушечные лавы, что свидетельствует о слабом расчленении базальтового плато. Строение таких лав изучено в скальных выходах правого борта долины р.Кызыл-Таштыг. Мощность потока 15-20 м, залегает он среди агломератовых туфов базальтового состава. По форме преобладают короткие (несколько метров) трубообразные тела, в поперечных сечениях (0,2-0,7 м) овальные, округлые или кара-

ваеобразные, с неровной подошвой. Строение их однородное; в центре подушек преобладают миндалекаменные разности, количество их в породе 3-5 %, лишь в краевой закаленной части толщиной 5-15 мм миндалины отсутствуют. Трубы имеют пологое залегание - от субгоризонтального до 20-30° с наклоном на запад, реже - на восток.

Вскрытая мощность разреза базальтового плато около 800 м, а полная по аналогии с разрезом низов туматтайгинской свиты в верховьях р. Кара-Адыр, по данным В.Б.Агентова и В.А.Габеева, ожидается порядка 2000 м.

Магмоподводящими структурами базальтового плато, по опыту изучения подобных сооружений в Западно-Мугоджарской и Бурибайской зонах Южного Урала /Зайков, 1986/, должны являться системы даек и силлов. Одиночные тела такого типа отмечены в нескольких пунктах, однако связь их с лавами требует геохимических и петрохимических доказательств. В качестве вероятной магмоподводящей системы может рассматриваться субмеридиональный рой даек диабазов в бортах долины р. Кызыл-Таштыг. Отдельные дайки этого роя, имеющие ширину 1,5-2 км, зафиксированы в скальных выходах и перебурены структурной скважиной № 185.

Периферической магматической камерой в корневой зоне вулканического центра может быть массив габбро-диоритов, вскрытый в правом борту долины р. Кызыл-Таштыг. Поперечник массива 0,7-1,0 км, среди вмещающих пород преобладают базальты и туфы базальтового состава. Западный контакт интрузии перекрыт аллювиальными отложениями долины р. Кызыл-Таштыг.

Кровля вулканического поднятия представлена р и о л и т о - в н м п л а т о. Оно охватывает водораздел Кызыл-Таштыг - Улут-0 и простирается на десятки километров в направлении на север, запад и северо-восток. Отличительной особенностью плато является пологое залегание толщ и преобладающий кислый состав вулканогенных пород: лав, туфов и субвулканических образований. Лавы дацитового и риолитового состава мелкопорфировые с однородной, флюидальной и брекчиевой текстурой. Туфы представлены поаммито-псефитовыми и агломератовыми разностями. В последних встречены обломки мелкозернистых гранитов. Большие глыбы гранитов в составе туфов отмечены в северо-западной части плато в междуречье Хууле - Улут-0, в 20 км от рудного поля. Субвулканические интрузии представлены силлами дацитов, реже диабазов и габбро-

диабазов. Один из силлов габбро-диабазов по петрографическим особенностям пород сходен с силлом габброидов в основании сыгнакской свиты южнее месторождения.

Корневая зона вулканических аппаратов зафиксирована в подстилающих базальтовых накоплениях. На левобережье р.Кызыл-Таштыг в верховьях ручья Бурного откартировано овальное в плане тело размером 100 x 300 м, сложенное риолитами сферолитовой структуры. Оно сопровождается серией радиальных и кольцевых даек кислого состава. Рой даек (до I0-I5) шириной 500-800 м, риолитов протягивается вдоль Перевальной зоны в северо-западном направлении, где они смыкаются с полем риолито-дацитовых лав. Подобные рои даек кислого состава отмечены в бортах долины р.Кызыл-Таштыг, где совмещены с описанными выше дайками диабазов. Среди них преобладают риолиты и дациты мелкопорфировые, однородные, реже флюидальные. Флюидальность проявлена вдоль альбандов даек в полосе мощностью 10-30 см. Отдельные дайки сложены крупнопорфировыми кварц-плагиоклазовыми риолитами, вскрытыми, например, в скв. I85. Подобные породы отмечены и на правобережье р.Кызыл-Таштыг в 2-3 км к северу и северо-востоку от Адрылгыского участка, где слагают маломощные дайки и силлы.

Формирование риолитового плато, судя по присутствию в корневой зоне многочисленных дайковых систем, было обусловлено действием кратковременно функционировавших вулканических аппаратов. Такой тип вулканизма определяется как ареальный. Не исключено, что определенную роль в поставке материала сыграл крупный стратовулкан, расположенный на левобережье р.Ак-Хем, периферическая магматическая камера которого выражена массивом гранитоидов.

Вулканотектоническая депрессия охватывает центральную и южную часть рудного поля и вмещает все известные залежи колчеданно-полиметаллических руд. В бортах депрессии породы имеют крутое залегание, а в осевой части - субгоризонтальное. На всех стратиграфических уровнях широко распространены осадочные породы - туффиты, алевролиты, углеродистые сланцы, известняки, яшмы.

Основание депрессии, судя по широкому ареалу распространения нижнетуматтайгинской подсвиты (по всей территории Улугойской зоны), представлено базальтами с прослоями терригенных пород. Возможно, они вскрыты в восточной части структуры к северо-востоку от месторождения Дальнего и являются фрагментом описанного

выше базальтового плато. Продуктивная часть разреза, вскрытая в северном, западном и восточном бортах, сложена пестрым набором вулканогенных и осадочных пород, меняющихся по латерали: лавами и туфами кислого и основного состава, туффитами, песчаниками, углистыми алевролитами, силицитами. Эта толща мощностью 800–900 м пронизана многочисленными силлами и дайками базальтов, риолитов и дацитов. В южном борту депрессии верхнетуматтайгинская толща вскрыта лишь на отдельных участках и представлена миндалекаменными базальтами.

Основными структурами вулканотектонической депрессии являются: риолито-дацитовые купола, межкупольные депрессии, кальдера, верхний базальтовый покров и осевая вулканогенная брахисинклиналь, сложенная вулканотерригенными породами чехла.

Риолито-дацитовые купола установлены путем изучения морфологии и внутреннего строения тел вулканогенных пород кислого состава. Такие постройки широко развиты на колчеданных месторождениях уральского типа: Маканском, Октябрьском, Узельгинском, XIX партсъезда, Молодежном (Маканский и Верхнеуральский рудные районы). Типовыми признаками их являются грибовидная форма, сочетание массивного ядра с брекчиевыми и флюидальными разностями, наличие агломератового шлейфа и отдельных лавовых потоков /Коротеев и др., 1985/. Это полифациальные образования, в которых сочетаются жерловая, экструзивная, субвулканическая и лавовая фации. В современных действующих вулканах островных дуг и активных континентальных окраин купола являются обычным элементом их строения. Знакомство с такими вулканическими структурами Восточно-Камчатской вулканической зоны во время проведения Полевой вулканической школы в сентябре 1986 г. утвердило нас в правомерности выделения куполов на Кызыл-Таштыгском рудном поле. Купола вулканов Мутновский, Безымянный, Шведлuch имеют сходную морфологию и размеры, поперечные срезы их фиксируются в бортах кальдер и взрывных кратеров.

На Кызыл-Таштыгском рудном поле риолито-дациловые купола выделены и изучены в бортах вулканотектонической депрессии, где, видимо, находились главные магмоподводящие каналы. Поперечник куполов 0,8–1,5 км, высота 150–250 м. Наиболее детально они картированы в западной части рудного поля в скалах Пиритового кара, где залегают на трех уровнях.

Купол верхнего уровня, примыкающий к основанию сынакской свиты, обнажен от вершины до корневой зоны. Ранее /Лапин, 1968; Дистанов, 1977/ он принимался за жерловое тело тапсинского возраста, поскольку в западной части контактирует с туфотерригенной толщей. При детальном картировании оказалось, что этот контакт тектонический и продукты разрушения купола в виде глыб риолитов присутствуют в базальном горизонте сынакской свиты.

Верхняя осевая часть купола сложена однородными, брекчиевидными и флюидальными, часто окремненными риолитами зеленовато-серой, серой, фиолетово-серой окраски. Породы мелкопорфировые, вкрапленники представлены плагиоклазом, реже кварцем. На склонах купола наряду с брекчиями развиты пластовые и подушечные потоки (поперечник "подушек" 0,3–0,6 м). В основании преобладают брекчиевые разности, с величиной обломков от 5 до 50 см. Цемент представлен фельзитовыми породами, практически не содержащими вкрапленников. В корневой зоне откартировано три дайки риолитов мощностью от 3 до 20 м, ориентированные поперек напластования (см. рис. 3), с ними сопряжено несколько силлов аналогичного состава. В месте сочленения даек и купола преобладают брекчиевидные разности.

На этом же уровне располагаются также купола Южного участка и восточной части рудного поля. Продукты их разрушения в виде глыб и щебня риолитов, дацитов присутствуют в составе вулканических брекчий основания сынакской свиты. Исходя из этого, можно предположить, что вершины некоторых куполов возвышались над верхним базальтовым покровом и являлись источником сноса этих обломков. Идентичность состава риолитов купола верхнего уровня и окружающих его обломков из основания сынакской свиты подтверждена петрографическими и петрохимическими данными.

Купола среднего уровня расположены в юго-западном борту Питриного кара, где обнажена вершина и внутренняя зона. Подводящим каналом, видимо, является дайка вулканических брекчий мощностью 3–5 м, цемент которых представлен окремненным риолитом, а обломки псефитовой и агломератовой размерности – мелкопорфировыми риолитами; в подчиненном количестве встречаются обломки диабазов и базальтов. Внутренняя зона купола сложена однородными фельзитовыми и мелкопорфировыми риолитами. Они имеют столбчатую отдельность, ориентированную перпендикулярно залегающим выше по-

токам лав. Последние имеют подушечное и матрацевидное сложение с поперечником отдельных тел от 0,3 до 1,0 м. Отмечены трубообразные потоки протяженностью 2–3 м с восточной ориентировкой падения. Среди них выделяются два, отличающиеся по степени окремнения и лимонитизации, мощностью до 7–12 м. В верхней части купола располагаются брекчиевидные риолиты, прорванные дайками однородных риолитов и дацитов. Мощность зоны порядка 15–20 м. В восточной части купола на этих риолитах залегает пласт псаммитовых и псефитовых туфов кислого состава, перекрывающийся базальтами. К основанию постройки примыкает горизонт с рудокластами, фиксирующий межкупольную депрессию.

К нижнему уровню относятся купола Балыктыгхемского участка и северо-западного борта Пиритового кара. Они образуют совместную постройку, которая является бортом рудоносной кальдеры. Основание купола, представленное базальтами и туфами кислого состава с прослоями углеродистых алевролитов, вскрыто скважинами № 43, 58. К вершине постройки примыкает горизонт глыбовых ксенотуфов с обломками гранитоидов, описанных нами ранее /Рудные формации ..., 1981/.

Риолитовый купол в СЗ борту Пиритового кара представлен отдельными фрагментами, включающими тела вулканических брекчий (жерловины), субвулканические интрузии, линзы агломератовых туфов. Все эти образования сложены мелкопорфировыми риолитами, преобладающими пиритизацию, окремнение и серицитизацию.

К а л ь д е р а охватывает центральную часть северного борта вулканотектонической депрессии и вмещает разведанные колчеданно-полиметаллические рудные тела Кызыл-Таштыгского месторождения. На этом участке протяженностью 3 км, ограниченном риолито-дацитовыми куполами нижнего уровня, распространены пачки туфогенно-осадочных пород с отдельными потоками лав кислого состава. Эти отложения подвержены интенсивному серицито-кварцевому метасоматозу с образованием протяженной многоярусной залежи гидротермально измененных пород. В центре структуры установлена жерловина, сложенная серицитизированными вулканическими брекчиями кислого состава. По морфологии, установленной в результате детального разбуривания, аппарат имеет сходство с маарами – плоскодонными кратерами взрыва с жерлом без конуса. По материалам "Геологического словаря" /1973/, поперечник мааров колеблет-

ся от 200 до 3200 м, глубина - от 150 до 400 м. Для них характерно незначительное развитие лавовых потоков, резкое преобладание пирокластического материала, взрывчатых брекчий. Именно такие черты свойственны Кызыл-Таштыгской жерловине. Слагающие её вулканические брекчи образованы остроугольными обломками флюидальных, однородных, пятнистых риолито-дацитов, сцементированных тонкообломочной массой. Породы подвержены серицитизации и хлоритизации.

Кальдерные отложения представлены чередованием псаммитовых, псефитовых и агломератовых туффов, углистых алевролитов и силлитов. В агломератовых туффах содержатся обломки гранитоидов до 10-20 см. Встречаются одиночные потоки подушечных лав кислого и основного состава. Обычными являются силлы риолитов и диабазов мощностью первые метры.

Кровлей кальдеры служит многоярусный силл диабазов суммарной мощностью 200-250 м, подводным каналом которого являются пострудные дайки основного состава, рассекающие рудные залежи, ядром - куполовидное тело 300-500 м в поперечнике, от которого отходят многочисленные диабазовые пластины максимальной протяженностью 1200 м. Для них характерна правильная столбчатая отдельность, перпендикулярная контактам. В центре тел диабазы полнокристаллические, в зальбандах - афанитовые с отдельными миндалинами, выполненными кальцитом, эпидотом, хлоритом. Судя по геологической позиции эта система силлов является периферической магматической камерой, послужившей резервуаром для излияний лав верхнего базальтового покрова.

Верхний базальтовый покров сложен подушечными лавами и пластовыми потоками с горизонтами агломератовых и псаммито-псефитовых туффов. Мощность его над описанной выше кальдерой с системой силлов диабазов 50-100 м, на флангах депрессии - 400-500 м. Он завершает вулканизм туматтайгинского времени, перекрывающая ранее сформировавшиеся риолито-дацитовые купола. Площадь покрова охватывает всю вулканотектоническую депрессию. В районе месторождения Дальнего базальтоиды чередуются с терригенными породами, что, видимо, было обусловлено существованием на этом участке локального прогиба. Вулканические аппараты, формировавшие верхний базальтовый покров, представлены системой даек и силлов, широко проявленных в подошве описываемой структуры.

Синклинальная осевая зона депрессии на современном срезе сложена вулканогенно-осадочными отложениями сынакской свиты (туффиитами, туфами, алевролитами, силицитами, известняками). Протяженность синклинали 9 км, строение её флангов осложнено субмеридиональными нарушениями. Южное крыло структуры срезано крупным разломом, по которому контактируют кембрийские и протерозойские образования. Формирование чехла началось в момент затухания вулканической деятельности, когда излияния базальтов и риолитов проходили на отдельных участках на флангах депрессии. Судя по обилию кварца в туфах сынакской свиты, их накопление происходило синхронно с извержениями кислых лав. Такая пирокластика могла поступать из вулканических аппаратов, расположенных либо на территории риолитового плато, либо в западных районах Улутуйской зоны, где сынакской свите свойственно большое количество кислых вулкаников.

Конседиментационные структуры синклинали реконструированы по фациальным особенностям вулканогенно-осадочных пород основания сынакской свиты. Наиболее крупным является поднятие около 2 км в поперечнике, расположенное над рудоносной кальдерой. В его пределах туффииты основания содержат линзы и включения неправильной формы археоциатовых известняков.

В восточном и западном направлениях известняки из разреза исчезают, сменяясь красноцветными яшмами и телами гематито-кремнистых пород, детально описанными ниже в специальном разделе. Поскольку археоциатовые известняки отлагаются на меньших глубинах по сравнению с яшмами /Океанология, 1979/, можно полагать, что область их развития фиксирует подводную возвышенность. Высота ее принята с некоторой долей условности 200 м, что соответствует суммарной мощности залегающих ниже силлов диабазов. Предполагается, что их внедрение и обусловило формирование поднятия по принципу инъективных дислокаций /Косыгин, 1974/. Более мелкие выступы подводного ложа, по-видимому, соответствовали риолит-дацитовым куполам верхнего уровня. Об этом свидетельствует обилие обломков окремненных риолитов в туффиитах основания. На Южном участке отмечено прилегание к вершине риолито-дацитового купола пластов вулканогенно-обломочных пород с обломками окремненных риолитов.

Существенным элементом синклинальной зоны является силл

габбро-диабазы, сформировавшийся в конце сыгнакского времени. Его положение совпадает с реконструированным вулканокупольным поднятием, что свидетельствует об унаследованности вулканотектонических процессов в течение раннего кембрия.

Проявления синвулканической гипотермальной деятельности фиксируются по телам гематито-кремнистых пород, сульфидным обособлениям и рудокластам. Тела гематито-кремнистых пород сходны с подобными образованиями в колчеданосных районах Урала, Кавказа, Кипра, Ньюфаундленда. Установлено, что на Урале им соответствуют железистые металлоносные осадки, образующиеся в районе выхода гидротерм на морское дно /Зайков и др., 1984, 1986/.

Гематито-кремнистые отложения распространены главным образом в основании сыгнакской свиты в северном крыле синклинали. Они образуют прерывистую цепочку холмообразных, линзообразных тел с длиной основания 10-90 м и высотой 5-8 м, с интервалом между телами 30-100 м. Между холмами находятся продукты их разрушения в виде "шапок" и шлейфов пестрых агломератовых брекчий, в которых кроме обломков гематито-кремнистых пород, присутствуют обломки алевролитов базальтов, риолитов. Обычно они залегают на силицитах и алевролитах, сменяющих базальные туффыты. Межхолмовые депрессии часто выполняются лиловыми алевролитами. Холмообразные постройки перекрываются силицитами, реже агломератовыми базальтовыми туфами, при близком расположении выводного канала базальтового потока. Первые в основном сложены гематито-кремнистыми породами массивной, однородной либо пятнистой текстур красного, вишневого, коричнево-красного цвета с неравномерным распределением гематита. Отдельные типы в верхних и краевых частях сложены брекчиевидной красной железисто-кремнистой породой без видимого гематита, другие обогащены гематитом именно в верхних частях тел. Некоторые тела высотой до 5-8 м сложены агломератовой и гиганто-агломератовой брекчией, которая образовалась, вероятно, в результате обвала первоначально более высокой гидротермальной гематито-кремнистой постройки. Породы массивные, пятнистые, красно-вишневые, с неравномерным распределением тонкозернистого гематита.

Помимо холмообразных гематито-кремнистых построек на Южном участке присутствуют единичные трубообразные тела диаметром 3-4 м и высотой в обнаженной части 4-5 м. Отпрепарированная по-

верхность такого тела округлая, шероховатая, шпиковатая. Порода пятнистая, вишнево-красная, с мелкими гнездами и линзовидными прослоями тонкозернистого гематита. В краевой части текстура брекчиевидная, иногда с обломками базальтов, а в центральной — однородная массивная. Описанная трубообразная постройка перекрыта агломератовым потоком базальтов, выводной канал которых располагался вблизи гидротермальной гематито-кремнистой "трубы".

По данным химического анализа породы, слагающие холмообразные и трубообразные постройки, по сумме железа представлены гематито-кремнистыми (ΣFe 4–10 %) и кремнисто-гематитовыми разновидностями (ΣFe 10–27 %); по соотношению модулей $Al_2O_3/SiO_2 \cdot 1000$ и $Fe+Mn/Ti$ на диаграмме состава все они располагаются в поле гидротермально-осадочных пород. Железистые алевролиты и красноцветные яшмы, сопровождающие постройки, лежат в поле осадочных пород. Данные по строению и составу гематито-кремнистых тел позволяют относить их к придонным гидротермальным постройкам. В нижнем палеозое такие образования ранее не были известны. Среди среднепалеозойских отложений они были установлены А.В.Пуркиным /Методические рекомендации ..., 1979/, Е.В.Зайковой /1985/ на Южном Урале в Берчогурском и Верхнеуральском колчеданосных районах. В большинстве мест эти породы ассоциируют с сульфидными рудами, поэтому они являются одним из поисковых признаков колчеданного оруденения.

Горизонт с рудокластами залегает в северном крыле субширотной синклинали. Мощность его резко меняется от 4 до 70 м. Он сложен вулканомиктовыми и полимиктовыми брекчиями псефитовой и агломератовой размерности, чередующимися с разнообразными туффиитами, песчаниками, алевролитами, фтанитами и углеродистыми сланцами. В западной части горизонт содержит вышеописанные тела красноцветных яшм и гематито-кремнистых пород, в восточной — линзы биогермных известняков. Подстилающими породами являются лавы и туфы базальтового состава с отдельными телами риолитов. Верхняя граница горизонта проводится по подошве мощной пачки кремнистых, углеродистых и алевритистых осадков. По составу в горизонте установлены пирит-сфалеритовые, пиритовые, кварц-пиритовые, барит-пиритовые, барит-сфалерит-пиритовые и баритовые рудокласты. Фоновыми для горизонта являются мелкие одиночные пиритовые обособления и гнездовая пиритизация. На этом фоне выделяются четыре

аномальных участка с повышенным содержанием рудокластов разного состава.

Первый участок находится на южном крыле синклинали складки и содержит рудные обломки не более 20 см сфалерит-пиритового, барит-сфалерит-пиритового, баритового и пиритового составов. Совместно с рудокластами присутствуют обломки гематитокремнистого состава, источником которых явились холмообразные и линзообразные тела, сформировавшиеся, вероятно, в местах выхода гидротерм на морское дно, подобно рудным холмам Восточно-Тихоокеанского поднятия и Красного моря /Эдмонд, Дамм, 1983; Рона, 1984/.

Второй участок расположен в 1,5-2 км восточнее, для него характерно присутствие до 1 % угловатых обломков пиритовых руд.

Третий - находится в 1 км южнее Кызыл-Таштыгского месторождения, в 800 м выше по разрезу. На этом участке выявлены наиболее крупные рудокласты барит-сфалеритового и сфалерит-пиритового составов размером до 50-80 см, слагающие совместно с пиритовыми до 3 % объема пачки псефитовых и агломератовых туффилов. Кроме рудокластов имеются метасоматические пиритовые и хлорит-кварц-пиритовые обособления.

Четвертый участок расположен в 1 км восточнее предыдущего в пределах пачки, содержащей линзы и глыбы известняков. Рудокласты до 15 см только пиритовые, форма их округлая, овальная, лепешкообразная, неправильная. Распределены по площади неравномерно. Наряду с рудокластами здесь присутствуют метасоматические пиритовые обособления, имеющие неправильную червеобразную форму.

Сфалерит-барит-пиритовые и сфалерит-баритовые рудокласты первого и третьего участков характеризуются массивной и метаколлоидной текстурами, колломорфными, идиоморфно- и гипидиоморфнозернистыми, ритмически-зональными и реликтовыми структурами. Пирит в среднем составляет 50-75 % и представлен в основном колломорфными, либо массивными неравномернозернистыми агрегатами; барит - 20-30 %, сфалерит - 1-2 %, в незначительном количестве присутствуют халькопирит, пирротин, марказит, мельниковит-пирит, гематит, лимонит. Внутренняя часть почковидных агрегатов выполняется кварцем, халцедоном, ксеноморфным сфалеритом. Присутствие в строении рудных обломков колломорфных образований, а также наличие вокруг скрытокристаллических выделений пирита (явно кристаллических) говорит о том, что разрушению подвергались руды, не испытавшие метаморфизма.

Сфалерит-пиритовые рудокласты, распространенные на первом и третьем участках, имеют самые разнообразные текстуры (массивную, дендритовидную, колломорфную, вкрапленную) и структуры (метаколлоидную, колломорфную, гипидиоморфно-зернистую, идиоморфно-зернистую, катакластическую, эмульсионную, каемочную, прожилково-петельчатую, концентрически-зональную). Пирит в среднем составляет 50-70 %, сфалерит - 5-20 %, халькопирит - 0,5-2 %, изредка отмечаются галенит, марказит, блеклая руда. На третьем участке в виде микровключений в пирите - халькопирит, пирротин, марказит, сфалерит, магнетит, гематит. Пространство между рудными минералами выполнено халцедоном, кварцем, баритом. Пирит образует тонко-, микрозернистые массивные и бластозернистые агрегаты. Часть из них имеет удлиненно-призматическую форму и является псевдоморфозой по призматическому нерудному минералу (бариту?). Характерны дендритовидные срастания сфалерита и пирита.

Существенно пиритовые рудокласты, распространенные повсеместно, характеризуются разнообразными текстурами. На первом участке это обычно рудные обломки с дендритовидным рисунком метаколлоидных агрегатов. Наблюдается образование пиритовой "рубашки" по окварцованным с периферии призматическим кристаллам барита. Пиритовые рудокласты второго участка сложены массивным мелкозернистым пиритом, разбиты многочисленными беспорядочными трещинами. При травлении в них устанавливаются реликты колломорфного строения. В существенно пиритовых рудокластах третьего участка, имеющих массивную текстуру с дендритовидным рисунком, преобладают контурные и сплошные псевдоморфозы микро- и тонкозернистого пирита по бариту. В этом же районе найдены мелкозернистые пиритовые рудокласты массивной текстуры с широко проявленным катаклизом пирита.

В восточной части горизонта рудокластов в известковистых туффилах выявлены сталактитоподобные пиритовые образования. Они сложены мелкозернистым пиритом массивной и колломорфной текстур с массовым развитием радиально-лучистых тонкозональных агрегатов и фрамбоидов пирита. Сталактитоподобные образования пирита близки к мембранным формам и являются, видимо, псевдосталактитами, по определению Р.Лизеганга /см. Чухров, 1955/. Рост псевдосталактитов происходит в полостях, но в отличие от нормальных сталактитов, не в воздушной среде, а в растворе, от характера которого

зависят их внешний вид и состав. Сталактитообразное строение можно трактовать также как гравитационную текстуру провисания сульфидного геля в неотвердевших осадках. Сходные текстуры образуются в полужидких слоистых средах с различным удельным весом как результат проявления эффекта конвективной неустойчивости /Шабин, 1979/.

Помимо рудокластов в горизонте присутствуют пиритовые обособления отличного генезиса. Они представлены выделениями с относительно плавной верхней кромкой и неровной нижней границей, усложненной сталактитоподобными выступами и заливами. Они, возможно, являются раскристаллизованными сгустками сульфидного геля, попавшего в горизонт при осадконакоплении.

Для прогнозирования колчеданно-полиметаллического оруденения важно определить возможные структуры, по которым поступали гидротермальные растворы на этом литолого-стратиграфическом уровне. Судя по распределению рудокластов с полиметаллической минерализацией такими структурами могли являться зоны сочленений поднятий и прогибов.

Химический состав вулканогенных пород Кызыл-Таштыгского рудного поля и в целом Улутуйской зоны изучался многими исследователями. Установлено, что вулканы образуют риолит-дацит-базальтовый комплекс с бимодальным распределением пород по основности при ограниченном развитии андезитов. Комплекс относится к известково-щелочной серии, свойственной активным континентальным окраинам и островным дугам, с довольно значительными колебаниями составов пород по щелочности - от натриевых до калинатровых /Зоненшайн и др., 1976/. Базальты и диабазы - породы нормального ряда, насыщенные SiO_2 , бедные щелочами. По коэффициенту r' они соответствуют лейко- и мезобазальтам. Риолиты и дациты - породы, насыщенные кремнеземом, а часто и алюминием, богатые щелочами /Зайков, 1981/. Авторами в процессе работ на Кызыл-Таштыгском рудном поле собран и обобщен материал по составу вулканогенных пород для получения петрохимических характеристик разных их типов из разных литологических уровней. Пробы отбирались из обнажений и керн скважин. Анализы выполнены в лабораториях Тувинской ГРЭ и Ильменского заповедника. В таблице содержатся сводные данные по средним значениям составов вулканогенных пород.

Основные вулканы обладают следующими характерными чертами:

1. Содержание породообразующих окислов в базальтоидах колеблется: SiO_2 48,66 - 52,17 %; Fe_2O_3 2,82-5,85 %; FeO 5,38-8,25 %; MgO 4,01-9,27 %; CaO 4,20-9,05 %.

2. Умеренная титанистость всех пород основного состава (TiO_2 0,76-1,13 %) и нормальная для этой серии калиевоность (K_2O 0,49-0,76 %). Исключение составляют базальты и диабазы месторождения Дальнего, для них характерно пониженное содержание окиси калия (0,27-0,29 % соответственно).

Сравнение пород различных выборок показало, что существенных отличий между базальтами разных совокупностей нет. В диабазах силлов и даек вариации более существенны, особенно по титанистости и калиевоности. Причина этого заключается, видимо, в различных условиях кристаллизации разных типов субвулканических интрузий. По сравнению с материалами предыдущих сводок /Зайков, 1981/ довольно четко проявилось отличие между базальтами и диабазами по содержанию кремнезема и окиси магния (содержание в % соответственно 50,7-52,2 и 48,7-49,1; 4,3-5,7 и 6,0-9,3). Выпадают из этой картины габбро-диабазы силла в основании сычмакской свиты, которые имеют низкие содержания окиси магния, но повышенные - глинозема (17,1 %). Ранее отличие базальтоидов из лав и подводных каналов по содержанию SiO_2 и MgO отмечалось нами и для Южного Урала /Зайков, 1986/. Причина этого пока неясна.

Вулканогенные породы кислого состава из разных литолого-стратиграфических уровней и формирующие разные вулканические структуры имеют близкий состав: SiO_2 (71,02-71,61 %), Fe_2O_3 + FeO (4,38-4,70), MgO (1,48-1,75 %) и CaO (0,96-1,08 %). По содержанию щелочей они принадлежат к натровым разностям. Отношение натрия к калию составляет обычно 3,5-3,7. Для метасоматически измененных кислых вулканитов характерно повышенное содержание SiO_2 (до 78,18 %), связанное с процессом окварцевания, а также некоторое понижение феррической составляющей пород (Fe_2O_3 + FeO 3,56-4,54 %, MgO 0,74-1,11 %), за исключением пиритизированных и хлоритизированных разностей (Fe_2O_3 + FeO 4,72, MgO 1,65 %).

Отличия по химическому составу между кислыми вулканитами разных вулканических структур не выявлены.

Химический состав нижнекембрийских вулканогенных пород
Кызыл-Таштыгского рудного поля (вес.%)

№ п/п	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ
<u>Эффузивная фация</u>														
I	10	49,02	0,91	15,59		10,98*	0,17	7,10	6,66	4,41	0,90	0,14	3,54	99,42
2	6	47,67	1,04	16,20	3,75	7,53	0,15	7,38	7,37	3,07	0,43	0,20	4,67	99,46
3	6	48,96	0,83	16,36		10,23*	0,15	6,86	6,50	4,33	0,62	0,16	4,41	99,41
4	2	52,17	1,10	15,53	4,26	6,82	0,30	4,28	7,95	3,63	0,76	0,23	2,99	100,05
5	4	66,90	0,45	13,48		6,15*	0,09	2,50	1,52	5,48	0,62	0,07	2,14	99,40
6	5	73,04	0,30	12,08		4,51*	0,07	1,42	0,74	4,59	0,67	0,07	2,08	99,57
7	2	71,88	0,41	13,69	1,78	2,10	0,06	0,90	1,10	5,17	1,70	0,10	0,54	99,43
8	3	75,23	0,28	12,28	1,13	2,19	0,06	1,01	0,47	4,76	1,36	0,07	1,02	99,86
9	4	72,32	0,33	11,92		4,39*	0,11	1,82	1,19	3,45	1,06	0,06	2,66	99,31
10	2	68,47	0,46	13,12	2,08	3,97	0,14	1,58	1,34	5,31	0,44	0,19	2,91	100,00
11	3	66,29	0,49	13,71		6,32*	0,11	0,97	1,65	5,82	0,93	0,10	3,08	99,47
12	6	74,57	0,44	11,64		3,80*	0,06	0,57	0,95	5,42	0,51	0,13	1,38	99,47
13	7	76,19	0,24	10,14		3,88*	0,34	1,42	0,97	3,84	0,67	0,05	1,90	99,64
14	4	69,37	0,35	12,78		6,83*	0,17	3,19	0,49	0,29	2,22	0,08	3,52	99,29
<u>Субвулканическая фация</u>														
15	2	48,00	1,02	14,66	3,70	7,91	0,16	9,22	9,26	2,34	0,46	0,25	3,17	100,14
16	3	48,47	1,24	15,04		12,47*	0,23	5,94	7,52	3,63	0,61	0,28	4,47	99,90
17	2	49,18	1,25	15,77		12,07*	0,18	6,02	7,96	3,28	0,26	0,15	3,33	99,45

18	8	47,89	0,70	16,57	9,70*	0,18	7,60	9,73	3,18	0,44	0,08	3,41	99,48	
19	4	50,00	1,01	17,20	4,95	7,86	0,17	3,81	8,17	3,28	1,30	0,26	1,87	99,88
20	3	45,16	1,91	17,23	10,07*		0,18	8,87	4,77	4,52	0,28	0,21	6,26	99,46
21	6	67,25	0,46	13,57	5,93*		0,12	1,77	1,54	5,31	1,22	0,11	2,28	99,56
22	10	72,91	0,28	12,25	1,44	2,53	0,10	1,57	0,98	4,48	1,40	0,08	1,85	99,97
23	2	70,49	0,47	12,45	5,27*		0,10	0,92	1,72	5,72	0,41	0,13	1,79	99,48
24	4	65,17	0,55	14,75	5,94*		0,11	2,20	1,55	5,80	1,51	0,18	2,36	100,12
25	5	73,43	0,34	12,53	1,09	3,09	0,07	1,60	1,08	4,11	0,74	0,07	1,66	99,81
26	3	74,06	0,25	12,33	3,49*		0,07	0,92	0,94	5,04	1,08	0,04	1,20	99,42

Примечание. 1-2 - нижнетуматтайгинская толща: 1 - базальты, скв.185 и восточной части рудного поля, 2 - борта долины р.Кызыл-Таштыг в районе поселка; 3-14 - верхнетуматтайгинская толща: 3 - базальты, Пиритовый кар и Южный участок; 4 - базальты, левобережье р.Ак-Хем, 5 - дациты, Пиритовый кар, 6 - риолиты, там же, 7 - риолиты, правобережье р.Балктыг-Хем, 8 - риолиты, междуречье Кызыл-Таштыг - Улуг-0, 9 - риолиты, водораздел Кызыл-Таштыг - Балктыг-Хем, 10 - дациты, левобережье р.Ак-Хем, в створе долины р.Кызыл-Таштыг, 11 - дациты, Пиритовый кар, 12 - риолиты, там же, 13 - "голубые" риолиты, Пиритовый кар, 14 - дациты мелкоплагиоклазовые, Южный участок, скв.176, 15 - диабазы из даек, южнее месторождения; 16 - диабазы из силлов, Центральный и Восточный кары; 17 - диабазы из силлов водораздела Кызыл-Таштыг - Балктыг-Хем; 18 - габбро-диабазы южной части рудного поля; 19 - габбро-диабазы из силла в основании сынакской свиты, Восточный кар; 20 - диабазы из дайки в основании сынакской свиты, Водопадный кар; 21 - дациты из даек, Пиритовый кар; 22 - риолиты и гранит-порфиры из даек, рудное поле; 23 - дациты из дайки, подводный канал; 24 - дациты из субвулканических тел, рудное поле; 25 - риолиты из субвулканических тел, там же; 26 - риолиты крупнопорфировые, кварц-плагиоклазовые, Южный участок; * - суммарное железо. Анализы выполнены в лаборатории Тувинской ГРЭ, коллекции В.В.Зайкова, И.В.Синяковской, А.Д.Топоркова и др.

1. Выделены и охарактеризованы две главные структуры Кызыл-Таштыгского рудного поля: вулканическое поднятие и вулканотектоническая депрессия. Первое представляет собой лавовое плато, нижняя часть которого сложена породами базальтового, а верхняя — риолитового состава. Вулканотектоническая депрессия, охватывающая продуктивную часть рудного поля, характеризуется сложной структурой бортов и спокойными брахиформными элементами в осевой синклинальной зоне. Ограничивается депрессия субширотными и субмеридиональными синвулканическими разломами. Строение бортов определяется сочетанием риолито-дацитовых куполов, межкупольных и кальдерных депрессий, базальтовых покровов. Вулканические купола локализуются на трех уровнях, и в их строении принимают участие породы лавовой, экструзивной, жерловой и субвулканической фаций. Формирование описанной вулканотектонической депрессии, вероятно, было обусловлено погружением блока докембрийского фундамента. Смежные приподнятые участки фиксируются вулканическим поднятием северной части рудного поля и верхнепротерозойским горстом, ограничивающим депрессию с юга.

2. Все известные залежи и проявления колчеданно-полиметаллических руд приурочены к вулканотектонической депрессии, где интенсивно проявлены гидротермально-метасоматические процессы. Оруденение сосредоточено на трех литолого-стратиграфических уровнях, которые фиксируются горизонтами с рудокластами и сульфидными обособлениями и зонами серицито-кварцевых метасоматитов, развитых по туфогенно-осадочным породам. Нижний соответствует кальдерной депрессии в основании верхнетуматтайгинской толщи и вмещает разведанные колчеданно-полиметаллические залежи Кызыл-Таштыгского месторождения. Средний, отвечающий межкупольным депрессиям в средней части разреза этой же толщи, включает рудные тела месторождения Дальнего. Признаки этого уровня отмечены в западной части рудного поля в виде горизонта с рудокластами. Третий уровень, к которому приурочено рудное тело Южного участка, соответствует границе туматтайгинской и сынакской свит.

3. Установлены признаки придонной гидротермальной деятельности на верхнем литолого-стратиграфическом уровне в виде тел гематито-кремнистых пород. Они имеют форму холмов, сопровождаю-

щихся шлейфом красноцветных брекчий и являются аналогами придонных рудных построек Восточно-Тихоокеанского поднятия. Гидротермальный генезис гематит-кремнистых пород подтверждается текстурно-структурными признаками и геохимическими особенностями. Судя по обилию в основании сынакской свиты наряду с холмами гематит-кремнистых пород сульфидных рудокластов, на верхнем уровне вероятно выявление сульфидных построек.

Литература

АГЕНТОВ В.Б. О нижнекембрийском вулканизме Восточной Тувы и связи с ним колчеданного оруденения // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т.67, вып.4. С.135-136.

БЕРМАН Б.И., АГЕНТОВ В.Б. О геохимических связях колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийским вулканизмом // Геохимия. 1965. № 3. С.314-324.

БУХАРОВ Н.С., ТОПОРКОВ А.Д. Кызыл-Таштыгская кальдера обрушения // Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып.Ш. Кызыл, 1974. С.119-123.

ДИСТАНОВ Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. 351 с.

ЖАБИН А.Г. Онтогенез минералов. Агрегаты. М.: Наука, 1979. 275 с.

ЗАЙКОВ В.В. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. Новосибирск: Наука, 1976. 126 с.

ЗАЙКОВ В.В. О химизме вулканогенных пород Улугуйской зоны // Геол. и геофиз. 1981. № 10. С.58-67.

ЗАЙКОВ В.В., Металлогения Верхне-Енисейского вулканического пояса // Обзорные вулканические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. Свердловск, 1985. С.77-90.

ЗАЙКОВ В.В. Трецинные вулканические аппараты офиолитовых комплексов (на примере Южного Урала) // Докл. АН СССР. 1986. Т.286, № 6. С.1472-1476.

ЗАЙКОВ В.В., ЗАЙКОВА Е.В., КОРИНЕВСКИЙ В.Г. О возможных аналогах металлоносных осадков и железомарганцевых конкреций в силуре Южного Урала // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М., 1984. С.178-189.

Зайков В.В., Зайкова Е.В., Масленников В.В. Придонные рудные постройки в палеозойских колчеданосных бассейнах // Геология морей и океанов. Т.Ш. М., 1986. С.39-40.

ЗАЙКОВА Е.В. Генетическая разнородность палеозойских кремнистых пород Северных Мугоджар // Докл. АН СССР. 1985. Т.282, № 5. С.1206-1209.

ЗОНЕНШАЙН Л.П., КУЗЬМИН М.И., МОРАЛЕВ В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.

КОРОТЧЕВ В.А., ДИАНОВА Т.В., КОРИНЕВСКИЙ В.Г. Вулканические фации Урала. Свердловск, 1985. С.3-12.

КОСЫГИН Ю.А. Тектоника. М.: Наука, 1974. 500 с.

КУДРЯВЦЕВ Т.А., АГЕНТОВ В.Б. Колчеданно-полиметаллическое оруденение в Восточной Туве // Тр. СНИИГТИМСа. Вып.6. М., 1961. С.90-93.

ЛАШИН Б.Н. Нижнепалеозойский вулканизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Северо-Восточной Тувы // Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., 1968. С.341-362.

МЕТОДИЧЕСКИЕ рекомендации по поискам скрытых медноколчеданных месторождений на Урале (Уральское ТТУ) / Составители: А.В.Пуркин (ред.), Е.М.Ананьева, Г.А.Вострокнутов и др. - Свердловск, 1979. 248 с.

ОКЕАНОЛОГИЯ. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. 415 с.

РУДНЫЕ формации Тувы /Зайков В.В., Лебедев В.И., Тьюлькин В.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.

ЧУХРОВ Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР. 1955. 672 с.

ЭДМОНД Д., ДАММ К. Горячие источники на дне океана // В мире науки. 1983. № 6. С. 47-60.

RONA P.A. Hydrothermal mineralization at seafloor apreading centres // Earth Sci. Rev. 1984. Vol. 20, N 1. 104 p.

К ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ
ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

Проблема определения возраста гранитоидов Горного Алтая не новая, её обсуждение по частным и общим вопросам продолжается и в настоящее время, но существенного прогресса не наблюдается. Мнения сторон определились, нет новых идей, предложений, которые могли бы сдвинуть решение всей проблемы с "мертвой точки". А именно сейчас решение этой проблемы необходимо в связи с переходом на качественно новый этап крупномасштабного картирования с составлением и изданием Госгеолкарты - 50. Необходимо решать такие практические задачи, как разработка серийных легенд, детальных схем магматизма, определение металлогенической специализации магматических комплексов. Многое здесь зависит от обоснованности возрастных датировок широко развитых в Горном Алтае гранитоидных массивов.

В настоящей статье сделана попытка критически оценить с общих позиций сложившуюся ситуацию и наметить перспективное направление исследований.

В Горном Алтае в раннегерцинских и позднекаледонских структурно-фациальных зонах широко развиты крупные батолитовые массивы гранитоидов. Их структурные взаимоотношения с вмещающими породами не дают однозначных данных для определения их возраста. Граниты прорывают складчатые толщи кембро-ордовика, ордовика, силура и девона и не имеют контакта с более молодыми отложениями. После того как Н. А. Елисеевым /1938/ в Рудном Алтае и Калбинской зоне были выделены змеиногорский пермо-карбоновый и калбинский верхнепермский комплексы гранитоидов, возраст герцинских гранитов Горного Алтая стал определяться путем сопоставления их с рудоалтайскими эталонами. Эти представления долгое время не имели альтернативы и нашли широкое применение в практике. В дальнейшем по итогам среднемасштабного картирования, охватившего территорию Алтае-Саянской области в целом, включая Горный Алтай, было обращено внимание на возможность привлечения геолого-тектонических данных для определения возраста гранитов, а сама идея выделения молодых (пермо-карбоновых) гранитов в каледонских и раннегерцинских складчатых структурах Горного Алтая была под-

вергнута обоснованному сомнению /Никольская, Трофимов, 1963/.

Важные теоретические труды Ю.А.Кузнецова /1960, 1964/, Ю.А.Кузнецова и А.Л.Яныгина /1969/ усилили интерес к общерегиональным, структурно-тектоническим данным для обоснования возраста гранитов. Была показана важная роль гранитных батолитов в консолидации складчатых сооружений. В этой связи обращено внимание на отмеченное еще В.А.Кузнецовым /1954/ последовательное омоложение складчатых зон Алтае-Саянской области с востока на запад, что должно было найти отражение и в омоложении возраста батолитовых гранитов, участвующих в консолидации складчатых структур. Территории Рудного и Горного Алтая, имеющие различное время завершающей складчатости, должны различаться и возрастом гранитоидов. Однако сторонники традиционных представлений, основанных на петрографо-геохимических сопоставлениях с эталонами, постепенно усилили свои позиции. Абсолютные датировки при всем разнообразии указывают, по их мнению, на молодой (пермо-карбонный) возраст гранитов /Амшинский, 1973; Кононов, 1969; Кузубный, 1975/. Высказаны предположения о возможной тектономагматической активизации Горного Алтая в верхнем палеозое. С критикой этих соображений и с обоснованием более древнего возраста герцинских гранитов ранее выступал и автор /Зиновьев, 1972/.

В последнее время в решении этой старой проблемы появились новые возможности. Прежде всего следует отметить, что и в Рудном Алтае, где расположены эталонные массивы змеиногорского и калбинского комплексов, не все ясно с определением их возраста. Имелись ранее и появились новые данные, нередко противоречивые, о более древних, девонских гранитах Рудного Алтая, что требует специального рассмотрения /Богданова, 1963; Чернов, 1956, 1974; Комар, Чернов, 1970; Козлов, 1974; Филатов и др., 1979; Пугачева и др., 1981/. Это делает еще более условным межрегиональные корреляции петрографо-геохимического характера.

При рассмотрении вопроса о возрасте гранитов Горного Алтая необходимо учитывать их палингенный характер. Представления об образовании гранитов путем магматического замещения были обоснованы Ю.А.Кузнецовым /1964/, в частности, на примере Яломанской группы массивов центральной части Горного Алтая. Эти представления получили дальнейшее развитие /Слободской, 1966; Кононов, 1969/. Такой генезис гранитов предопределяет высокую чувстви-

тельность состава гранитов к составу замещаемого субстрата и лишает всяческой основы межрегиональные возрастные корреляции гранитоидов по петрографо-геохимическим характеристикам. Возрастные корреляции допустимы в пределах одной структурно-формационной зоны, но не более того. Следовательно, основными данными должны быть структурно-тектонические, учитывающие особенности той структурно-формационной зоны, где расположены граниты. Роль и место гранитообразования в развитии складчатых сооружений определены сейчас достаточно ясно. Возраст складчатости, время консолидации структур — вот ориентиры, на которые должно быть нацелено внимание исследователей. Серьезным аспектом исследований в последнее время является проблема генетических соотношений гранитов с девонскими эффузивами. Известно, что кислые вулканогенные комплексы больших объемов имеют свои плутонические комагматы. Эти соотношения установлены во многих регионах, где выделены вулканоплутонические ассоциации. В Горном Алтае этому вопросу не уделялось до сих пор должного внимания, но именно здесь имеются возможности для обоснованного их выделения и надежного определения возраста гранитов.

Кислые вулканогенные комплексы девона широко распространены в крупных структурно-фациальных зонах Горного Алтая — Уйменско-Лебедской, Ануйско-Чуйской, Холзунско-Чуйской. И трудно предположить, чтобы эти крупные по объему извергнутого материала вулканогенные толщи не имели плутонических эквивалентов. Гранитоидные массивы в целом обнаруживают пространственную приуроченность к полям развития девонских эффузивов, но нередко структурно обособлены. В массивах много участков, где наблюдается рвущий по отношению к эффузивам контакт гранитов.

Сложность определения комагматичности интрузивных и вулканогенных комплексов общеизвестна. Ю.А.Кузнецов /1964/ указывал, что при установлении комагматичности трудно ожидать полного тождества состава интрузий и эффузивов, так как развитие магматических камер имеет гораздо большую продолжительность и направлено в сторону повышения содержания кремнезема, щелочей и некоторых других изменений состава. Поэтому петрохимические методы выявления комагматичности интрузивных и вулканогенных образований должны обязательно сочетаться с геолого-структурными. В частности, обращает на себя внимание тот факт, что наиболее крупные

гранитные массивы и их скопления, как например в Яломанском и Чарышском районах, приурочены к крупным тектоническим поднятиям (Онгудайскому, Талицкому и др.), а самые большие поля кислых девонских эффузивов занимают центральные части синклиналиев. Это позволяет говорить о возможных различиях сравниваемых районов в эрозионном срезе. Причем гранитоидные массивы могут представлять как бы "нижний ярус" магматически активных зон, выведенный на поверхность вследствие блоковых тектонических поднятий и значительного эрозионного среза.

В этой пока еще слабо изученной в Горном Алтае проблеме выявления связей вулканических и плутонических комплексов важное место должны занять палеовулканологические исследования. В строении вулканических структур нередко участвуют как покровная, так и экструзивная фации. Примеры таких реконструкций уже имеются. Так, по данным М.И.Хворова /1965/, выделена Калгутинская структура, имеющая концентрически-кольцевое строение. В центре выходит эллипсоидное тело (15 x 7 км) порфиридных гранитов с плоскостной ориентировкой фенокристов, падающей в сторону вмещающих вулканогенно-осадочных пород. Выявлены кольцевые и радиальные синвулканические разломы, концентрически-кольцевое расположение фаций. Калгутинская вулканотектоническая структура представляет собой кальдеру проседания. Перспективны на обнаружение вулканотектонических структур и ряд других полей развития девонских эффузивов, которые неправильно, на наш взгляд, рассматриваются сейчас только как тектонические структуры (прогибы).

Таким образом, структурно-тектонические критерии должны быть ведущими в определении возраста гранитов и учитываться при составлении схем магматизма, детальных легенд. Имеющиеся региональные данные позволяют уверенно выделять в Горном Алтае до-среднекарбоновые гранитоидные интрузии из числа тех, что ранее относились к змеиногорскому и калбинскому комплексу. Особо актуально стоит сейчас вопрос о выделении вулканоплутонических ассоциаций. В этой связи очень перспективными представляются палеовулканические реконструкции девонской эпохи. Исследования такого типа в Горном Алтае пока еще единичны.

АМЛИНСКИЙ Н.Н. Вертикальная петрохимическая зональность гранитоидных plutонов (на примере Алтая). Новосибирск: Зап.-Сиб.кн. изд-во, 1973. 200 с.

БОГДАНОВА К.Г. Интрузивные комплексы Юго-Западного Алтая // Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л., 1963. С.139-159. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т.94).

ЕЛИСЕЕВ Н.А. Петрография Рудного Алтая и Калбы. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 248 с.

ЗИНОВЬЕВ В.И. Интрузивные формации Горного Алтая и их положение в процессе геотектонического развития региона // Изв. Кузнецкого отд. географич. об-ва СССР. Вып. I. Кемерово, 1972. С.95-105.

КОЗЛОВ М.С. Девонская базальт-диоритовая серия Юго-Западного Алтая // Геол. и геофиз. 1974. № 8. С.60-69.

КОМАР В.А., ЧЕРНОВ В.И. Основные этапы геологического развития Юго-Западного Алтая в девонском периоде // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 12. С.3-12.

КОНОНОВ А.Н. Яломанский гранодиорит-адамеллитовый комплекс центральной части Горного Алтая. Красноярск: Красн. кн. изд-во, 1969. 161 с.

КУЗЕБНЫЙ В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.

КУЗНЕЦОВ В.А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области // Вопросы геологии Азии. Т. I. М., 1954. С.202-227.

КУЗНЕЦОВ Ю.А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области // Геол. и геофиз. 1960. № I. С.23-37.

КУЗНЕЦОВ Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

КУЗНЕЦОВ Ю.А., ЯНШИИ А.Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма // Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969. С.65-78.

НИКОЛЬСКАЯ Ж.Т., ТРОФИМОВ В.А. О возрасте так называемых калбинских интрузий Горного Алтая // Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л., 1963. С.160-171.

ПУГАЧЕВА И.П., ФИЛАТОВ Е.И., КОЛДАЕВА Т.Г. Девонская вулканоплутоническая ассоциация Рудного Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № II. С.45-54.

СЛОБОДСКОЙ Р.М. Структурные условия формирования некоторых гранитоидных массивов Центрального Алтая // Геол. и геофиз. 1966. № 5. С.138-142.

ФИЛАТОВ Е.И., КРЕЙТЕР И.В., КУЗНЕЦОВ В.В. и др. Соотношение магматических и рудных формаций в Змеиногорском районе (Рудный Алтай) // Геология рудн. месторождений. 1979. № 5. С.93-96.

ХВОРОВ М.И. Вулкано-плутонический комплекс юго-восточной части Горного Алтая // Изв. Алтайского отд. географич. о-ва СССР. Вып.2. Кемерово, 1965. С.28-29.

ЧЕРНОВ В.И. О девонских гранитоидах на Рудном Алтае // Докл. АН СССР. 1956. Т.106, № 3. С.523-525.

ЧЕРНОВ В.И. Вулканические формации и порфирные интрузии Рудного Алтая. М.: Наука, 1974. 264 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Волков В.В., Веллинский В.В., Лалин Б.Н. Основные задачи палеовулканологических исследований в Сибири	5
Сапронов Н.Л., Соболенко В.М., Москалев В.А. Палеовулканологические реконструкции мезозоя Сибирской платформы (на примере Южно-Тунгусской вулканической области) ...	12
Абрамович Г.Я. Докембрийский вулканизм юго-запада Восточной Сибири	24
Лалин Б.Н. Фацции и формации пород палеозойского вулканизма Алтае-Саянской складчатой области	33
Хомичев В.Л. Ордовикский вулканизм Алтае-Саянской области	43
Меньшиков В.С., Номоконов В.Е., Рихванов Л.П. К вопросу об ордовикском вулканизме в Кузнецком Алатау	61
Волков В.В., Зыбин В.А. Палеовулканология позднего докембрия - раннего кембрия Катунского антиклинория в Горном Алтае	72
Ковалев В.П. Взаимоотношения быскарских лав с разновозрастными осадками каледонского фундамента и герцинского чехла	81
Хомичева Е.С. Петрохимические эталоны вулканических пород ордовика и девона Алтае-Саянской области	92
Пешехонов Л.В. Петрохимические особенности долеритов силлового комплекса западной окраины Северо-Минусинского прогиба	98
Алабин Л.В. Рудоносность раннепалеозойского вулканизма Алтае-Саянской складчатой области	112
Зайков В.В., Сияжковская И.В., Санько Л.А., Удачин В.Н., Глазунов С.П. Вулканические структуры Кызыл-Таштыгского колчеданного месторождения (Тува)	131
Зиновьев В.И. К проблеме возрастного расчленения гранитоидных комплексов Горного Алтая	150

Темат. план вып. самост. изд. на 1988 г.
(сборники) поз. 79

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ
ПАЛЕОЗОЯ СИБИРИ

Сборник научных трудов

Ответственный редактор
Вадим Викторович Велинский

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы

Р.Н.Ильина, А.В.Владимирова

Технический редактор Н.Н.Александрова

Подписано к печати 05.05.88. МН 09303.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 10,0+2вкл. Уч.-изд.л. 9,5.
Тираж 400. Заказ 212. Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

ВНИМАНИЮ СПЕЦИАЛИСТОВ!

Институт геологии и геофизики СО АН СССР высылает наложенным платежом следующую литературу.

Меледина С.В., Нальяева Т.И., Шурыгин Б.Н. Юра Енисей-Хатангского прогиба. Отв. редактор В.А.Захаров. Новосибирск, 1987. 55 к.

Стратиграфия верхнемеловых отложений Северной Сибири (Усть-Енисейская впадина)/ В.А.Захаров, Ю.Н.Занин, К.В.Зверев и др. Отв. редактор Б.Н.Шурыгин. Новосибирск, 1986. 35 к.

Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып.4. Минералогия, геохимия. Отв. редактор В.В.Золотухин. Новосибирск, 1987. 65 к.

Комплексные геологические исследования Сангилен (Юго-Восточная Тува). Отв. редактор В.А.Соловьев. Новосибирск, 1987. 55 к.

Логико-математические методы в геологических исследованиях. Отв. редакторы В.В.Бабич, А.Н.Дмитриев. Новосибирск, 1986. 60 к.

Оценка прогнозных ресурсов методом эталонов/ Составители: Г.С.Федосеев, Л.В.Ли, Г.П.Круглов, А.С.Вакуленко. Отв. редактор А.Ф.Белоусов. Новосибирск, 1985. 55 к.

Генетические реконструкции эндогенных рудообразующих систем. Отв. редактор А.С.Лапухов. Новосибирск, 1983. 60 к.

Использование глауконита в геохронологии (калий-аргоновая система)/ Составитель И.В.Николаева. Новосибирск, 1986. 20 к.

Состав и генезис железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Отв. редакторы: Ю.П.Казанский, Э.Г.Кассандров, В.М.Кравченко. Новосибирск, 1977. 45 к.

Геохимия редкоземельных элементов в базитах и гипербазитах. Отв. редактор чл.-кор. АН СССР Г.В.Поляков. Новосибирск, 1985. 45 к.

Щербов Б.Л., Солотчина Э.П., Сухоруков Ф.В. Бор в продуктах ближнего перестроения каолиновых кор выветривания. Отв. редактор В.М.Гавшин. Новосибирск, 1985. 60 к.

Подготовка препаратов для анализа на микрозонде/ Составитель Ю.И.Маликов. Новосибирск, 1984. 15 к.

Петрохимия. Критерии рудоносности магматических комплексов. Отв. редактор В.В.Василенко. Новосибирск, 1984. 65 к.

- Петрохимия. Химизм магматических формаций Сибири. Гл. редактор чл.-кор. АН СССР Г.В.Поляков. Новосибирск, 1984. 65 к.
- Методы диагностики и количественного определения содержания цеолитов в горных породах: Материалы Всесоюз. семинара. Отв. редактор чл.-кор. АН СССР Н.В.Соболев. Новосибирск, 1985. 90 к.
- Современная геодинамика литосферы Сибири. Отв. редактор чл.-кор. АН СССР Э.Э.Фотиади. Новосибирск, 1986. 70 к.
- Якименко Э.Л., Порядин В.С., Маковская Н.С. Два тренда поперек - ности рельефа. Отв. редактор В.К.Кучай. Новосибирск, 1986. 60 к.
- Соболев В.С. Избранные труды. Петрология графитов. Гл. редактор чл.-кор. АН СССР Г.В.Поляков. Новосибирск: Наука, 1986. 3 р. 30 к.
- Тепловое поле недр Сибири/ Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев В.Т. и др. Отв. редактор чл.-кор. АН СССР Э.Э.Фотиади. Новосибирск, 1987. 3 р. 20 к.
- Научное наследие М.А.Усова и его развитие. (Очерки по истории геологических знаний, Вып. 23). Гл. редактор академик В.А. Кузнецов. Новосибирск: Наука, 1984. 2 р.

Заказы направляйте по адресу:

630090, Новосибирск, 90,

Университетский проспект, 3,

ИГиГ СО АН СССР, Редакционно-издательский отдел