



**МАГМАТИЧЕСКИЕ,
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
СРЕДНЕЙ АЗИИ
И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ
ИХ РУДОНОСНОСТИ**

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ IV РЕГИОНАЛЬНОГО
ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО СОВЕЩАНИЯ,
ТАШКЕНТ, НОЯБРЬ 1983 г.

„ФАН“

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
Институт геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева
Петрографический комитет при ОГГГ АН СССР
Среднеазиатский петрографический совет

552. 0168/063/

МАГМАТИЧЕСКИЕ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ
И ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ
ИХ РУДОНОСНОСТИ

Тезисы докладов

IV регионального петрографического совещания

Ташкент, ноябрь, 1983 г.

5055

Ташкент
Издательство „Фан“ Узбекской ССР
1983



Представлены результаты многолетних исследований магматизма и метаморфизма Средней Азии, включая и закрытые территории. Рассмотрены типы магматизма и ряды магматических формаций, вопросы эволюции магматизма в Средней Азии. Охарактеризованы метаморфические фации и формации преимущественно Южного Тянь-Шаня. Приводятся петрологические критерии рудоносности магматических и метаморфических формаций.

Для петрологов, специалистов по метаморфизму и металлогении.

Редакционная коллегия:

И. Х. Хамрабаев (ответственный редактор), Т. Н. Далимов
(зам. отв. редактора), А. А. Кустарникова (секретарь),
А. В. Покровский, Ф. А. Усманов, И. К. Абубакиров

ПРЕДИСЛОВИЕ

Согласно тематике совещания тезисы делятся на четыре группы. В первой (формационный анализ) рассматриваются вопросы теоретического, методологического, регионального и локального плана. Основная работа по этой тематике — коллективный труд "Карта магматических формаций Средней Азии" и "Схема возрастной корреляции магматических формаций". В этих работах отражен уровень петрологических знаний исследователей Средней Азии.

В некоторых тезисах отражены закономерности магматизма Средней Азии, но, к сожалению, отсутствуют тезисы по ультрамафитам вообще и докембрийским образованиям в частности, по щелочным эффузивам, а также по магматитам Туркмении. Кроме того, встречаются тезисы, которые дублируют друг друга и не дают новой информации.

Вторая группа — критерии рудоносности магматических формаций.

Одни освещают характер рудоносности отдельных формаций магматических пород и слагаемых ими тел; другие — геологические, петрологические и геохимические критерии рудоносности. В тезисах В.А. Павлова, М.А. Кажихина, Л.М. Глейзера и их соавторов приводится новая информация по интрузивным массивам и слагающих их формациям, позволяющая подтвердить или развить известные геохимические и петрологические критерии потенциальной рудоносности (Na/K , K/Rb отношения, концентрации других редких щелочей, стронция, фтора и др.). Некоторые петрологические особенности интрузивов, в частности фации их глубинности, рассматриваются как дополнительные критерии рудоносности (Л.Н. Шарпенко, О.Г. Кангро).

В материалах А.И. Грабежова фактор глубинности выступает в качестве основного, определяющего состав (основность-щелочность) постмагматических растворов и характер образующихся при их участии рудных месторождений.

В некоторых работах, к сожалению, констатируется ранее установленная рудоносность магматических формаций определенных районов без уточнения или развития критериев, способствовавших их установлению и оценке.

Необходимо подчеркнуть слабую изученность мезокайнозойских базальтов Тянь-Шаня;

в) следует также отметить недостаточный уровень исследований закрытых территорий Средней Азии. Основной объем работ здесь проведен по Узбекской ССР (Приаралье, Бухарская, Амударьинская ступени) и Туркменской ССР. На территориях других республик такие работы лишь начаты.

Разрознены и разномасштабны исследования метаморфических образований Средней Азии, не создана еще карта метаморфических формаций. Тем не менее уровень петрологических исследований в целом достаточно высокий и определяется "Схемой корреляции магматических формаций Средней Азии" и "Картой магматических формаций Средней Азии" в масштабе 1:500000, монографиями и справочными изданиями ("Петрография Таджикистана" в 3 книгах, "Фашии и формации магматических пород Узбекистана" И.Х.Хамрабаева, А.А.Кустарниковой, Т.Н.Далимова и др., "Кислый вулканизм складчатых областей" Т.Н.Далимова и др.).

В Киргизии опубликована работа "Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии", являющаяся объяснительной запиской к геологической карте КиргССР, м-ба 1:500000; Министерство геологии УзССР (Т.Туляганов, З.А.Юдалевич и др.) выпускает монографию "Магматические комплексы Узбекистана".

Появилась обобщающая работа "Докембрий Средней Азии" (1982 г.), в которой дается сводка по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, тектонике и полезным ископаемым архея и протерозоя Средней Азии.

Разработка петрологических критериев потенциальной рудоносности магматических и метаморфических формаций — одно из важнейших направлений, развиваемых петрологами Средней Азии.

Несмотря на значительный объем петрографо-геохимических исследований отдельных площадей, наши достижения в этом направлении относительно небольшие. Кроме монографии И.Х.Хамрабаева (1969 г.), крупных обобщений здесь не проводилось, хотя фактическая основа в настоящее время более надежна и обширна. Остаются неясными причины и специфика рудоносности большой группы вулканических, вулканогенно-осадочных формаций. Нет данных о рудоносности докембрийских, раннепалеозойских магматитов и метаморфитов.

Делаются попытки к установлению петрографической природы (т.е. модели) земных слоев по результатам изучения глубинных ксенолитов (В.А.Мушкин, А.Б.Бакиров, В.И.Буданов и др.). Слабое звено в этом аспекте – отсутствие экспериментального моделирования состава слоев Земной коры и недостаточное внимание к изучению ксенолитов. В этом плане мы отстаем от петрологов Дальнего Востока, Камчатки, Юга Сибири и Монголии.

Развиваются петрофизические исследования (определение пористости, плотности, скорости прохождения упругих волн, теплофизических параметров) с целью использования их результатов для решения вопросов рудогенеза и моделирования состава Земных слоев.

Петрология, как многие другие отрасли науки о Земле, все еще переживает этап отбора и систематизации фактов, хотя имеются попытки синтеза, теоретического анализа и объяснения фактов. Мы можем констатировать, что отдельные области петрологии Средней Азии находятся на уровне передовой советской и зарубежной науки. Так, ранее (Фрунзе, 1978) нами была дана генетическая классификация гранитоидов Средней Азии. В ней выделены верхнекоровые, нижнекоровые и подкоровые гранитоиды, различающиеся по формационным сообществам пород, месту в геологической истории конкретных областей, петрографическим и геохимическим признакам и отличной металлогении. В истекшем пятилетии у нас в СССР и за рубежом появилось несколько классификаций, подобных нашей.

По изученности магматизма закрытых территорий Средняя Азия находится в первых рядах по СССР, уступая только Белоруссии.

За истекший год открыто несколько месторождений минерального сырья. Эти открытия взаимосвязаны с петрологической изученностью магматических образований этих регионов, хотя и не являются непосредственным результатом петрологических исследований.

Во все достижения внес свой вклад Среднеазиатский петрографический совет, который давал направление петрографам, координировал исследования, организовывал мероприятия и проверял осуществление планов. Работы САПС проводил в тесной увязке с проблемами по комплексному изучению земной коры и верхней мантии и металлогении.

За пять лет Совет неоднократно созывал пленарные совещания и расширенные заседания бюро; проводил рабочие совещания по созданию "Карты магматических формаций" и "Схемы корреляции"; члены бюро САПС (Т.Н.Далимов, А.А.Кустарникова, И.Х.Хамрабаев) ездили в республики Средней Азии для координации и оживления деятельности петрографических комиссий. Совет организовал и обеспечил подготовку справочного издания "Петрография Таджикистана" в 4 томах и двух учебных пособий по петрографии на узбекском и русском языках.

Однако в работе САПС и в развитии петрографических исследований еще есть недостатки: неравномерность пространственного изучения магматических формаций Средней Азии (на закрытых территориях только начинается формационный анализ), требуют более углубленного изучения магматические образования докембрия, отстают работы по экспериментальным исследованиям и углубленному изучению метаморфических формаций и особенно по их минералогии.

Отсутствует согласованность в применении номенклатуры и классификации, хотя таковая уже предложена комиссией МПС и принята VI Всесоюзным петрографическим совещанием.

Отмеченные успехи и недостатки петрографических исследований Средней Азии предопределяют задачи петрологов на предстоящее пятилетие и до 1990г.:

- дальнейшая более углубленная разработка фацциально-формационных и петрографо-геохимических критериев рудоносности магматических формаций в относительно изученных районах Средней Азии с целью их дальнейшего применения в закрытых территориях;

- исследование состава, формационной принадлежности магматических и метаморфических образований закрытых и полу-закрытых территорий Средней Азии;

- изучение петрографического состава и петрографических свойств глубинных зон земной коры и верхней мантии по ксенолитам, коренным выходам и путем экспериментального моделирования; расшифровка петрографической природы, "гранитного", "базальтового" слоев, верхней мантии и переходных зон в пределах разных геотектонических областей;

- анализ и изучение истории вулканизма в ходе формирования земной коры Средней Азии и роли вулканогенных образований в рудообразовании;

- изучение микроминеральных ассоциаций в породообразующих минералах и физических явлений, связанных с ними (плеохроичные ореолы, метамитные распады и др.); дальнейшее изучение и выявление возможностей минералов для целей геохронометрии и выяснение термодинамических условий становления пород; использование их для оценки потенциальной рудоносности магматических формаций.

І . ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Т.Н.Далимов, И.Х.Хамрабаев, А.А.Кустарникова, И.К.Абубакиров, В.Н.Богдецкий, М.Б.Акрамов, В.С.Лутков, В.А.Павлов, Х.У.Узаков, И.Н.Ганиев

ТИПЫ МАГМАТИЗМА И ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

ИГиГ АН УзССР, ФПИ, ИГ АН ТаджССР, ИГЕМ
АН СССР, МГ УзССР

Складчатые сооружения Тянь-Шаня и Памира обладают достаточно высокой, хотя и не одинаковой степенью геолого-геофизической и петрологической изученности. Это позволяет на примере данного региона рассмотреть ряд актуальных проблем геологической петрологии, а именно: типизацию магматизма, его эволюцию и роль в формировании континентальной земной коры. Основной предпосылкой таких работ является удовлетворительная корреляция магматических формаций в пределах этого региона. Первые варианты унифицированной "Схемы возрастной корреляции магматических комплексов Средней Азии", которая в дальнейшем для удобства будет именоваться "Схемой", составлялись в 1969-1977 гг. и опубликовывались в "Известиях АН ТаджССР", монографии "Земная кора и верхняя мантия Средней Азии" (М., "Наука", 1977).

В дальнейшем изложении речь пойдет о конкретных формациях, представляющих собой ассоциацию горных пород, обладающих структурно-геологической, возрастной и вещественной общностью. Такое понимание формации близко к определению магматического комплекса по ВСЕГЕМ и "конкретной формации"

Ю.А.Кузнецова (1964). Номенклатура пород дается по "Классификации и номенклатуре..." (М., Недра, 1980). Указанная "Схема" явилась основой "Карты магматических формаций Средней Азии", составленной тем же коллективом. Состав формаций на "Карте" показан значком и цветом. Причем цвета подобраны таким образом, что соответствуют определенным этапам развития подвижных зон, Так, например, различные тона синего цвета соответствуют геосинклинальным формациям. Возраст и наименование формаций обозначены буквенным индексом, а принадлежность к тому или иному тектоно-магматическому циклу — различно ориентированной штриховкой. Условия образования формаций (фаши глубинности plutонических пород и фаши вулканитов) показаны цветным крапом. Кроме вышеперечисленных элементов, на "Схеме" и на "Карте" нашли отражение основные типы осадочных пород, фаши метаморфизма, главные разломы, различные типы вулканоструктур. Последние выделены только в районах с высокой степенью геологической изученности (Байсунская, Кураминская зоны). Магматические формации закрытых территорий показаны теми же цветами, но со светлой полосой.

Общепринятое тектоническое районирование Средней Азии отсутствует, поэтому авторы приняли для Северного Тянь-Шаня районирование В.И.Кнауфа, а для остальной части Средней Азии — М.А.Ахмеджанова, О.М.Борисова, Р.Н.Абдуллаева, но с уточнениями и дополнениями, касающимися границ отдельных зон.

Структурно-формационная зона (СФЗ) понимается авторами, как часть земной коры, обладающая на определенном этапе своего развития единообразием магматизма, осадконакопления и глубинного строения.

Всего в пределах Средней Азии различается 28 зон, которые генерализованы в несколько типов: эвгеосинклинали, миогеосинклинали (или окраины континентов), вторичные геосинклинали, срединные массивы и др. При работах такого обобщающего характера недостатки неизбежны. Например, а) районирование отражает специфику СФЗ на конец или середину палеозоя, а на Памире — на конец кайнозоя. Наиболее приемлемым было бы поэтапное районирование, но данных для этого еще нет; б) авторам региональных макетов и

редакторам не удалось в достаточной мере расшифровать тип и характер докембрийских формаций, особенно вулканогенных, что, безусловно, сдерживает раскрытие и анализ геодинамических режимов в докембрии; в) большой, неравномерно распределенный материал по данным изотопной геохронологии не систематизирован и недостаточно разобран. Поэтому при определении возраста отдельных формаций предпочитали геологические данные, что обусловило неоправданно широкий возрастной диапазон некоторых формаций ($O-S$ или O_{2-3} для гранитоидов Северного Тянь-Шаня). Другие недостатки возникли в связи с различной степенью изученности магматитов Средней Азии и ретроспективностью решаемых задач, следовательно, с неоднозначностью толкования отдельных фактов.

Геосинклинальный магматизм.

В Средней Азии он разнообразен, хотя масштаб и удельный вес его формаций незначительные и уступают таковым орогенного магматизма. Фундамент геосинклинальных зон, который в значительной мере определяет разнообразие магматических формаций, мы подразделяем на два типа — меланократовый, на котором закладываются эвгеосинклинали, и сиалический, где развиваются миогеосинклинали или вторичные геосинклинали.

Магматизм эвгеосинклинальных зон. Мы, как и А. В. Пейве, считаем эвгеосинклиналями такие структуры, которые закладываются на меланократовом фундаменте и характеризуются бурным инициальным базальтовым вулканизмом. Такой режим характерен для следующих зон: Киргизско-Терской ($R-E$), Букантау-Карачатыр-Алайской ($O-S$), Атбаши-Хантенгрийской ($O-S$), Мацитлинской (C_I) и Калайхумб-Сауксайской (C_I).

Установлено, что время их заложения разное. Они постепенно омолаживаются в направлении с севера на юг, что замечено в общем виде давно. Сущность такой миграции заключается в вовлечении в геосинклинальное развитие все новых блоков континентальной земной коры путем раздвига и деструкции. Общим для всех зон является то, что они представляют собой узкие линейные, трогообразные структуры, ограниченные разломами с трассирующими их поясами ультрамафитов.

Вертикальные ряды магматических формаций в упомянутых зонах, независимо от их возраста, оказываются идентичными, за небольшими исключениями. В раннегеосинклинальную стадию образуются наиболее распространенные формации Na-базальтов и липаритов. В Киргизско-Терской зоне эта стадия датируется как раннекембрийская, а в более южных зонах Тянь-Шаня и Памира — как среднепалеозойская и раннекарбоновая соответственно. Плутонические формации этой стадии во всех эвгеосинклиналях — габбро-перидотитовая(?) и габбро-диабазовая. Первая из них при тектонических контактах с вмещающими породами может быть и более древней, чем вмещающие породы. Позднегеосинклинальной стадии в Киргизско-Терской зоне соответствует андезит-базальтовая формация (E_3-O_1); в Южном Тянь-Шане и Калайхумб-Сауксайской зоне (Северный Памир) — андезитовая, андезит-липаритовая, базальт-андезит-липаритовая (PZ_2). Среди плутонических образований наиболее полно представлена и относительно хорошо изучена габбро-плагиогранитовая формация (E_3-O_1 — Киргизско-Терская, S_2-D_1 и C_2 -Букантау-Карачатыр-Алайская, C_1 -Мечетлинская, Калайхумб-Сауксайская зоны).

Приведенный материал, на первый взгляд, рисует довольно тривиальную для эвгеосинклинальных зон картину магматизма. На этом фоне более четко выступают те принципиальные отличия палеозойских эвгеосинклиналей, на которых мы остановимся ниже:

а) общая гомодромная направленность магматических процессов — постепенный рост удельного веса кислых пород; б) слабый масштаб инициального базальтового вулканизма и связанных с ним плутонических пород при мощном развитии процессов орогенного гранитоидного магматизма; известно, что в таких классических эвгеосинклиналях, как Урал, эти соотношения обратные; в) отсутствие или слабое развитие формации однородных афировых базальтов, указывающих на значительную проницаемость земной коры.

Геосинклинальный вулканизм в рассматриваемых структурно-формационных зонах Тянь-Шаня и Памира начинается, как правило, контрастной (базальт-липаритовой) или последовательно дифференцированной (базальт-андезит-липаритовой) формацией, кислые дифференциаты которой имеют тенденцию к росту по мере омоложения возраста. Важно также, что подавляющая часть фанерозойских геосинклинальных базальтов не может быть отнесена в разряд т.н.

"примитивных" базальтов океанических впадин. Результаты анализа показывают, что сумма щелочей в них, особенно K_2O , несколько завышена по сравнению с океанической. Зачастую мы имеем дело с порфировыми разностями (сумма вкрапленников 17-20%), что указывает на их значительную зрелость; г) длительность собственно геосинклинального этапа развития в названных структурах различная. Наибольшая длительность геосинклинального магматизма и соответственно геосинклинального этапа установлена для Букантау-Карачатыр-Алайской зоны (O_2-C_2), наименьшая - для Мачитлинской и Калайхумб-Сауксайской (C_1-C_2); д) для рассматриваемых зон устанавливается предшествующая геосинклинальному развитию стадия рифтогенеза.

Другой тип эвгеосинклинального магматизма характерен для Байсунской зоны Южного Тянь-Шаня. Нередко такие зоны называют вторичными, регенерированными геосинклиналями. Специфика их состоит в том, что они вовлекаются в геосинклинальное развитие после длительного перерыва консолидации их фундамента. Пауза между временем консолидации фундамента и началом повторных геосинклинальных процессов для таких зон может быть значительной (так, для Байсунской зоны она равна нижнему и среднему палеозою). Именно в связи со своеобразной природой этих зон возникли представления об отнесении их к областям отраженной или резонансной активизации.

Отмеченная зона располагается во внешней части Букантау-Карачатыр-Алайской эвгеосинклинали, поэтому у нее мощная консолидированная кора, выступающая на поверхность в юго-западном Гиссаре. О ее геосинклинальной природе свидетельствуют: а) наличие яшм, фтанитов; б) четкие признаки морского осадконакопления; в) зеленокаменное перерождение пород; г) перекрытие вулканитов C_1 среднекарбоневой раннеорогенной молассой C_2 (сагдорская свита).

Для рассматриваемой зоны, как и для типичных эвгеосинклиналей, характерна кратковременно проявившаяся рифтовая стадия, которая четко фиксируется образованием оливин-щелочно-базальтовой формации (юг хр. Байсунтау) и грубых наземных молассоидов (зойская свита, C_1). В результате рифтогенеза закладывается два параллельных друг другу грабена: Яккабаг-

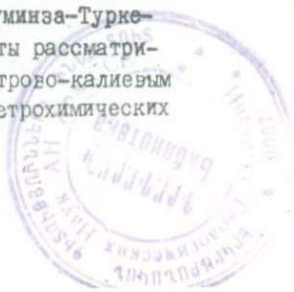
Чакчар-Хандизинский и Южно-Сурхантауский, разделенные Чакчарским горстом. Геосинклинальный этап развития зоны охватил визейский и серпуховский ярусы нижнего карбона. Он характеризуется мощным кислым вулканизмом в центральных частях отмеченных структур и базальтовым — вдоль зон глубинных разломов (юг хр. Сурхантау, басс. р. Аксу-Бадова).

Магматизм окраин континентов (мезогеосинклинальных зон).

К зонам с таким режимом развития относятся структурно-формационные зоны, заложенные на коре континентального (или переходного?) типа, в которых раннегеосинклинальный вулканизм либо не проявлен (что встречается часто), либо проявлен в крайне ограниченных масштабах. Характер и тип осадочных формаций, четкая латеральная смена глубоководных осадков мелководными (фтанитов и яши карбонатами), периферическое положение их относительно указанных выше эвгеосинклиналей позволяет сравнить их с пассивными окраинами континентов. В Северном Тянь-Шане к зонам с таким режимом относятся Карабалтинская, с севера обрамляющая Киргизско-Терскойскую эвгеосинклиналь, и Чаткальская и Нарынская, ограничивающие эту структуру с юга. Сюда же относится Талассо-Каратауская зона. В Южном Тянь-Шане к таким зонам относятся Ауминза-Туркестанская, Кокшаалская, Зарафшано-Алайская, последовательно обрамляющие Букантау-Карачатыр-Алайскую и Атбаши-Хантентрийскую эвгеосинклинали с юга. На Памире к зонам с таким режимом относятся Каракульская и Дарваз-Сарыкольская СФЗ. Независимо от возраста в развитии этих зон устанавливается четкая стадийность, фиксируемая осадочными и магматическими формациями и согласующаяся с таковой эвгеосинклинальных зон.

Геосинклинальный этап развития названных зон имеет много общего: во всех структурно-формационных зонах геосинклинальный магматизм либо отсутствует, либо проявлен в незначительных масштабах. Основные различия между ними заключаются в характере и темпе осадконакопления, составе осадочных формаций. Вулканогенные формации, образовавшиеся в этом этапе, относятся к базальт-липаритовой формации ($O-S; C_1$; Ауминза-Туркестанская, Зарафшано-Алайская зоны). Кислые вулканы рассматриваемых формаций характеризуются натровым или натрово-калиевым типом щелочности. Комплексы петрографических и петрохимических

5505



данных указывает на их коровую природу и свидетельствует о наличии консолидированного фундамента в этих зонах.

Таким образом, геосинклинальный магматизм на территории Средней Азии разнообразен по условиям локализации и набору магматических формаций. Для этого типа магматизма характерно: а) отсутствие или слабое развитие однородных, слабодифференцированных формаций, сложенных "примитивными" базальтами, слабое развитие толеитов; б) существенная роль кислых дифференциатов, генезис которых тесно связан с наличием коры континентального типа и ее осколков; в) слабое развитие ультрамафитов; г) наличие рифтовых формаций, предшествующих геосинклинальному развитию.

Орогенный магматизм

Рассматриваемый регион представляет собой провинцию широкого развития орогенных и в первую очередь гранитоидных формаций, которые определяют эндогенную металлогенис Тянь-Шаня и Памира. По особенностям состава образующихся продуктов и условиям их локализации выделяется два принципиально различных типа орогенного магматизма: эпигеосинклинальный и эпиплатформенный.

Эпигеосинклинальный орогенный магматизм практически свойствен всем геосинклинальным зонам, в пределах которых он проявляется с различной активностью и разнообразием. Например, эпигеосинклинальные зоны, упомянутые выше, по характеру и масштабу развития гранитоидного магматизма могут быть разделены на две группы: в первой гранитоидный магматизм проявлен угнетенно и в основном представлен натровыми и натрово-калиевыми разновидностями (тоналит-трондземитовые, плагитогранитные формации Букантау-Карачатыр-Алайской, Калайхумб-Сауксайской зон). Во второй группе эпигеосинклиналей гранитоидный магматизм проявлен довольно полно (Киргизско-Терскайская зона). Для гранитоидов указанного типа характерно а) формирование в условиях абиссальной, мезоабиссальной фации глубинности при подчиненном значении гранитоидов гипабиссальной фации; б) автономность относительно вулканических процессов; в) формирование их из т.н. "водонасыщенных" расплавов, генерирующихся в условиях амфиболитовой фации; г) для состава гранитоидов свойственна высокая железистость цветных минералов, отсутствие или слабое развитие

магнетита и редкометальный тип эндогенной металлогении.

Полученные нами данные позволяют заметить некоторые региональные закономерности распределения продуктов эпигеосинклинального орогенного магматизма. Установлено, что проявляющийся на орогенном этапе геосинклинальных областей гранитоидный магматизм обеспечивает консолидацию этих зон вплоть до возникновения молодой платформы. В этом случае гранитоидный магматизм завершает формирование континентальной коры, начавшееся в ходе геосинклинального процесса.

Среди эпигеосинклинальных гранитоидных формаций можно различить два типа с различной структурной позицией. Наиболее распространены многофазные гранитоидные плутоны в пределах структур, сохраняющих тенденцию к опусканию на орогенном этапе. Эти гранитоиды обычно интродуцируют раннеорогенные отложения и представлены породами нормального известково-щелочного ряда: диорит-гранодиорит-гранитовая, диорит-гранодиоритовая формации на раннеорогенной стадии, гранит-аляскитовая, лейкогранитовая и нефелинсyenитовая формации на позднеорогенной стадии. Такой гомодромный ряд магматитов мы связываем с вертикальной миграцией очагов палингеной сиалической магмы в пределах "гранитового" слоя. Примером могут служить гранитоидные (диорит-гранодиорит-гранитовая, гранит-лейкогранитовая) формации Аумикиза-Туркестанской, Зарафшано-Алайской и других зон Тянь-Шаня.

Другой тип магматических формаций эпигеосинклинального орогенного магматизма (Кошрабадский массив, габбро-монцонит-сиенитовая формация Букантау-Карацатыр-Алайской зоны) приурочен к интрагеосинклинальным поднятиям и блокам, которые еще на геосинклинальном этапе развития обособились как положительные структуры, сохраняющие тенденцию к поднятию на всем протяжении развития подвижной зоны. Гранитоиды этого типа, нередко формируясь синхронно с гранитоидами окружающих такие поднятия орогенных прогибов, отличаются от них особенностями состава (более высокая калиевая щелочность, появление пород монцонитоидного ряда, высокая магнезиальность биотитов, специфический состав аксессуаров и т.д.). Пестрый состав эпигеосинклинальных гранитоидных формаций обуславливает и сложные латеральные их соотношения и в конечном счете объясняет их металлогенические отличия.

Эпиплатформенный орогенный магматизм. К областям с таким типом магматизма мы относим т.н. активизированные части Муонкумо-Наратского, Фергано-Кураминского срединных массивов, для которых характерно отсутствие продуктов предшествующего геосинклинального развития, заложение на коре континентального типа, блоково-разломная тектоника, сопряженная с бурной вулканической деятельностью (Чилик-Кеминская, Муонкумо-Наратская, Кураминская зоны). Магматические формации в этих зонах проявились наиболее широко в диапазоне от ордовика до девона в Северном Тянь-Шане и от девона до пермо-триаса в Чаткало-Кураминском регионе.

Раннеорогенная стадия каледонид охватила период от O_2 до S^1 . Она в основном сосредоточена в Муонкумо-Наратской и Чилик-Кеминской зонах. Заметим, что эта стадия магматизма в общем совпадает, а иногда синхронна с магматической активностью оседней Киргизско-Терскайской эвгеосинклинали где в это время формируются крупные гранитоидные плутоны. Вертикальные ряды магматических формаций таковы: вулканические - базальт-андезит-липаритовая (O_2), андезит-дацитовая (O_{2-3}); plutonic - габбро-монзонит-сиенитовая (S_2-O_1); гранодиорит-гранитовая (O_2), гранит-лейкогранитовая ($O_3-S^1_1$);

Позднеорогенная стадия каледонид датируется силуром-верхним девонем включительно. В этот период ареалы магматизма резко расширяются к югу и охватывают Чаткальский и Кураминский хребты и часть гор Писталитау, где формируется наземная раннедевонская базальт-андезит-липаритовая формация. Вертикальные ряды магматических формаций этой стадии разнообразны, вулканизм мощный. В структурном отношении продукты вулканизма локализируются в системах грабенных, а комагматичные им гранитоиды - в горстах. Формируются следующие формации: базальт-андезит-липаритовая ($S^1_2-D_1$) в Муонкумо-Наратской зоне; (D_1) - в Кураминской; базальт-андезитовая, трахибазальт-трахиандезитовая (D_2), липаритовая, главным образом в Северном Тянь-Шане.

Ареалы развития герцинского эпиплатформенного магматизма проявлены также широко, они охватывают не только районы

развития типичных герцинид (Кураминская зона, Присонкулье), но и накладываются на упомянутые выше области каледонского магматизма.

Раннеорогенная стадия герцинид (конец C_1 и средний карбон) характеризуется формированием системы грабен (Алтынтопканского, Курусай-Джангалыкского, Алмалыкского, Шавас-Дукентского, Гавасайского), внутри которых происходит становление трахибазальтовой (C_2^1), трахибазальт-трахиандезит-дацитовый (C_2) и андезит-дацитовый (C_{2-3}) формаций. Плутонические породы приурочены к горстам и представлены габбро-диорит-гранодиоритовой (C_2) формацией.

В позднеорогенной стадии (P_1-P_2) развития магматизма наблюдается образование системы кольцевых вулканотектонических депрессий и рифтовых структур, в которых локализованы трахибазальт-трахиандезитовая и липарит-трахилипаритовая формации. Плутонические формации представлены габбро-монцонит-сиенитовой, гранит-аляскитовой (лейкогранитовой).

Каковы важнейшие черты магматизма данного типа?

1. Продукты эпиплатформенного орогенного магматизма локализованы в частях срединных массивов или микроконтинентов, непосредственно примыкающих к эвгеосинклиналям, и образуют сложно построенные вулканоплутонические пояса. Закономерный характер такой локализации подтверждается тесной сопряженностью, а местами строгой синхронностью магматической активности на краях срединных массивов и в смежных эвгеосинклиналях. В обоих типах структурно-формационных зон раннеорогенная стадия приходится на O_{1-2} (каледониды), C_1-C_2 (герциниды), а позднеорогенная - на S_1-D_2 (каледониды), P_{1-2} или S_3-P_1 (герциниды). Результаты анализа формаций и условий их локализации в срединных массивах и эвгеосинклиналях показывают, что начало воздымания в последних и время образования раннеорогенной сероцветной молассы соответствуют расколу срединных массивов, образованию серии грабенов, параллельных простиранию эпигеосинклинальных орогенных структур. В Кураминской зоне это Гавасайский, Алтынтопканский, Курусай-Джангалыкский, Шавас-Дукентский грабены. Причины установленного факта сейчас вряд ли могут быть вскрыты однозначно, но не исключено,

что здесь действует механизм погружения новообразованной океанической коры в геосинклиналях под континент, как это предусматривается моделью Грина и Рингвуда. Независимо от результатов интерпретации доказано, что эпиплатформенный орогенный вулканизм тесно связан с деструктивными процессами, приводящими к образованию грабенных, межгорных впадин, особенно на раннеорогенной стадии. Этот факт отмечался для Альпийского пояса Евразии Е.Е. Милановским и недавно установлен в Казахстане Е.И. Патадахой и др.

2. Общий вертикальный ряд магматических формаций этого типа магматизма не гомодромный. Гомодромная последовательность магматизма несколько раз нарушается ($O_{1-2}; D_1; D_2; C_2; P_1$). Каждая фаза вулканизма раннеорогенной стадии начинается с базальтов, трахибазальтов и заканчивается кислыми, умереннокислыми разностями, а в позднеорогенную стадию последовательность формирования магматитов по существу является антидромной. В этом одно из основных отличий эпиплатформенного магматизма от эпигеосинклинального.

3. Для продуктов эпиплатформенного орогенного магматизма характерна тесная генетическая связь вулканической и плутонической форм магматической деятельности, приводящая к образованию сложных полифазальных вулкано-плутонических ассоциаций.

4. Для ареалов эпиплатформенного орогенного магматизма характерна высокая магматическая активность, обилие субщелочных разностей пород, высокий индекс эксплозивности вулканизма. Имеющиеся данные показывают, что подавляющее большинство формаций относится к известково-щелочной и щелочно-известковой серии. Такие петрографические черты формаций, как раннее выделение магнетита (титаномангнетита), многостадийная кристаллизация вкрапленников, обилие водосодержащих минералов, высокий коэффициент окисленности железа указывают на обогащенность исходных расплавов летучими, на высокую фугитивность кислорода. Области генерации магм, судя по парагенезисам вкрапленников, располагались на тех уровнях, где роль воды была ограниченной, а периферические очаги (уровни стабилизации), фиксирующиеся в геофизических полях, как "высокоскоростные" аномалии находятся на уровнях 10-12 км.

Рифтовый магматизм

Домезозойские рифтовые структуры в пределах Тянь-Шаня и

Памира установлены недавно, поэтому некоторые особенности этих структур и в первую очередь их магматизм во многом еще не раскрыты. Под рифтами мы, как и А.Л.Яншиным, понимаем протяженные отрицательные структуры, ограниченные разломами, связанные с растяжением сиалического слоя и сопровождающиеся щелочным и основным вулканизмом. На основе систематики Е.Е.Милановского в рассматриваемом регионе можно выделить две группы рифтов или рифтоподобных структур. Первая — эпиплатформенные, предшествующие эвгеосинклинальному развитию отдельных СФЗ (Киргизско-Терской, Букантау-Карачатыр-Алайской, Мечетлинской, Калайхумб-Сауксайской). Эти рифты выполнены разнообразными вулканитами, главными особенностями которых являются высокая щелочность и высокая титанистость и магнизиальность. Установлено, что процессы образования рифтов этого типа были неодновременными. Так, В.И.Буданов предполагает, что еще во время формирования хорогского ортокомплекса (архей) рифтогенез имел место. А.Б.Бакиров аналогичную мысль высказывает относительно кеминской серии. В палеозое Тянь-Шань испытал по крайней мере четыре последовательные стадии рифтогенеза, постепенно мигрирующего с севера на юг. Наиболее интенсивно эти процессы проявились в позднекембрийское время в пределах Северного Тянь-Шаня, затем в конце раннего палеозоя в Южном Тянь-Шане в полосе Букантау-Бессапан-Северно-Нуратино-Ферганской системы глубинных разломов. В позднесилурийско-раннедевонское и раннекаменноугольное время процессы деструкции происходили в пределах Каракум-Таджикского палеоконтинента, образуя систему крупных рифтовых структур.

Несмотря на явные признаки заложения последующих эвгеосинклинальных прогибов на меланократовом субстрате, мы не можем утверждать, что при рифтогенезе раскрытие везде было полным, обнажившим повсеместно меланократовый фундамент. В тех случаях, когда рифтогенез захватывает центральные части Каракум-Таджикского палеоконтинента с мощной древней корой (Байсунская зона, S_1), образуются структуры, заложившиеся на континентальной коре. По-видимому, именно наличие и мощность континентальной коры в основании таких геосинклиналей контролирует мощный орогенный плутонизм в Южном Тянь-Шане.

Другую, не менее большую группу рифтогенных структур составляет система грабенов среднего карбона и перми, четко проявленная в Кураминской зоне. Вполне вероятно, что аналогичные структуры могут быть выделены в верхнем палеозое Северного Тянь-Шаня. Они по систематике Е.Е.Милановского являются эпирогенными. Термин "эпирогенный" применительно к данной группе рифтов не совсем точный, так как раскол и раздвиг, имевшие место в среднем карбоне Кураминской зоны, совпадают с началом явлений эпиплатформенного орогенеза. Еще в 1974 г. Е.Е.Милановский и В.А.Ермаков писали, что рифтогенез — непосредственное продолжение орогенного этапа или начинается еще в течение этого этапа на его зрелой или поздней стадии. Среднекарбовая группа грабенов (Алтынтопканский, Курусай-Джангалыкский, Алмалыкский, Шавас-Дукентский, Гавасайский) имеет широтное или субширотное простирание, ограничена крупными разрывными нарушениями и выполнена последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацитовый формацией (C_2).

Тереклинский рифт имеет меридиональную ориентировку и сложен трахибазальтовой (C_{1-2}) и последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацитовый формациями. Как показали палеовулканические реконструкции В.П.Коржаева, внутренние части этих структур бывают осложнены системой более мелких вулканоструктур кольцевого характера.

Совпадение времени формирования рассматриваемых структур с началом процессов горообразования в Южном Тянь-Шане и Чаткало-Нарынской геосинклинали (C_2^m) удовлетворительно может объяснить их ориентировку и не оставляет сомнений в генетической связи орогенных процессов в геосинклиналях и рифтогенеза в срединных массивах. Пермская группа грабенов в Кураминской зоне, как и в других СФЗ, исследована недостаточно. Исключения составляют Касансайская и Гавасайская структуры. По Я.М.Рафикову, В.П.Коржаеву и нашим данным, эти рифтовые структуры имеют четкий эпирогенный характер. В частности, их простирание нередко совпадает со сводовыми частями антиклинальных структур. Они выполнены раннепермской трахибазальт-трахиандезитовой (P_I), трахибазальт-трахидолеритовой формациями. Сравнение их петрохимических и геохимических черт с аналогичными

образованиями Восточно-Африканского рифта показало удовлетворительное совпадение (по K/R^b отношению, по типу щелочности, распределению Mg , Co , C_2).

Платформенный магматизм

Вопрос о платформенном магматизме в пределах структурно-формационных зон Средней Азии еще не рассматривался, хотя на большинстве тектонических карт платформенный этап выделяется весьма надежно. Результаты анализа материала при корреляции магматических формаций Средней Азии позволяют выделить следующие уровни проявления этого типа магматизма: архей-нижнепротерозойский (?), вендский, поздняя пермь-раннетриасовый и мел-третичный. Показательно, что при этом практически нет типичных платформенных магматических формаций. Наиболее распространены среди формаций платформенного магматизма трахибазальтовая, трахибазальт-трахидолеритовая, щелочно-габброидная. Эти формации относятся к ранней квазикратонной стадии формирования платформенного чехла и по формационному типу могут быть параллелизованы с такими же платформенными формациями Урала и Сибири. Наиболее выдержана и широко распространена среди них формация щелочных базальтов, преимущественно палеогенового возраста. Выходы ее, следуя по зонам глубинных разломов, нередко окаймляют древние срединные массивы. Это - щелочные базальтоиды северо-восточного и южного Прииссыккуля, долериты и базальты Ташкумыра (СВ-Фергана), Копетдага, Бадхиза. Есть признаки наличия таких формаций в южной закрытой окраине Туркмении и горах Копетдаг. Последние пока рассматриваются как области, лишенные магматических образований.

К общей истории развития магматизма

Тянь-Шаня и Памира

Основные рубежи магматической активности

Архейско-раннепротерозойская эпоха. Однозначных данных о магматизме и осадконакоплении этого периода недостаточно. По имеющимся данным, в истории развития Тянь-Шаня и Памира рассматриваемого периода преобладает мафит-ультрамафитовый магматизм. В Северном Тянь-Шане наиболее древние магматиты встречаются в составе актюзской свиты (2780 ± 250 млн. лет, $K-Rb$ метод). По А.Б.Бакирову, эглогиты этого района соответ-

ствуют по химическому составу железистым траппам. Значительно больше магматических образований встречается в составе кеминской серии, объединяющей куперлисайскую и кокбулакскую свиты (2550 \pm 250 млн. лет, α -Pv метод). Она отнесена к метабазальтовой формации (диабазы, габброиды, субщелочные и щелочные базальты). К этому же периоду относятся тела серпентинитов в Зайидийском Алатау. К югу в пределах хр. Нарынтау и на современной территории Чаткальской и Нарынской зон к архей-нижнепротерозойской магматической эпохе относятся породы свиты Куйлю мощностью около 3000 м, восстановленный состав которых соответствует оливиновому базальту. В центральной части Средней Азии к архею отдельные исследователи относят метаморфизованную осадочно-вулканогенную ауминзинскую свиту, гнейсовые образования юго-западного Гиссара (Докембрий Средней Азии). В юго-западном Памире к архею относится хорогский ортокомплекс, состоящий из амфиболовых ортогнейсов, эцлогитоподобных пород, восстановленный состав которых соответствует толеитовым базальтам, пироксенитам и вебстеритам.

Гранитоидный магматизм, видимо, для этого периода имеет подчиненное значение и представлен мигматит-гранитовой (зугвандский комплекс) и чарнокитовой формациями (романитский комплекс). Хотя данные о магматизме носят фрагментарный характер, можно отметить, что преобладание продуктов базитового и ультрабазитового магматизма наиболее вероятно. Он соответствует периоду создания "базальтового" слоя земной коры.

Протерозей-рифейская эпоха. Магматические образования этой эпохи охватили современную территорию Северного Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов, Гиссарский хребет с юго-западными отрогами и Памир. Вопрос о наличии докембрийских гранитоидов в пределах Букантау-Карачатыр-Алайской зоны Южного Тянь-Шаня спорен. Так, Т. Н. Далимов, Р. Н. Абдуллаев, Э. А. Юдалевич считают, что наличие блоков мигматит-гнейсов, мигматит-гранито-гнейсов в Дарбазатау, Ямчисае, а также ксенолитов гранито-гнейсов в пермских дайках щелочных базальтов (Э. А. Юдалевич, И. В. Мушкин) не оставляют сомнений в наличии в этой зоне фрагментов древней коры. А. А. Кустарникова

полагает, что эти мигматиты, так же, как и гнейсы в ксенолитах, имеют более молодой палеозойский возраст. По составу среди магматических образований в это время преобладают продукты кислых магм, объединенных в следующие формации: мигматит-плагиогранит-гранитовую с вариантами (I, 6-I, 7 млрд. лет), габбро-диорит-гранодиоритовую, лейкогранитовую и др. Нижняя возрастная граница этих образований остается проблематичной, но верхняя доказывается довольно уверенно перекрытием их раннекембрийскими и вендскими отложениями.

Особенности гранитоидных образований сводятся к следующему: а) они образуют мелкие штоковые, дайкообразные тела, небольшие плутоны, локализованные в гнейс-гранитных куполах; б) имеют явно автохтонный облик, чем обуславливается их удовлетворительная корреляция с составом вмещающих пород; в) массивы формируются в условиях абиссальной и ультраабиссальной фации глубинности;

Несмотря на незначительные площади, занятые этими гранитоидами, на трудности их выделения из состава глубокометаморфизованных толщ, роль этих формаций для понимания общего хода формирования континентального типа коры очень важна. Поздний протерозой-рифейская эпоха гранитообразования, будучи сквозной, однозначно свидетельствует о создании сплошной коры континентального типа на огромной территории Средней Азии. Очевидно, что это формирование неодновременное, о чем свидетельствуют данные о возрасте гранитоидов, колеблющиеся в рамках PR_1 — PR_2 . В настоящее время фрагменты этой докембрийской коры мы можем увидеть в Гармском блоке, Курговатском массиве, ЮЗ Памире, Байсунской зоне. Следовательно, главная черта эволюции докембрия — создание гранитно-метаморфического слоя. Такую тенденцию мы называем конструктивной. Не исключено, что местами она нарушалась, о чем свидетельствует наличие позднепротерозойских, рифейских базальт-липаритовых, трахибазальтовых формаций.

По нашему мнению, дальнейшая фанерозойская история развития магматизма в большей части рассматриваемого региона (за исключением площадей, занятых эвгеосинклиналями) была направлена на преобразование и деструкцию этой древней коры. Наряду с этой главной тенденцией в палеозое реально су-

ществует и другая, когда в сравнительно узких, линейных эвгеосинклиналях идет образование новой, более молодой коры континентального типа. Рассмотрим эти эпохи.

Поздний рифей-венд — первая довольно уверенно датированная эпоха деструкции ранее созданной континентальной земной коры. Магматические формации представлены трахибазальтовой, оливин-щелочно-базальтовой и редко габбро-диабазовой. Они приурочены к основанию палеозойских геосинклинальных толщ Северного Тянь-Шаня и упоминались выше. В это время происходит заложение палеорифта на современной территории Киргизско-Терской зоны. Видимо, такие же структуры закладываются в Чаткальской и Нарынской зонах, о чем можно судить по фрагментам трахибазальтов и щелочных базальтов, выделенных Л.М. Глейзером (485±10 млн. лет) и распространенных в виде силлов и небольших покровов в Пскемском и Сандалашском хребтах. В хр. Нарын-тоо К.С. Сагындыков, А.А. Судоргин выделили щелочные и субщелочные базальтоиды в составе т.н. жаргалачской свиты, которая, вероятно, имеет рифейско-вендский возраст. Недостаточная изученность этих образований, неясность масштаба их проявления не позволяют делать далеко идущих выводов, однако рифтогенная природа этих формаций наиболее вероятна.

В Южном Тянь-Шане к вендским магматическим образованиям могут быть отнесены породы горифской толщи (V?), которая также представлена щелочными и субщелочными базальтоидами. Необходимо подчеркнуть, что с раннего палеозоя и, возможно, венда Тянь-Шань представляет собой континентальную окраину относительно Казахстано-Сибирского палеоокеана, выделенного А.А. Моссаковским.

Раннепалеозойская (Є₁-O₁) эпоха. Основной ареал развития магматических процессов в этот период — Киргизско-Терская зона, где в сравнительно узкой трогообразной впадине палеорифта на меланократовом фундаменте происходит заложение одноименной эвгеосинклинали. Некоторые исследователи полагают, что именно с этой эпохой связано отделение Казахстанского блока от Таримской платформы.

Первый мощный пароксизм вулканической деятельности, соответствующий раннегеосинклинальной стадии развития, приходится на начало кембрия, когда происходило формирование

натровых базальтов, сопровождавшихся небольшим объемом натровых кислых вулканитов, позволяющих объединить их в контрастную базальт-диабазовую формацию. Плутонические формации представлены sillами габбро-диабазов. Наличие яшм, кремней, фтанитов и других типов осадочных образований указывает на глубоко-водный характер осадконакопления. Уже отмечалось, что базальты этой эпохи вулканизма по химизму не совпадают с толеитами и тем более с т.н. "примитивными" базальтами океанов. По содержанию K_2O и другим вещественным и структурным признакам рассматриваемые породы относятся к более зрелым разностям базальтов.

К северу, в Карабалтинской зоне достоверных данных о развитии магматитов не имеется. Более того, наличие терригенно-кремнистых отложений в Карабалтинской зоне указывает на их накопление в глубоководных условиях. На юге, в пределах Чаткальской и Нарынской зон накопление терригенно-кремнистых осадков нижнего палеозоя происходило также в относительно глубоководных условиях, на что указывает обилие кремнистых пород, комковатых известняков, градационная слоистость, господство планктонных и нектонных комплексов фауны. По-видимому, в раннем палеозое Чаткальская, Нарынская и Карабалтинская зоны представляли собой пассивные окраины Северно-Тяньшаньской геосинклинальной системы. К северу и югу от этой эвгеосинклинали и ее обрамления располагались платформенные участки на территории современной Муюнкумо-Наратской зоны, Южного Тянь-Шаня и Памира.

Второй пароксизм вулканической деятельности (поздне-геосинклинальная стадия) приходится на конец кембрия и начало ордовика. В Киргизско-Терской зоне продукты вулканизма представлены андезито-базальтовой формацией. Геосинклинальный магматизм в этой зоне завершается в раннем ордовике введением тел плагиогранитов, свидетельствующих о создании единичных блоков новообразованного "гранитного" слоя в рамках этой зоны.

Ордовик-силурийская эпоха (O_2-S_2) магматической активности в Средней Азии резко отличается от предыдущих не только масштабом проявления, но и разнообразием продуктов магматической деятельности. Ее можно подразделить на более короткие

отрезки времени, но общим является господство продуктов орогенного магматизма в Северном Тянь-Шане и его юго-западных отрогах при подчиненной роли начавшегося рифтового и геосинклинального магматизма в северной части Южного Тянь-Шаня.

Орогенный магматизм Северного Тянь-Шаня может быть расчленен на два принципиально-различных типа: эпигеосинклинальный и эпиплатформенный, характеристика которых дана выше. Первый тип свойствен собственно эвгеосинклиналям (Киргизско-Терская зона) и их обрамлению (Чаткальская, Нарынская, Таласо-Каратауская, Карабалтинская зоны); второй — Музнкумо-Наратской, Чилик-Кеминской зонам.

Начало магматической деятельности (раннеорогенная стадия каледонид) в эту эпоху приходится на O_2-3 . Она охватила главным образом структурно-формационные зоны Северного Тянь-Шаня. В собственно эвгеосинклинальных зонах (Киргизско-Терская) проявляется эпигеосинклинальный гранитоидный магматизм (диорит-гранодиоритовая, диорит-гранодиорит-гранитовая, гранитовая формации), а в пределах активизированных частей средних массивов габбро-монзонит-сиенитовая, монзонитовая со своими вулканическими комагматами: базальт-андезит-липаритовой, трахибазальт-трахиандезит-липаритовой формациями. В Чаткальской, Нарынской и Сарыджасской меггеосинклиналях и на территории Кураминских гор, представляющих в это время окраину континента, продукты ордовикского магматизма не фиксируются. Следующий пароксизм магматической активности в Северном Тянь-Шане приходится на силур и не отличается от предыдущего, за исключением того, что ареалы эпигеосинклинального орогенного магматизма расширяются за счет вовлечения территорий Чаткальской, Нарынской и Кураминской зон, где в это время проявляются единичные тела гранитоидов (гранодиоритовая и гранит-лейкогранитовая формации). По-видимому, внедрение лейкократовых гранитов в Киргизско-Терской зоне знаменует собой завершение формирования в ней новообразованной коры континентального типа.

В других СФЗ Северного Тянь-Шаня (Карабалтинская и Таласо-Каратауская) гранитоидный магматизм, видимо, способствует росту гранитно-метаморфического слоя. В Музнкумо-Наратском массиве эпиплатформенный орогенный магматизм является индикатором деструктивных процессов, так как вулканогенные формации локализуются в грабенах, наложенных впадинах.

В Южном Тянь-Шане средний-верхний ордовик характеризуется заложением на меланократовом фундаменте Букантау-Карачатыр-Алайской эвгеосинклинали, чему предшествуют процессы растяжения и извержение щелочных и субщелочных базальтов (ордовик-силурийская елемесаминская свита). К югу в Гиссарском и Зарафшанском хребтах, горах Кульджуктау, представляющих собой в это время континентальную окраину, формируются единичные потоки базальтов, сопровождающихся кислыми вулканитами (базальт-липаритовая формация), которые, по нашему мнению, трассируют северную границу Каракумо-Таджикского палеоконтинента в это время.

В силуре Букантау-Карачатыр-Алайской зоны продолжается мощный базальтовый вулканизм, свидетельствующий о расширении Южно-Ферганского прогиба. К югу от него (Зарафшанский, Гиссарский, Алайский хр.), в районах, представляющих собой окраину континента, магматиты развиты в крайне ограниченных масштабах, а если и есть, то представлены единичными проявлениями кислых эффузивов. Оставшаяся часть (ЮЗ Гиссар, Сев. Памир) в это время представляла собой, вероятно, платформу.

В конце силура и, очевидно, в начале девона (S_2 -Д₁) в полосе хр. Кульджуктау-Зирабулак-Зиаэтдинские горы и басс. р. Ягноб наблюдаются излияния лав оливиновых базальтов, анкарамитов (оливин-щелочно-базальтовая формация, по И. В. Мушкину). В настоящее время продукты этого этапа развития сохранились в виде отдельных фрагментов, но имеющиеся данные (щелочной характер формации, наличие пояса мафитов и ультрамафитов) свидетельствуют о том, что в этой полосе (Каттармай-Ягнобская зона) произошло заложение еще одной более молодой палеорифтовой структуры. К югу от нее, как и в предыдущих случаях, накоплены карбонатные отложения, указывающие на мелководные условия седиментации.

Девонская (раннедевонская) эпоха. Девонская активизация магматических процессов на всей территории Северного Тянь-Шаня и его юго-западных отрогов может быть связана с замыканием каледонид и превращением этой обширной территории в молодую платформу. Магматизм этого периода развит локально. В Киргизско-Терской зоне продукты магматической деятельности представлены трахибазальт-трахиандезитовой формацией (аральская,

талдыбулакская, талдысуйская свиты, D_2). Необходимо подчеркнуть, что если до этого времени весь магматизм зоны развивался в гомодромной последовательности, то в D_2 она решительным образом нарушается, что указывает на процессы деструкции той новообразованной континентальной коры, которая здесь появилась к S_2 .

Девонский вулканизм наиболее полно представлен в Муңкумо-Наратской, Чилик-Кеминской зонах. Отголоски его зафиксированы в Чаткальской, Нарынской и Кураминской зонах в D_1 , где происходит формирование базальт-андезит-липаритовой (D_1 или S_2-D_1), трахибазальт-трахиандезитовой (D_2) и липаритовой (D_3) формаций. Набор этих формаций, особенности их локализации (в грабенах и кольцевых структурах) указывают на дальнейший раскол и усложнение земной коры. Поэтому девонская эпоха для всей складчатой системы каледонид Северного Тянь-Шаня может рассматриваться как время деструктивных процессов.

Карбоновая эпоха характеризуется бурным разнообразным магматизмом, наступившим после относительно спокойного амагматического среднего и верхнего девона. В СФЗ Северного Тянь-Шаня магматизм проявлен слабо, а во многих зонах отсутствует. Специфика магматитов заключается в образовании щелочных, субщелочных формаций и их вулканических комагматов (щелочные и субщелочные габброиды, сиениты, монциты коктурпакского комплекса и др.). Главный ареал развития карбонового магматизма — Южный Тянь-Шань, Сев. Памир и Чаткало-Кураминский регион.

В раннем карбоне наиболее активные магматические процессы проявились в южном секторе Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы (Гиссарский хребет и его юго-западные отроги), когда происходит обособление Байсунской, Мичетлинской и, вероятно, Южногиссарской зон. Заложению сравнительно узких трогообразных геосинклинальных зон предшествует рифтогенез (Яккабаг-Чакчар-Хандизинский и Кайрак-Сурхантауский грабены), между которыми располагается Чакчар-Байсунский стабильный блок. Рифтовый этап в этих зонах представлен оливин-щелочно-базальтовой и габбро-диабазовой формациями (юг хр. Сурхантау и Байсунтау), а также наземной молассоидной формацией (зоиская свита и ее аналоги).

Геосинклинальный этап развития охватил небольшой отрезок времени (от C_1 до C_2). Специфика геосинклинального магматизма названных выше зон следующая. В прогибах, заложенных на докембрийском субстрате (Байсунская зона), мощно развивается кюлий вулканизм при подчиненном значении основного (вахшиварская и ходжирбулакская свиты, соответствующие базальт-дипаритовой формации). В таких зонах, как Мечетлинская, подвергнутых значительному расколу, бурно развивается базальтовый вулканизм и сопряженные с ним мафиты и ультрамафиты (Кундаджуаз, Захча).

Аналогично развивается и Калайхумб-Сауксайская зона Северного Памира, что неоднократно отмечалось разными исследователями.

Геосинклинальный магматизм в эвгеосинклинальных зонах Южного Тянь-Шаня заканчивается внедрением габбро-плаггиогранитной или диорит-плаггиогранитной формаций (Тамдытау, Лосский, Ханакинский массивы в Южном Гиссаре).

Во второй половине среднего карбона (C_2) в пределах Южного Тянь-Шаня наступает орогенный этап развития герциниды. Уже отмечалось, что в это время выделяется два типа орогенного магматизма: эпиплатформенный, свойственный Кураминской зоне, и эпигеосинклинальный, характерный для Чаткальской зоны и для всей Южно-Тяньшаньской складчатой системы и Сев. Памира.

Раннеорогенная стадия (C_2) в Южном Тянь-Шане характеризуется внедрением габбро-диорит-гранитовой и диорит-гранодиоритовой формаций (Гиссарский плутон, Бокалинский массив, Аткамарский комплекс Зирабулак-Зиатдинских гор). Позднеорогенная стадия (C_3 - P_1) характеризуется внедрением гранит-лейкогранитовой, лейкогранитовой, нефелин-сиенитовой формаций. Характеристика основных черт эпигеосинклинального гранитоидного плутонизма дана выше.

Необходимо подчеркнуть некоторые латеральные особенности размещения гранитоидов. В частности, от эвгеосинклинали (Букантау-Карачатыр-Алайская зона) на юг резко нарастает их объем и натровые гранитоиды (тоналит-тройдемитовая формация) сменяются кали-натровыми и калиевыми. При анализе

вертикальных рядов орогенных эпигеосинклинальных гранитоидов видно, что карбоновая эпоха, вторая после O_2-3 , — эпоха полного цикла гранитообразования. Стадийность эпиплатформенного орогенного магматизма, интенсивно проявившегося в Кураминской зоне, четко совпадает с таковой Южного Тянь-Шаня, но наборы формаций и условия локализации принципиально иные. Так, раннеорогенная стадия в Кураминской зоне начинается образованием трахибазальтовой (Тереклинский грабен), базальт(трахибазальт) — андезит-дацитовый (Алмалыкский, Шавас-Дукентский грабены) формаций и комагматичных им габбро-монзонит-сиенитовой (S_2 , Текешский, Алмалыкский массивы) и габбро-диорит-адамеллитовой формаций (Кармазарский комплекс). Позднеорогенная стадия (P_{I-2}) характеризуется формированием кольцевых и рифтовых структур, локализирующих трахибазальт-трахиандезитовую и липаритовую формации. Таким образом, установленная для Северного Тянь-Шаня временная сопряженность эпигеосинклинального орогенеза и раскола и раздвига окружающей рамы, находит подтверждение и в карбоне.

К проблеме альпинотипных ультрамафитов

Установлено, что ультрамафитовые образования Средней Азии входят в состав габбро-перидотитовой, дунит-пироксенит-габбровой и пикрит-габбро-диабазовой формаций. К габбро-перидотитовой относится подавляющая часть массивов и тел ультрамафитов, именуемых в литературе альпинотипными. Они сложены довольно однообразным комплексом пород, среди которых преобладают апогарцбургитовые серпентиниты, распространены в виде узких протяженных линейно-вытянутых цепочек и поясов вдоль зон глубинных разломов в эвгеосинклинальных зонах Тянь-Шаня и Северного Памира. Встречаются они также в срединных массивах и выступах докембрийского фундамента. В целом надо отметить сравнительно небольшие масштабы проявлений ультрамафитов и незначительную насыщенность ими геосинклинальных систем Средней Азии.

Наиболее сложная проблема в настоящее время — решение вопроса о происхождении и возрасте альпинотипных ультрамафитов. Современная ситуация такова, что возраст одних и тех же массивов и тел серпентинитов, по данным разных исследователей, варьирует в широких пределах от раннего докембрия до верхней перми включительно.

По вопросу о происхождении альпинотипных ультрамафитов Средней Азии существуют гипотезы, из которых преобладают две: о магматическом их генезисе и о протрузивном внедрении ультрамафитовых блоков в земную кору. Обсуждение интрузивной или протрузивной природы ультрамафитов Средней Азии без дополнительных геолого-петрологических исследований беспредметно. Следует обратить внимание на строгую пространственную и, очевидно, парагенетическую сопряженность ультрамафитов с ареалами раннегеосинклинальных базальтоидов во всех эвгеосинклинальных зонах Тянь-Шаня и Памира и на локализацию их в зонах глубинных разломов, служащих магмовыводящими структурами, вдоль которых фиксируются субвулканические и жерловые фации базальтов, в том числе пикритоидных. Несомненно, что такая связь не случайна и, по-видимому, она имеет глубокие генетические корни, указывает на явления рифтогенеза и высокую проницаемость тех или иных зон земной коры. Необходимо также отметить, что для некоторых серпентинитовых массивов Южного Тянь-Шаня и Северного Памира отдельными исследователями установлены интрузивные контакты с вмещающими их толщами, что позволяет объяснить генезис ультрамафитов с привлечением механизма интрузий ультраосновного состава.

К сожалению, надежная аргументация возраста серпентинитовых массивов отсутствует. В Южном Тянь-Шане единственным бесспорно установленным фактом, определяющим верхнюю возрастную границу ультрамафитовых интрузий, следует считать присутствие галек серпентинитов и связанных с ними габброидов, а также зерей хромшпиделицов в конгломератах московского и песчаниках башкирского ярусов среднего карбона.

Альпинотипные ультрамафиты Средней Азии условно можно объединить в три возрастные группы. Первая — это раннепротерозойские ультрамафиты срединных массивов Северного Тянь-Шаня (Актюзский блок в Муюнкумо-Наратской СФЗ и Касансанский в Чаткальской СФЗ); вторая — позднепротерозойские в отдельных выступах докембрийского фундамента Северного и реже Южного Тянь-Шаня; третья — среднепалеозойские, приуроченные к ранним герцинидам в палеорифтогенных структурах Южного Тянь-Шаня

(от раннего силура до раннего карбона) и Северного Памира (ранний карбон).

Для ультрамафитов первых двух групп установлена парагенетическая связь с древними метаморфизованными вулканитами metabазальтовой формации раннего и позднего протерозоя, что позволяет предположить наличие в докембрии Средней Азии древних тектоно-магматических циклов, начинавшихся, очевидно, рядом раннегеосинклинальных вулканогенных формаций и интрузиями альпинотипных ультрамафитов.

Третья группа ультрамафитов, как указывалось, тесно связана с герцинскими раннегеосинклинальными натровыми и щелочно-оливиновыми базальтоидами. Это позволяет определить их возраст, а точнее нижнюю возрастную границу по времени образования основных вулканитов, т.е. датировать их в соответствии с возрастом конкретных вулканогенных свит, не исключая при этом возможности, что ультрамафиты могут быть несколько моложе или древнее последних.

В свете сказанного становится понятным присутствие разновозрастных ультрамафитов в одной и той же СФЗ, что нашло отражение на "Карте" и "Схеме корреляции магматических формаций". Однако, действительно ли альпинотипные ультрамафиты в отдельных СФЗ Средней Азии являются разновозрастными или нет можно будет с уверенностью сказать лишь тогда, когда будут найдены надежные критерии различия однотипных серпентитов или разработаны методы определения их абсолютного возраста.

Итак, Тянь-Шань и Памир представляют собой провинцию, где магматические процессы проявились во всем своем разнообразии (геосинклинальный, платформенный, орогенный, рифтовый типы магматизма). Не все из них исследованы удовлетворительно. Если учесть, что современный металлогенический облик Тянь-Шаня определяется орогенными формациями, нетрудно себе представить те перспективы, которые могут открыться в связи с тщательным и целеустремленным исследованием платформенного, геосинклинального, рифтового магматизма.

Приведенный материал показывает, что на большей части Средней Азии к рифею была сформирована кора континентального типа, доказательства приведены выше. Очевидно, что фор-

мирование отмеченной рифейской коры континентального типа было неодновременным, о чем свидетельствует несколько групп докембрийских гранитоидов. В связи с изложенным естественно полагать, что палеозойская история развития земной коры была направлена на усложнение и преобразование этой континентальной коры, за исключением площадей, занятых эвгеосинклиналями.

Фанерозойские геосинклинально-складчатые сооружения Тянь-Шаня и Памира сформировались в результате раскола и раздвига палеозойской континентальной окраины. Однако, масштабы раздвига оценить не всегда возможно. Но, исходя из размеров ареалов базальтового вулканизма, нетрудно убедиться в сравнительно незначительных масштабах этого явления. Хотя эвгеосинклинальные зоны и закладываются на меланократовом фундаменте, авторы стремились преднамеренно не употреблять термины "океаническая" кора и "океаническая" стадия применительно к ним. Дело не только в существенных петрологических, геохимических отличиях океанических магматитов от их континентальных аналогов, но и в том, что употребление этого термина неизбежно должно повлечь за собой факт признания крупных океанических бассейнов в фанерозое Тянь-Шаня и Памира, что решительно противоречит имеющимся данным.

Раскол и раздвиг древней континентальной коры имели направленный характер. В рамках фанерозоя этот процесс постепенно смещался с севера на юг (от позднего рифея-венда на севере до раннего карбона и перми на юге). При этом надо иметь в виду, что при процессах рифтогенеза и обнажения меланократового фундамента отдельные блоки оставались на месте, иными словами, раздвиг не был "стерильным" (Гармский блок, например). Это обстоятельство оказывало существенное влияние на характер и тип магматизма соответствующих эвгеосинклинальных зон, не только в геосинклинальный, но и в орогенный этап их развития.

Исходя из анализа вертикальных и латеральных рядов палеозойских магматических формаций в структурно-формационных зонах Тянь-Шаня можно выделить два стиля развития земной коры: а) конструктивный и б) деструктивный. Первый, вероятно, преобладал в докембрии. Докем-

Брийский магматизм, как показывает имеющийся материал, носил более региональный характер. Его формации, в частности, метабазальтовая, мигматит-гранито-гнейсовая, характеризуется "сквозным" развитием во всех зонах Тянь-Шаня и Памира. В палеозое такой стиль характерен для эвгеосинклиналей (Киргизско-Терской, Букантау-Карачатыр-Алайской, Мечетлинской, Калайхумб-Сауксайской). Магматические формации характеризуются гомодромной последовательностью. Именно для таких эвгеосинклинальных зон справедлив тезис о том, что массовые вспышки гранитоидного магматизма в них проявляются единожды, свидетельствуя о создании зрелого гранито-метаморфического слоя ($R; O-S; C_S-P_I; P_I;$).

Деструктивный стиль развития направлен на усложнение и разрушение древней континентальной коры. Магматические процессы в этих зонах характеризуются ритмически-пульсационной и антидромной эволюцией. Деструктивный стиль развития земной коры характерен для Мушкунго-Наратского и Фергано-Кураминского срединных массивов. Комплексный анализ геологического строения и геофизических материалов с применением алгоритма "СОС-ВЕНЕРА" показывает, что эпиплатформенный орогенный магматизм не приводит к наращиванию коры (мощность ее, как правило, меньше, чем в геосинклиналях), а способствует ее расколу. На это указывает серия среднекарбонных и пермских грабенов, внутри которых образуется система периферических магматических камер. Реликты последних фиксируются в геофизических полях как "высокоскоростные" аномалии и, судя по ксенолитам, сложены различными габброидами. Общий объем их в Кураминской зоне 48-50 тыс. куб. км. Поэтому в первом приближении можно говорить о "базификации" земной коры, созданной к рифею в этих районах.

Взаимосвязь упомянутых стилей в истории развития рассматриваемого региона еще не изучена и может быть намечена в самых общих чертах. Вероятно, начало орогенного воздымания в эвгеосинклиналях ($O-S$ в Киргизско-Терской зоне) вызывает рифтогенез (O_{2-3} в Букантау-Карачатыр-Алайской зоне) в его обрамлении. Показательно, что образующиеся при этом рифтогенные структуры параллельны простиранию орогенов.

Вопросы типизации земной коры континентального типа сейчас являются предметом оживленной дискуссии. Имеющийся материал по магматизму позволяет выделить следующие разновидности континентальной коры: а) с новообразованным "гранитно-метаморфическим" слоем, созданным в $O-S'$ и C_3-P_1 - свойствен для палеозойских эвгеосинклинальных зон; б) базифицированная в $O-S, C_1, C_3-P_1$ кора, свойственная для обрамления срединных массивов, примыкающих к эвгеосинклиналиям; в) первичная древняя кора, сохранившаяся в некоторых регионах Средней Азии (Касансайский и Гармский блоки, Курговатская зона, юго-западный Памир); г) земная кора с нарастившимся гранитно-метаморфическим слоем, свойственна для мезогеосинклиналей - окраин континентов.

Э.В.Поляркова, А.А.Кустарникова,
Я.С.Висьневский, А.Х.Халматов,
А.В.Головко

ПИКРИТЫ И КОМАТИТЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

ТашПИ, ИГиГ АН УзССР

Впервые о пикритах в Средней Азии упомянул В.Н.Вебер в 1934г. При последующем изучении постоянно фиксировалась дендритовая, дендрито-вариолитовая, скелетная и "спинифекс" структуры главной массы этих пород. В 1978г. А.А. Кустарникова описала дендрито-вариолитовую (скелетную, пегматоидную) структуру в базальтах щелочно-оливинбазальтовой формации, прослеженной ею от Букантау на западе до Карачатыра на востоке. С этими базальтами ассоциируют почти все описанные выходы пикритов. Таким образом, выяснилось, что скелетная структура "спинифекс" и ее "модификации" не являются исключительной принадлежностью коматиитов и поэтому нет необходимости переименовывать пикриты со спинифекс структурой основной массы в коматииты, как это делают Н.П.Михайлов и В.В.Баранов.

Мы полагаем, что в столь петрохимически близких породах, как пикриты и коматииты, следует строго разграничивать понятия "спинифекс структура породы" (для коматиитов) и "спинифекс структура основной массы" (для пикритов и базальтов). Отметим, что

Несбит в западноавстралийских "фигурных перидотитах", соответствующих коматитам (сам он этот термин не употребляет), выделил тип структуры и породы "порфирито-спинифекс" с изометричными скелетными вкрапленниками оливина.

Подобная структура пород имеется в ур.Сартале (Южная Фергана) - в лавовых потоках вулканогенно-осадочной толщи девица.

Под микроскопом она представляется микропорфировой с размером вкрапленников от 0,05 до 0,5 мм, иногда до 1мм. Вкрапленники принадлежат исключительно оливиуму, нацело серпентинизированному и погруженному в бурую деидритовую основную массу. Форма вкрапленников идеально идиоморфная, но вместе с тем скелетная. Они представлены только тонкой наружной оболочкой, от которой нередко отходят причудливые отростки. Много также автономных вытянутых лучей, состоящих из цепочек мельчайших скелетных зернышек оливина (серпентина).

Теперь, когда найдены в Южном Тянь-Шане ультрамафиты, полностью соответствующие определению коматит, следует остеречься от переименования пикритов со спинифекс структурой основной массы в коматиты даже с целью повышения перспективности на никель. Тем более, что, как указал еще Розенбуш, пикриты сами по себе обладают повышенной никеленосностью.

И.Х.Хамрабаев, В.И.Айзештат

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И ФОРМАЦИИ МАЛЫХ
ИНТРУЗИЙ
(НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ)

ИГиГ АН УзССР

Термин "малые интрузии" (МИ) многие исследователи используют лишь для отражения небольшого размера интрузивных тел, не вкладывая в это понятие генетический смысл. Между тем значительная часть таких тел не имеет тесных связей с крупными гранитоидными плутонами и вулканогенными формациями и носит черты самостоятельных образований. Такие интрузии предлагается относить к автономным формационным типам. Общая черта формаций самостоятельных малых интрузий (ФМИ) - относительно поздний возраст

(в сравнении с формациями вулканитов и крупных интрузивов), приуроченность к дизъюнктивным структурам консолидированных областей, малая глубина становления, часто порфировая или порфировидная структура. Наряду с указанными обособляются внешние сходные с ФМИ тела, генетическая и формационная общность которых с крупными плутонами гранитоидов или вулканическими ассоциациями не вызывает сомнения. Таким образом, в герцинском тектонико-магматическом цикле на площади республики выделяются три генетических типа или группы мелких интрузивных тел.

А. Связанные с вулканизмом МИ (вулканогенные МИ);

Б. Отщепленные от гранитоидных плутонов мелкие тела (схизолиты);

В. Генетически самостоятельные формации МИ (ФМИ).

Группа А распространена в вулканических ареалах (преимущественно в вулкано-тектонических структурах типа грабенов, кальдер, кольцевых разломов). Различаются субэффузивные, экстрезивные и субвулканические интрузивные тела разнообразного состава и возраста, тесно связанные с геосинклинальным, орогенным и платформенным вулканизмом. В Южном Тянь-Шане это мальгузарский, сармический комплексы (силлы, дайки и штоки габбро-диабазов и долеритов), дайки, штоки, некки диабазов, кварцевых порфиров в дауташской и алтыаульской вулканогенных свитах (0 - S), сиенито-диорит-порфиритов, гранодиорит - и гранит-порфиров в каракутанской (S₂-D₁ или D₂), зенгебобинской (D₁₋₂), чарновинской, яккабагской, карасанской, каратагской, огузтауской толщах и свитах C₁ и C₂. На западе Среднего Тянь-Шаня вулканогенные МИ образуют субвулканические тела трахибазальт-трахиандезитовой (C₁), базальт-андезит-дацитовый (C₂), трахибазальт-трахиандезит-дацитовый (P₁) и липаритовой P₂ (кызылнуринского, чилтенского, бабайтагского и др. типов) формаций. Характерны одиночные дайки (в том числе кольцевые), дайкообразные и штокообразные интрузии, некки, силлы, лапполиты, этмолиты, экстрезивно-эффузивные купола, жерла и др. тела "эффузивоподобного" облика, часто мелкозернистого, афирового, сериально-порфирового, мелко-порфирового сложения, близкие по составу и структуре базиса к эффузивной фации (части микролиты и обломки минералов, стекловатые, сферолитовые структуры, флюидальная и атакситовая текстуры, миароловые пустотки и др.). Приконтактные изменения в МИ обычно

отсутствуют. В Среднем Тянь-Шане с вулканогенными ММ пространственно ассоциируется кварц-золоторудное, серебро-полиметаллическое, полиметаллическое, медно-висмутовое, флюоритовое, алунитовое и редкометальное оруденение, а в Южном Тянь-Шане серно-колчеданное, медно-колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Группа Б характерна для орогенных гранитоидных массивов Южного Тянь-Шаня. Маломощные непротяженные жилы, дайки, силлы, представленные микродиоритами, диорит-порфиридами, гранит-порфиридами, лампрофирами, аплитами, и пегматитами, образуют локальные скопления в ослабленных зонах и трещинах материнских плутонов. Они являются жильными дериватами этих плутонов (схизолитами) и близки к ним по минералогическому и вещественному составу, но несут признаки образования при более низких P-T условиях. Внешний облик многих схизолитов, апофиз и сателлитов близок к породам эдзоконтактов крупных плутонов. Показательно присутствие темноцветных минералов в главной массе отщепленных мелких интрузий. Самостоятельная металлогеническая роль схизолитов обычно не проявлена, если не считать незначительной редкометальной и кварц-полевошпатовой минерализации в пегматитах.

Группа В проявилась в позднеорогенную (консолидационную) и платформенную (постконсолидационную) стадии герцинского цикла. В нее входят следующие формации: кварц-диорит-монзонит-гранодиорит-порфириды (P_1-P_2); долерит-диабазовых порфиритов (P_2); фельзит-гранит-порфириды (P_2); кварцевых монзонит и сиенит-порфиритов (P_2 или P-T). Интрузии трех последних формаций внедрились в близком возрастном интервале и имеют сложный характер возрастных взаимоотношений. Гомодромность, полнота и завершенность не характерны для всех ФМИ. Также показательны неустойчивый (нередко гибридный) состав, монзонитоидная тенденция его эволюции, отчетливо проявленные в ФМИ среднего и умереннокислого состава. Все представители ФМИ имеют региональный характер распространения (Кураминский, Чаткальский хребты, горы Моголтау, Сурхантау, Байсунтау, Кугитагтау и др.) и развиты за пределами орогенных гранитоидных плутонов и во времени оторваны от них на 30-40 млн. лет. Разумеется, они оторваны также от

вулканической деятельности, что подтверждает присутствие ФМИ в Чаткало-Нарынской и Байсунской зонах, где молодой вулканизм не проявился. ФМИ локализованы в зонах протяженных разрывных нарушений, глубинных разломов, в областях блоковых поднятий. Обычно они концентрируются в региональные пояса (Бурачирский, Моголтауский и др.), образуя рои, пучки, поля, серии. Мощность отдельных тел ФМИ P_1 - P_2 возраста варьирует от 200-500 м до 5-30 м, а отношение суммарного объема вкрапленников к основной массе (%) - 0,5-0,9, тогда как в более молодых формациях эти цифры равны соответственно 0,5-6,0 и 0,8-0,4.

В металлогении P_1 - P_2 формации преобладают медь, молибден, свинец, цинк, флюорит, золото, вольфрам. Первостепенное значение в Кураминской структурно-формационной зоне приобретает прожилково-вкрапленное медно-молибденовое с золотом оруденение, в Чорухдайроиском рудном поле и Южном Янгикане (Моголтау), скарны (жидоскарны) и кварц-полевошпатовые породы (апограниты) с шеелитом и молибденитом. С более поздними породами формации нередко ассоциирует молибденовое и полиметаллическое оруденение. С наиболее молодыми (P_2) и кислыми ФМИ связаны проявления флюоритовой, висмутовой, полиметаллической, золото-серебряной, оловорудной и др. минерализации.

Авторы во избежание путаницы малыми интрузиями рекомендуют называть именно эту самостоятельную формацию (группу В). Остальные группы (А и Б) предлагается называть просто мелкими интрузивными телами или схизолитами. На карте магматических формаций (1 : 500000), на других картах или схемах мелкого масштаба целесообразно наносить площади распространения самостоятельных малых интрузий, оконтуривая их жирными точками, обозначая индексами в них лишь более крупные тела (например, в СВ-части Моголтау). На крупномасштабные карты следует, по возможности, наносить отдельные тела, оконтурив также общие площади их развития.

Г.Б.Ферштатер

О ПРИНЦИПАХ ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ
СЕРИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД
ИГТ УНЦ АН СССР

В основу предлагаемого формационного расчленения положено представление о наличии двух крупных групп магматических пород: плутонической и вулкано-интрузивной. В конце 60-х годов нами совместно с Д.С.Штейнбергом были выделены граниты двух типов: плутонические водные коровые граниты абиссальной фации, лишённые вулканических комагматов, и маловодные, гип- или мезоабиссальные по уровню кристаллизации высокотемпературные граниты, которые могут сопровождаться эффузивами. Исследования последних лет показали, что это лишь частный случай общей закономерности, которая заключается в том, что существует не только гранитные плутонические породы, но и плутонические базиты (габброиды), отличающиеся от всех типов базальтов повышенным содержанием магния, кальция, хрома, никеля и низким содержанием титана, железа, ванадия, цинка, редких земель, иттрия, циркония, и других литофильных редких элементов.

Плутонические габброиды широко распространены в офиолитовых комплексах и в других типах ассоциаций, где развиты гипер-базиты, и обнаруживают с последними геологическую связь. Альтернативную группу составляют габбро, являющиеся интрузивными аналогами базальтов и имеющие общие с ними особенности вещественного состава (габброиды вулкано-интрузивной группы). Габброиды этой группы преобладают среди интрузий, сопровождающих траппы и другие мощные проявления базальтового магматизма, а также среди габбро, образующих единые серии с разнообразными по составу гранитоидами и сиенитоидами. Такие серии представляют собой интрузивные аналоги базальт-андезитовых, базальт-дипаритовых и базальт-трахитовых комплексов.

Таким образом, плутоническую группу магматитов представляют габброиды, ассоциированные с гипербазитами (прежде всего альпинотипные габброиды офиолитовых комплексов) и палингенные водные граниты, т.е. породы, являющиеся производными двух главных групп первичных магм соответственно мантийного и корового

происхождения. Те и другие породы объединяет отсутствие непосредственных вулканических комагматов.

В вулкано-интрузивную группу (если исключить редкие щелочные породы) входят производные различных типов базальтовых, андезитовых и более кислых магм. Природа этих магм в настоящее время обсуждается. Исследователи все больше склоняются к тому, что эти магмы не первичные. В частности, предполагается, что исходной магмой для океанических толеитов служила более основная пикритового типа и т.д.

Петро- и геохимические особенности различных базальтовых и андезитовых магм накладывают отпечаток на всю серию производных от них пород, что позволяет выделить, как и Л.В. Таусоном для гранитов, габбро-гранитоидные серии, производные от примитивных океанических толеитов (габбро-плагиогранитная формация), различных континентальных и островодужных толеитов (малокалиевые и кали-натровые габбро-гранитоидные серии), известково-щелочных и щелочных базальтов (габбро-граносиенитовые и габбро-сиенитовые серии). Континентальная орогенная андезитовая магма дает начало тоналит-гранодиоритовой группе формаций с различным содержанием калия, определяющимся глубинным строением подвижного пояса, а латитовая - монцодиорит-гранитной формации, характерной для завершающих этапов развития.

Перечисленные типы серий обладают специфической геологического положения и четкой геохимической специализацией и по этому признаку обычно хорошо диагностируются.

Г.Б.Ферштатер, В.И.Смирнов
 ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИЧИН НЕЗАВЕРШЕННОСТИ
 ЭВОЛЮЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИЙ
 ИГТ УНЦ АН СССР

Гранитоидные серии характеризуются различным соотношением гранитов, с одной стороны, и гранитоидов повышенной основности - гранодиоритов, тоналитов, кварцевых диоритов, с другой. Это дало основание Э.П.Изоху выделить серии с завершенным (массовое развитие гранитов) и незавершенным типом развития. Эволюция последних завершается гранодиоритами, а граниты присутствуют обычно в виде небольших жильных тел.

Петрохимическое изучение показало, что наиболее близкие к гранитам и предшествующие им по времени образования породы — гранодиориты. В завершенных и незавершенных сериях они различаются по химическому составу. В незавершенных сериях гранодиориты характеризуются соотношением главных компонентов гранита — альбита, ортоклаза и кварца, отвечающим кварц-щелочнополевошпатовой котектике. На диаграмме $Ab - Q - Or$ их фигуративные точки образуют единые поля с гранитами. Примерно с 60% кремнезема всем породам таких серий свойственно единое кварц-щелочнополевошпатовое отношение, такое же, как в предельных гранитах, и гранодиориты отличаются только меньшим общим содержанием нормативного альбита, ортоклаза, кварца и соответственно повышенным количеством железо-магнезиальных компонентов и анортита.

Иная картина наблюдается в сериях с широким развитием гранитов и плагиогранитов. В таких сериях гранодиориты заметно обособляются на диаграмме $Ab - Q - Or$ от предельных по содержанию кремнезема гранитов из-за меньшего отношения $Q / Ab + Or$, не достигая кварц-щелочнополевошпатовой котектики. От гранитоидов из незавершенных серий они отличаются повышенной щелочностью и соответственно более низким содержанием нормативного кварца.

Выявленные особенности химического состава гранодиоритов в завершенных и незавершенных сериях, по-видимому, могут объяснить сам факт наличия этих двух типов серий. В незавершенных сериях гранодиориты имеют соотношение легкоплавких компонентов — альбита, ортоклаза и кварца — близкое к кварц-щелочнополевошпатовой котектике, т.е. к граниту, и неспособны в силу этой "предельности" своего состава в больших масштабах продуцировать гранит, последующий (и последний) член серии.

Действительно, как было показано ранее, гранитоиды, промежуточные по составу между габбро и гранитом, представляют собой котектику: химические минералы — плагиоклаз, растворенную в смеси гранитных компонентов, главным образом кварца и щелочного шпата. В том случае, когда соотношение этих компонентов достигает кварц-щелочнополевошпатовой котектики, т.е. температурного минимума, расплав кристаллизуется и его дальнейшая эволюция прекращается.

В завершенных сериях гранодиориты отличаются от гранитов соотношением легкоплавких компонентов, они более высокотемпературны и имеют возможность эволюционировать до наиболее низкотемпературного предельного гранитного состава.

Взаимосвязь масштаба проявления гранитов и состава гранодиоритов обусловлена, по-видимому, составом исходной магмы. Более известковистые базальтовые и андезитовые магмы в процессе эволюции достигают котектического кварц-щелочно-полевошпатового отношения при меньшем содержании кремнезема, чем серии несколько повышенной щелочности.

В.Г.Гарьковец, Г.Б.Ферштатер,
З.А.Юдалевич, М.С.Рапопорт

ВОЗРАСТНАЯ, ФОРМАЦИОННАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ
КОРРЕЛЯЦИЯ ИНТРУЗИВНЫХ
КОМПЛЕКСОВ ТЯНЬ-ШАНЯ и УРАЛА

МГ УзССР, ИГГ УНЦ АН СССР, ПГО "Уралгеология" МГ РСФСР

1. Представления об Урало-Тяньшаньском складчатом поясе как едином структурном элементе тектоносферы получили развитие в трудах В.Г.Гарьковца (1964-1974), И.Х.Хамрабаева (1964-1969), А.А.Абдулина (1966-1969) и др. В.Г.Гарьковец впервые рассматривает этот пояс состоящим из следующих сквозных структурно-формационных (металлогенических) зон, характеризующихся общностью истории геологического развития и набором хронологически близких литологических, магматических и рудных формаций: 1 - Магнитогорско-Гиссарская, 2 - Мугоджаро-Алайская, 3 - Иргиз-Тамды-Надирская, 4 - Зауральско-Букантауская, 5 - Денисовско-Карачатырская, 6 - Кустанайско-Кураминская. Сопоставления магматических образований носили в этих работах главным образом характер экстраполяции на уровне признаков родового сходства. В итоге крупномасштабных геологических съемок, тематических и научных исследований, выполненных в течение последних 15 лет, появилась возможность углубленно проанализировать магматиты Урала и Тянь-Шаня. В докладе производится сопоставление видовых особенностей магматических ассоциаций Урала, Южного и Юго-Западного Тянь-Шаня.

циаций Урала, Южного и Юго-Западного Тянь-Шаня.

2. Развитие Урало-Тяньшаньской складчатой системы как единой тектоно-магматической структуры началось в позднем докембри и в обоих сравниваемых регионах обозначено сходными гипербазитовыми, габбро-плагиогранитовыми и гранито-гнейсовыми ассоциациями.

В раннем - начале среднего палеозоя части наметившейся ранее сквозной структуры развивались автономно: уральская часть пояса как эвгеосинклинальная область, тяньшаньская - частью как миегосинклинальная, частью как квазиplatformенная. При этом Восточный склон Урала, Мугоджары и Султануиздаг представляли собой, вероятно, единый эвгеосинклинальный бассейн.

Вновь и наиболее полно признаки общего развития Урала и Тянь-Шаня начинают проявляться в конце среднего - начале верхнего палеозоя, когда Урал представлял собой активный магматический регион, в котором формировались ассоциации габбро-диорит-плагиогранитового, габбро-диорит-гранитового, тоналит-гранодиоритового, гранодиорит-гранитового и монцодиорит-гранитового формационных типов, а в Тянь-Шане после в целом спокойного амагматического девонского периода интрузивная деятельность также довольно резко активизировалась. Из коррелируемых ассоциаций этого времени укажем габбро-диорит-плагиогранитовые золото- и меденосные тахазыский (Тянь-Шань) и валерьяковский (Урал) комплексы, габбро-диорит-гранитовые кульдзуктауский, аткамарский, зарафшанский комплексы (Тянь-Шань), косогорский и ранние габбро-гранитоидные комплексы магнитогорской серии (Урал), монцодиорит-гранитовые каттаичский и тозбулакский (Тянь-Шань), степинский и султаевский комплексы (Урал). Важным представляется возрастное и формационное соответствие мачетлинского комплекса (Тянь-Шань) и поздних комплексов магнитогорской серии (Урал), поскольку в связи с первым из них недавно выявлено скарново-магнетитовое оруденение, уступающее по масштабам развития магнитогорскому.

По вещественному составу и металлогеническим особенностям хорошо коррелируются золотоносные интрузивные комплексы тоналит-гранодиоритового и гранодиорит-гранитового формационных типов. Во времени они несколько смежны: уральские тургойский, пластовский, зауральский и ранние комплексы верхисетской и каменской серий образованы в позднем девоне - раннем карбоне, южнотянь-

шаньские бокалинский и коптатаоский — в среднем карбоне.

В конце среднего карбона произошла общая инверсия Урало-Тяньшаньского складчатого пояса. Зоны поднятий с развитой и мощной анаэробической корой реагировали на нее главным образом альпийской складчатостью, сопровождаемой в купольных структурах регионально-плутоническим метаморфизмом, с которым оказались связанными водные и умеренно водные палингенические гранитоиды гранитового формационного типа (каверихинский, вардамовский, гаевский, самарский, дяблыско-адуйский, заречный и другие комплексы на Урале, дарасайский, тымовский, шураковский, каратюбе-зирабулакский, гатчинский, кетменчинский и др. — в Тянь-Шане). Зоны со смешанным фемическо-анаэробическим составом коры, в геологическом развитии которых доминировали негативные тенденции, характеризуются комплексами адамеллит-гранитовой формации (ахуновский и наследницкий комплексы Урала, тиссаровский, гурмаковский, северо-тамдынский, сарытауский и другие комплексы Тянь-Шаня). Породы этих формаций интересны как несущие разнообразное редкометальное оруденение. Одновозрастными и редкометальными являются также комплексы гранит-лейкогранитового формационного типа, завершающие на Урале и в Тянь-Шане орогенную стадию складчатого пояса.

Интрузивные ассоциации Урала оказались в металлогеническом отношении менее плодотворными (чем их тяньшаньские корреляты), что, возможно, обусловлено их предьсторией с широким развитием эвгеосинклинального базитового магматизма или отличиями в геохимической специализации мало изученных осадочных формаций.

3. Возрастное и формационное соответствие ряда интрузивных комплексов окрестных урало-тяньшаньских зон имеет большое металлогеническое значение и должно быть использовано для решения прикладных задач в качестве одного из важных ориентиров при организации поисков оруденения уральского типа в Тянь-Шане, а тяньшаньского — на Урале.

В.И. Айзекштат, Х.У. Узаков,
Р.Н. Рахимбердиев

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗАКРЫТЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЮГА
ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ (БУХАРСКАЯ И АМУДАРЫНСКАЯ СТУПЕНИ,
УзССР)

ИГиГ АН УзССР, МГ УзССР

Магматические формации закрытых территорий грубо концентрируются в три ареала, соответствующие Газлинскому, Каганскому и Мубарекскому плутонам. По вещественному составу и петрографическим особенностям они близки к магматитам обнаженных площадей Южно-Гиссарской и Мечетлинской зон.

1. Древнейшей на площади является тоналит-гнейсовая (PR?) формация. Это очковые биотит-олигоклаз-гранатовые гнейсы Карабаира, Кухнигумбаса, Курбанали (ультраабиссальная фация), условно параллелизуемые с Сурхантау-Байсунским и Айлянгарским комплексами.

2. Геосинклиальная малокадиевая базальт-липаритовая формация (C₁) широко развита в зонах глубинных разломов в пределах Каганской структуры (Шурчи, Джарнак, Акджар), отчасти в Сев. Мубареке, Газли (Учкыр), на востоке (Юж. Сарыч, Джилимчи, Шураган) и западе (Юж. Аузбай) площади. Представлена мидалекаменными афировыми базальтами, диабазами, псаммитовыми туфами и лавами порфировых дацитов и липаритов. Формация параллелизуется с вахшварской свитой открытых территорий.

3. Раннеорогенный ряд формаций представлен локально распространённой (Сев. Камаш, Учкыр) андезит-дацитовая формацией (C₂), включающей туфы и флюидалные лавы дацитов, андезито-дацитов и андезитов (в том числе гиалоандезитов) с отчетливо К - Na типом щелочности. Сопоставима с заркуинской, чинарсайской, суффийской свитами и замгурудским комплексом открытых территорий (Юж. Гиссар).

4. Как раннеорогенная выделена габбро-диорит-гранодиорит (тоналит)-(плагдио)гранитовая формация (C₂), представленная гипабиссальными и мезоабиссальными интрузиями и блок-ксенолитами среди верхнекарбонных гранитоидов в пределах Мубарекской

(Майдаджой, Майдкара, Шуртепа, Карабаир, Шуррай, Акджар, Байбурак), Газлинской (Рометай, Ташкудук, Кимирек) и Каганской (Мамаджургаты, Джаркак, Акджар) структур. Формация тесно сопряжена в пространстве с вулканитами ниже-верхне-карбового возраста. Ранние фазы представлены габбро-диоритами, горнблеидитами, диоритами, кварцевыми диоритами, главная фаза - амфибол-биотитовыми тоналитами, гранодиоритами, в краях массивов - монцититами и монцидиоритами, поздняя фаза - лейкоплаггиогранитами, редко встречаются мелкозернистые граниты. Характерны микропегматиты и мирмекиты, обогащенность пород магнетитом (0,3-1,8%), присутствие ортоклаза, реже - позднего низкого микроклина. Содержание $SiO_2=63,6-67,8$; $Na_2O=3,4-4,9$, $K_2O=1,3-2,5\%$. Это каликатровая (малокалиевая) серия.

5. Доминирует в регионе позднеорогенная гранодиорит-гранитовая формация (C_3), основу которой составляют субшироко вытянутые плутоны среднезернистых, нередко мегапорфировых биотитовых гранитов, лейкогранодиоритов (адамеллитов) и гранодиоритов. Интрузивы контролируются системой крупных субширотных разломов. Они формировались в условиях средних глубин, иногда абиссальных, нередко катаклазированы. Сопровождаются сжизолитами биотитовых гранит-порфиров, граиофировых микрогранитов и др. (Карабаир, Акджар). Для формации характерны слабозональный упорядоченный плаггиоклаз, ортоклаз и промежуточный - низкий (часто решетчатый) микроклин, широкое развитие мирмекитов. Особенности химизма: $SiO_2=67,0-73,4$ (в среднем 70,4), $Na_2O=3,5$, $K_2O=3,7\%$. Показательно низкое содержание магнетита в породах (0-0,1, редко до 0,3-0,4%). Аналогами формации на открытых территориях являются гиссарский и чапхуский комплексы.

6. Позднеорогенная липарит-трахилипаритовая формация (P) - аналог лочобской, хамакинской, кайракской и алачаланской свитразвита ограничено (Байбурак, Каракай, Янгиказган), тяготеет к зоне Южно-Гиссарского разлома. В составе формации - туфолавы и лавы трахидацитов, трахиадезитов, трахилипаритов, субвулканические тела сферолитовых и граиофировых фельзитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Показательно присутствие высокожелезистого амфибола (энигматит-рениит), титанистого биотита, обломков стекла. Содержание $SiO_2=74,0-76,0$, а K_2O в кислых разностях достигает 5,8-6,4%.

А.Б. Нестеров

ТИПЫ КОЛОНИ ПОРОД ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ
ТЯНЬ-ШАНЯ, ВМЕЩАЮЩИЕ ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-РАННЕПЕРМСКИЕ
ГРАНИТОИДНЫЕ МАССИВЫ

(ОМЭ МГ УзССР)

Существуют схемы, классифицирующие гранитоиды Узбекистана на петролого-геохимической и формационной основах, которые используются в целях металлогенического анализа. В результате составления формационных и палеометаллогенических карт республики по этапам и стадиям геосинклинально-складчатого развития докембрийских образований появилась возможность дополнить существующие классификации гранитоидов типом колони пород, в которых они размещаются.

На территории республики выделено 7 различных по времени и условиям формирования групп гранитоидов, размещающихся в 65 типах колони вмещающих пород. Продуктивны на скарново-гидротермальное вольфрамовое и грейзеиловое оловянное оруденение только позднекаменноугольно-раннепермские гранитоиды. Они рудоносны только при размещении в 4 типах колони (из 40). Вольфрамовое оруденение известно только в колониях пород двух типов. Первый комплекс пород (сверху-вниз) карбонатной, флишевой, граувакковой, диабаз-андезитовой и кремнисто-графитистой формаций. Второй комплекс пород карбонатной, граувакковой, андезит-базальтовой и кремнисто-графитистой формаций. Оловянное оруденение размещается в двух типах колони пород следующей последовательности. Первый тип образуют комплексы андезит-диабаз-альбитофировой, граувакковой и кремнисто-графитистой формаций. Второй - комплексы пород карбонатной, диабаз-андезитовой и кремнисто-графитистой формаций.

Различия колони пород, включающих упомянутые массивы гранитоидов, удовлетворительно объясняют некоторые петрохимические и геохимические особенности, а в некоторых случаях металлогеническую специализацию отдельных блоков.

М.Д.Гесь

ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ И ЕГО РОЛЬ В СТАНОВЛЕНИИ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО И СРЕДННЕГО

ТЯНЬ-ШАНЯ

(ИГ АН КиргССР)

1. Северный и Средний Тянь-Шань - область с длительным формированием континентальной коры. Здесь ее становление началось местами уже в раннем протерозое, а закончилось только к девону. К такому выводу мы приходим при анализе развития процессов метаморфизма и гранитообразования, являющихся одним из основных признаков формирования гранитно-метаморфического слоя.

2. В Северном и Среднем Тянь-Шане выделяются несколько этапов гранитообразования, различающихся по времени проявления, отношению к стадиям тектонического развития и составу продуктов этого процесса, что обуславливает зональную разновозрастность гранитно-метаморфического слоя.

3. Начало гранитообразования, знаменующее зарождение разрозненных участков гранитно-метаморфического слоя, выразилось в локальной фельдшпатизации и плагмиогматизации пород меланократового фундамента и его вулканогенно-осадочной покрывки. По радиогеохронологическим и геологическим данным, эти процессы проявлялись одновременно: от 2000 до 700 млн. лет - в Северном Тянь-Шане и около 1000 млн. лет - в Среднем Тянь-Шане.

4. Созревание гранитно-метаморфического слоя продолжалось в следующем этапе гранитообразования, когда формировались автохтонные массивы кварцевых диоритов, тоналитов, плагιοгранитов диорит-плагιοгранитовой формации; позже резко неравномерно калишпатизированных. Время их образования определяется в 1100-700 млн. лет для разных зон Северного Тянь-Шаня и в 880-715 млн. лет - для Среднего Тянь-Шаня. Эти гранитоиды локализованы в вулканогенных образованиях океанической стадии и в терригенно-карбонатно-сланцевых толщах переходной стадии. Они указывают на формирование крупных зон достаточно зрелого гранитно-метаморфического слоя. Наряду с этими зонами оставались отдельные зоны, гранитно-метаморфический слой в которых начал формироваться лишь в венде при образовании массивов диорит-плагιοгранитной формации. Зрелую стадию формирования этого слоя здесь представ-

ляют интрузивы кембрийских (480-510 млн. лет) гранодиоритов и кварцевых монзонитов, внедрившихся также в края соседних зон о более древним гранитно-метаморфическим слоем, наращивая его.

5. Гранитообразование следующего этапа, наиболее интенсивное, развивалось в позднем ордовике-силуре и охватило всю территорию Северного Тянь-Шаня, что способствовало выравниванию степени зрелости гранитно-метаморфического слоя. Огромные массивы гранитоидов гранодиорит-гранитной формации позднего ордовика (450-465 млн. лет) формировались при участии нескольких взаимосвязанных процессов гранитообразования - от метасоматического и магматического замещения вмещающих пород до магматического внедрения. Штоки силурийских (404-445 млн. лет) гранитов гранит-лейкогранитовой формации обычно распространены в пределах крупных верхнеордовикских массивов. Их внедрение в основном завершило формирование континентальной коры в Северном Тянь-Шане. В среднем Тянь-Шане ранне-среднепалеозойские гранитоиды известны лишь в его западной части.

6. Таким образом, в рассмотренных процессах гранитообразования ясно намечаются некоторые закономерности направления формирования гранитно-метаморфического слоя и континентальной коры в целом. Они заключаются в длительности гранитообразования, возникновении первых гранитоидов метасоматическим путем, сменившихся становлением крупных массивов посредством магматического замещения и внедрения расплавов, постепенным расширением ареалов гранитообразования с захватом все новых негранитизированных участков и направленной смене ведущей роли натрия в первых и преобладанию калия в завершающих продуктах процесса.

Е. П. Зайченко

К ВОПРОСУ О ВЫДЕЛЕНИИ КОНКРЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ В КАЛЕДОНИДАХ ТЯНЬ-ШАНЯ (ФПМ)

В каледонидах Тянь-Шаня магматические породы составляют 85% территории. Они расчленены в основном на основании возраста (протерозойские, каледонские и т. д.), часто установленного условно. Некоторые авторы попытались выделить формации и создать их классификацию. Однако, это формации абстрактные, так как они

не привязаны к конкретным районам, детально не изучены, поэтому не могут служить основой для металлогенического прогнозирования.

Для составления прогнозно-металлогенических карт следует не только выделить, но и описать монографически установленные конкретные магматические формации. Под конкретной формацией мы понимаем закономерную ассоциацию магматических пород, выделенных в виде конкретных магматических комплексов и характеризующихся общностью геодинамической обстановки, петрографических признаков.

В основу установления комплексов в каждом районе каледонид, их картирования и описания должны быть положены следующие признаки: петрографический состав, цвет, минеральный состав, структурно-текстурные признаки, формы и размеры тел, взаимоотношение с рамой вмещающих пород и связь с тектоникой, химизм, фации, постмагматические продукты, рудопоявления. Повторяемость указанных признаков в магматических комплексах дает возможность выделить конкретную формацию. Она будет давать информацию о петрологических особенностях, геодинамической обстановке и металлогенической специализации конкретной ассоциации магматических пород и может быть положена в основу составления прогнозно-металлогенических карт. Примером такого рода формации может служить вулканоплутоническая гранито-риолитовая формация, выделенная нами в каледонидах Тянь-Шаня и монографически описанная.

Выделенная формация представляет собой ассоциацию пород гранито-риолитового ряда, связанную с герцинской активизацией каледонид Тянь-Шаня. Она включает риолит-порфиры, гранит-порфиры, микрограниты, граниты (аляскиты), реже фельзит-порфиры, игнимбриты, аплиты, негматиты, ленточные фельзит-порфиры, шаровые туфолавы, агломератовые лавы и туфы. Отмеченная ассоциация слагает магматические комплексы в Терсейском, Кунгейском, Киргизском, Молдотауском хребтах и представлена поверхностной, экструзивной и гиабиссальной фациями.

Становление формации происходило синхронно с осадочным процессом в виде небольших по размерам тел-диапир-плутонов. Диапир-плутоны формируются на небольших глубинах вблизи к дневной поверхности. Они могли сообщаться с дневной поверхностью или пу-

тем выжимания вязкой лавы в виде купола или путем мощного взрыва с выбросом тефры. Именно тефра сыграла важную роль в формировании терригенной красноцветной формации карбона.

Петрохимические особенности формации определяются богатством SiO_2 (80-73%) и особенно Al_2O_3 (от II до 15%). Породы богаты щелочами $Mg_2O + K_2O$ с преобладанием K_2O и бедны CaO , MgO , Fe_2O_3 и FeO . Соотношение в породах $\frac{Na_2O}{K_2O}$ характери-

зует калиевую серию, так как $\frac{Na_2O}{K_2O} < 0,4$.

По коэффициенту глиноземистости $al' = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$

породы формации относятся к весьма глиноземистым разностям с $al' = 4,5-8,2$.

Гранито-риолитовая формация - одна из наиболее продуктивных магматических формаций Северного Тянь-Шаня. С ней связаны месторождения свинца, цинка, золота и серебра. Влияние гранито-липаритовой формации на литологию карбона проявилось в формировании стратиформных месторождений полиметаллов в прибрежных субмаринных fumarольных полях в шельфовой зоне (Джержаламская группа месторождений).

С.А.Лесков

ПОЗДНЕОРОГЕННЫЕ ГРАНИТЫ КАЛЕДОНИД СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (В С Е Г Е И)

В Северном Тянь-Шане впервые выделены гранитные массивы позднего девона. Наиболее достоверно их возраст установлен на северном склоне Киргизского хребта, где граниты прорывают осадочно-вулканогенную толщу нижнего-среднего девона с остатками ортоцератитовой фауны и перекрыты красноцветными отложениями нижнего карбона. О количестве и объеме позднедевонских гранитных комплексов говорить рано, но уже имеющиеся данные позволяют предположить их широкое распространение среди полихронных гранитоидных массивов Северного Тянь-Шаня.

Наиболее отчетливо в настоящее время выделяется чоңкызыл-суйский комплекс редкометальных гранитов в Терской Алатау. Обособляется алуминский или меркони́ский комплекс в Киргизском хребте. Близкие по составу граниты позднего девона под названием

"граниты Озерного типа" выделены в Заилийском хребте. Отдельные массивы тождественного состава известны в Таласском, Джумгольском, Кунгейском и др. хребтах. Перечисленные граниты объединяются общими характерными признаками.

1. Гранитные тела контролируются линейными разрывными структурами и зонами пологих разломов, что обусловило их трещинную, штоко- и лакколитообразную, а нередко и плитообразную форму. В плане тела достигают значительных размеров (200–300 км²).

2. Строение массивов одно- или двухфазное со слабо выраженными фациями эндоконтактов. В апикальных частях и по зонам нарушений граниты альбитизированы, грейзенизированы.

3. Главная фация сложена биотитовыми гранитами, участками, переходящими в лейкограниты и граносиениты, а в эндоконтактах иногда в гранодиориты. Вторые фазы представлены мелкозернистыми гранитами и гранит-порфирами.

4. Биотитовые граниты – средне- и крупнозернистые породы, иногда со слабо выраженной порфиричностью. Они состоят из кварца (30–32%), олигоклаза (около 25%), калиевого полевого шпата (до 40%) и биотита (2–6%).

5. По составу аксессуариев они относятся к магнетит-циркон-флюоритовому типу. В некоторых массивах встречены монацит, касситерит, тантало-колумбит, турмалин, топаз.

6. Химический состав гранитов соответствует породе, пересыщенной кремнеземом (до 74%), богатым щелочами (до 8%) при незначительном преобладании калия в сумме щелочей. Они отвечают плюмазитовому типу гранитов и слабо пересыщены глиноземом.

7. Геохимическая специализация гранитов выражена в повышенных коэффициентах концентраций редкометалльных элементов при разной степени распределения для отдельных массивов.

Указанные признаки позволяют отнести позднедевонские граниты Северного Тянь-Шаня к лейкогранитовой формации, характерной для позднеорогенной стадии развития складчатых систем.

Лейкогранитовая формация Северного Тянь-Шаня занимает место между орогенной порфировой формацией раннего-среднего девона и эпикаледонской субплатформенной красноцветной формацией фамена-раннего карбона.

Позднедевонские граниты Северо-Тяньшаньской структурно-формационной зоны по возрасту и формационной принадлежности коррелируются с редкометалльными гранитами Чу-Балхашской и Атасу-Моинтинской структурно-формационных зон Кокчетав-Северо-Тяньшаньской складчатой системы.

К.А.Рахманов

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ
КАЛИЙ-БАЗАЛЬТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ СРЕДИННОГО И
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
(ИГиГ АН УзССР)

Проявления калий-базальтоидного вулканизма связаны с процессами постконсолидационной-герцинской и эпигерцинской тектоно-магматическими активизациями, фиксирующими эпохи неоднократной активизации глубинных процессов и степень консолидации континентальных структур Тянь-Шаня.

В герцинском (P_I) цикле в Срединном (Кураминско-Каржантау-Западно-Таласская провинция) и в раннем мезозое (P_2-T_I) в Южном Тянь-Шане (Южно-Тяньшаньская провинция) проявились щелочно-базальтоидные ассоциации калиевого ряда. Они сосредоточены в пределах глубинных рудо- и магноконцентрирующих зон и представлены субвулканическими (штоки, дайки, межпластовые тела), жерловыми (диатремы, некки) и эксплозивными фациями. Наличие в дайках и в диатремах ксенолитов глубинных пород гранулитов, оливиновых и гранатовых клинопироксенитов, вебстеритов, амфиболитов, шпинелевых лерцолитов и др. свидетельствует о мантийном генезисе первичных расплавов базальтоидов.

По петрохимическим признакам: степени насыщения пород кремнеземом, глиноземом, соотношению калия и натрия (с преимущественным содержанием калия), а также железа и суммы щелочно-земельных элементов (Ca, Mg), постоянному присутствию стронция и бария - щелочные вулканы Тянь-Шаня составляют своеобразную группу калиевых лейцит-базальтоидных пород.

Характерной геохимической особенностью описываемых образований является четко выраженная калиевая специализация и относительно низкая титанистость, а также существенное обогащение их фтором, барием, стронцием, фосфором и редкими щелочами. Геохимия большинства характерных элементов калиевых щелочных пород коррелируется с содержанием калия.

Смена фациальных разновидностей калиевых щелочных базальтоидов от ранних субвулканических разновидностей через жерловые к поздним эксплозивным сопровождается увеличением породообразующих окислов-кремния, алюминия, железа, уменьшением титана, магния

и изменением щелочности от калиевой к калиево-натриевой.

Породы формации щелочных базальтоидов сопровождаются широким развитием постмагматических процессов (цеолитизация, ослюденение и др.), с которыми связана фторная и редкощелочная минерализация.

В. П. Коржаев

РАСЧЛЕНЕНИЕ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ
ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИТОВ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА
(ОМЭ МГ УзССР)

Практика крупномасштабного геологического картирования и специальные палеовулканологические исследования показали, что в основе хроностратиграфического расчленения вулканогенных образований Чаткало-Кураминского региона по-прежнему остается разработанная Н. П. Васильковским схема вулканизма. Вместе с тем новые исследования дали обильный фактический материал по масштабам, формам, времени и структурно-геологическим условиям проявления вулканизма, а также особенностям вещественного состава вулканических ассоциаций. Эти данные внесли некоторые коррективы в схему.

Были выделены покровная и секущая группы фаций вулканитов. Первая — включает эксплозивную, эффузивную, вулканомиктовую и лахаровую фации. Эксплозивная фация состоит из субфаций: туфов, игнимбритов, связанных с отложениями пирокластических потоков, кристаллокластических игнимбритов и направленного взрыва. Вторая — представлена жерловой (некковой), экструзивной (эндогенные и экзогенные вулканические купола), субвулканической близповерхностной и гипабиссальной фациями.

Полифациальность вулканогенных образований, включающих стратифицированные члены разреза и рвущие тела, вызывают необходимость объединения их в вулканогенные комплексы (конкретные магматические формации), сохраняя за последними наименования, соответствующие местным хроностратиграфическим подразделениям.

1. Вулканы ранне-среднекаменноугольного, уинского, вулканогенно-осадочного комплекса (трахибазальтовая формация) приурочены к глубинной зоне разлома на границе Чаткальской и Кураминской подзон.

2. Продукты вулканизма башкирского, минбулакского комплекса (трахибазальт-трахиандезит-трахидацит-липаритовая формация) в

основном локализируются в крупном дугообразном вулканотектоническом грабене на стыке указанных подзон.

3. Раннемосковский акчинский комплекс (дацит-трахиандезитовая формация) локализуется вдоль серии широтных разломов в линейных вулканотектонических грабенах.

4. Позднемосковский-касимовский наadakский комплекс (липарит-дацит-трахиандезитовая формация) в Карамазаре включает джамансайскую, уткемсуйскую, чальсайскую, алмалысайскую и караташскую толщи. На ранних этапах комплекс формируется в широтных акчинских вулканотектонических грабенах, на поздних - в обширных или локальных мульдах, тяготеющих в основном к Дуконт-Гушсайской глубинной зоне разлома и параллельных ему меридиональных структурах.

5. Позднекарбонный (?) каржантауский комплекс выделяется впервые (трахибазальт-трахилипарито-дацитовая формация). К нему относится толща, ошибочно считавшаяся ранее шурабсайской свитой хребта Каржантау. В Карамазаре каржантауский комплекс включает аксайскую, тарыэканскую, ниже- и верхнекушайнакскую и кзылтаускую толщи. Это непрерывная и завершенная ассоциация с многократной сменой по разрезу гомодромных рядов пород, завершающихся трахилипаритами, и сформированная в изометричных или кольцевых вулканотектонических депрессиях.

6. Ассельскому оясайскому комплексу (трахит-липаритовая формация) в Карамазаре соответствует сферолитовая, тавакская, акпетская, джеркамарская, кошмуллинская толщи. В западной части региона он размещается исключительно в кальдерах типа Вэллис, а в северо-восточном направлении, локализуясь в прогибах, замещается терригенно-морскими образованиями.

7. Сакмарский шурабсайский комплекс (трахибазальт-трахиандезитовая формация), помимо шурабсайской свиты, включает бадамскую толщу. Локализуется в линейных вулканоструктурах (грабены, приразломные депрессии) вдоль зон разломов глубокого заложения.

8. Артинско-позднепермский равашский комплекс (трахибазальт-липаритовая формация) характеризуется резко выраженным контрастным (базальт-липаритовым) составом слагающих его пород, чем отличается от других вулканических ассоциаций региона. Формируется преимущественно в кальдерах, претерпевших в последующем воздымания. Локальные образования комплекса (кучарская,

сарытайпанская толща) сохранились в различных вулканоструктурах.

9. Позднепермский-раннетриасовый кызылнуринский комплекс (липарит-трахилипаритовая формация) завершает формирование равашских кальдер с заложением в их пределах купольных поднятий в связи с внедрением крупных субвулканических интрузий или выжиманием экстрезий.

В.П.Коржаев, З.А.Юдалевич

КОНТРАСТНАЯ БАЗАЛЬТ-ЛИПАРИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ
ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА
(ОМЭ, ПГО "Самаркандгеология" МГ УзССР)

Ассоциация объединяет в себе вулканы равашской свиты, ее возрастных аналогов (кучарская, сарытайпанская, кызылтюбинская толща) и группу даек основных и кислых пород, в практике геологическим работам часто без достаточных оснований, относимых к "послекызылнуринским" интрузиям.

Равашская свита связана с образованием Кызылнуринской, Бабайтаудорской, Карабашской, Майгашканской и Кугалинской кальдер. Кучарская толща участвует в строении Коксарек-Кумлайской приразломной депрессии, а сарытайпанская и кызылтюбинская толща ограничено развиты соответственно в Тавакской и Самгарской кальдерах.

Важнейшая особенность ассоциации - резко выраженная контрастность состава пород, представленных главным образом базальтами и трахибазальтами, долеритами и трахидолеритами, габбро-диабазами и габбро-порфиридами, протеробазитами и конго-диабазами, липаритами и трахилипаритами, липарито-дацитами, фельзитами и гранит-порфирами.

Стратиграфическая позиция равашских вулкаников определяется их несогласным залеганием на шурабсайской и более древних свитах и перекрытием образованиями кызылнуринской свиты. Вполне определенно устанавливается и геологическая позиция кислых и основных даек: они пересекают шурабсайскую и равашскую свиты и ясно срезаются гранитами арашанского комплекса, т.е. по существу занимают такое же возрастное положение, как и стратифицированные вулканики. Палеонтологические данные указывают на артинско-позднепермский возраст ассоциации.

В фациальном отношении породы подразделяются на лавовые, эксплозивные, вулканомиктовые, экструзивные, жерловые и субвулканические. Мощность покровных вулканитов в Кызылнуринской кальдере варьирует от 325 до 825 м, в Карабашской составляет 760-1430 м, в Бабайтаудорской - 700-1150 м, в Кугалинской - 1100 м, в Майгашканской - 800 м, в Коксарек-Кумлайской депрессии - 300-450 м.

Соотношение основных и кислых пород неустойчиво: в Кызылнуринской структуре оно выражается как 6:1, в Карабашской и Бабайтаудорской - как 1:10, в Кугалинской - как 1:1. Наряду с базальтами и липаритами в комплексе встречаются породы промежуточного состава (андезиты, андезиты-дациты, дациты, трахиты), относящиеся к субвулканической близповерхностной фации и имеющие ограниченное распространение.

Эффузивная фация прослежена в различных частях разреза и представлена лавовыми потоками трахибазальтов, реже трахидолеритов и трахиандезитов-базальтов. Среди эксплозивных пород различаются игнимбриты и туфы липаритового, трахилипаритового и липарито-дацитового состава, изредка встречаются туфы базальтоидов. Экструзивная фация проявлена вулканическими куполами истечения липаритов и сферолитов, а жерловая, вскрытая в Кызылнуринской, Бабайтаудорской и Кугалинской кальдерах, некими размерами до 1,8 x 1,0 км в поперечнике. Среди субвулканических образований обособляются породы близповерхностной и гипабиссальной фаций. Близповерхностные (к которым мы относим и т.н. "базальты Невича") встречаются в основном в виде пластовых залежей мощностью до 200 м и протяженностью до 5,0 км. Гипабиссальная фация представлена серией сближенных в пространстве даек (часто сложнопостроенных) мощностью от 2,0 до 15 м и протяженностью до 4,0 км. К востоку от горы Раваш они формируют протяженный (не менее 50 км) и широкий (до 12 км), выходящий далеко за пределы Кызылнуринской кальдеры, в осевую часть Чаткальского хребта, дайковый пояс. Небольшой, но насыщенный дайками рой протяженностью около 5,0 км и шириной до 1,0 км располагается по юго-западной периферии Бабайтаудорской кальдеры (среднее течение р. Чадак). По-видимому, к этой же фации относятся сложные диабаз-гранит-порфиновые дайки других районов Чаткало-Кураминских гор. Сложные дайки обычно имеют симметричное строение: их краевые зоны сложены основными породами, центральная - более молодыми по возрасту породами кислого состава.

Петрохимические данные указывают на явное щелочное уклонение пород. Особенности вещественного состава и геотектонические условия проявления ассоциации (приуроченность к консолидированной области с развитой континентальной корой) указывают на ее принадлежность к трахибазальт-трахилипаритовому формационному типу.

Металлогеническая значимость комплекса подчеркивается приуроченностью к нему проявлений флюорита и золота.

Я.М.Рафиков

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕОРОГЕННЫХ
ВУЛКАНИТОВ (НА ПРИМЕРЕ ПЕРМСКОЙ ТРАХИБАЗАЛЬТ-
ТРАХИАНДЕЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КУРАМИНСКОЙ ЗОНЫ)

ТашГУ

Кураминская зона — часть окраинно-континентального Евразийского пояса орогенного магматизма, заложенного на коре континентального типа. В позднеорогенную стадию его развития сформировался комплекс субщелочных и щелочных пород, объединенных в трахибазальт-трахиандезитовую формацию (P_1^2). В структурном отношении вулканы рассматриваемой формации выполняют рифтоподобные грабены и приразломные депрессии.

Вулканы трахибазальт-трахиандезитовой формации относятся к категории "непрерывных", так как во всех рассматриваемых структурах фиксируется последовательный по кремни-кислотности ряд пород от базальтов (трахибазальтов) к андезитам и далее к трахитам. Степень дифференцированности формации в каждой из вулканоструктур различная, что обусловлено степенью проницаемости, длительностью существования магматических очагов и удельным значением корового материала, вовлеченного в магнообразование.

Основные петрографические особенности формации определяются многостадийной кристаллизацией при изменении физико-химических условий, что определяет порфировый их облик, а также формированием их в условиях высокого содержания водного флюида кристаллизирующейся магмы, что подтверждается наличием гидроксилсодержащих минералов и широким развитием магнетита.

Для породобразующих минералов характерны следующие особенности: пироксенам, амфиболам, биотитам свойственна умеренная желе-

зистость в связи с постоянным наличием вкрапленников титаномагнетитов и магнетита, наличие нескольких генераций вкрапленников плагиоклаза варьирующей основности. В частности, в базальтах приразломных депрессий плагиоклаз варьирует от основного лабрадора до битовнита ($Ap_{60-88\%}$), тогда как в рифтоподобных грабенах эта вариация ограничена пределами ($Ap_{45-55\%}$). Это, вероятно, определяет повышенную глиноземистость базальтов в приразломных депрессиях. Причиной низкой основности плагиоклазов в грабенах является повышение щелочности в исходных расплавах, что приводит к появлению субщелочных серий.

Для пород формации характерны черты генетической общности: а) в них распространен один и тот же парагенезис породообразующих и акцессорных минералов, хотя количественные соотношения их в породах различной основности неодинаковые; б) для всех пород свойственна сквозная генерация андезина ($Ap_{35-45\%}$); в) устойчивый состав пироксенов (авгита), в котором колебания в содержании Wo , En и Fs невелики.

Г. А. Абдурахманов, Т. Н. Далимов,
Р. Г. Юсупов, Я. М. Рафиков

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕНЕЗИСЕ ПЕРМСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ КУРАМИНСКОЙ ЗОНЫ

ПГО "Ташкентгеология", МГ УзССР,
ИГиГ АН УзССР, ТашГУ

Верхнепалеозойские магматические формации Кураминской зоны характеризуются довольно высокой степенью геолого-геофизической изученности, что позволяет рассмотреть некоторые аспекты их генезиса. Установлено, что подавляющее большинство магматитов рассматриваемого региона, особенно гранитоиды, имеют коровую природу, чего нельзя утверждать относительно малоизученных групп позднеорогенных субщелочных и щелочных базальтов и долеритов. Они характеризуются сравнительно большим разнообразием акцессорного минерального состава. Среди них отметим присутствие высокотемпературных и глубинных минеральных фаз (самородные Al , Cr , Fe , Au и др.); карбиды Si , Fe , Ti и др.; гранат, корунд, зюссит и др.). Установлено, что эти минералы формируются при температурах порядка 1500–1600° и давлении до 20 кбар.

Магматические расплавы на ранней стадии эволюции, вероятно, подвергаются воздействию восстановленных интрателлурических флюидов, обуславливающих процесс-металлизации силикатного вещества, с чем связано восстановление рудных и частично петрогенных элементов. В результате некоторые рудогенные элементы от силикатной матрицы расплава освобождаются и при благоприятных условиях вовлекаются в процессы рудообразования.

Как результат "дегазирующего влияния мантии", несущего восстановленные интрателлурические флюиды (H_2 , CO , CH_4 и др.), рассматриваются "индалекаменные", "шаровидные", "шпироподобные" и другие схожие по форме выделения силицидов железа (жуссит и др.), карбонатов (кальцит, доломит и др.), самородных металлов и др., встречающихся в рассматриваемых породах в виде "диквационных" обособлений. В карбонатах отмечено наличие сравнительно глубоких источников углерода (δC^{13} варьирует от -3,9 до -8‰).

По геохимическим особенностям глубинный углерод склонен формировать карбиды (муассонит, когенит, карбид титана и др.), графит, карбонаты и др. В присутствии метана протекает кристаллизация большинства карбидных форм петрогенных и рудных металлов. Однако в силикатных расплавах массовое формирование карбидных форм элементов затруднено, что находится в связи с некоторым дефицитом CH_4 . Физико-химические условия формирования рассматриваемых пород далеки от тех, когда в расплавах аккумулируются значительные содержания метана.

В зависимости от основности пород магматических формаций в сторону кислых их типов последовательно уменьшается содержание углерода (от I до сотых долей %), хлора (от десятых до сотых долей %) и др. В амфиболах и биотитах, как правило, содержание хлора достигает концентраций, превышающих 0,1%, в апатитах - более 0,3%.

В породах повышенной основности типоморфен комплекс халькофильных, сидерофильных элементов-примесей, часть которых накапливается в расплаве и "сбрасывается" в форме соответствующих акцессорных минералов (самородные металлы, карбиды, окисно- и сульфидные формы).

Рассматриваемые магматические образования контролируют минерализацию хлорофильно-халькофильного профиля.

М. К. Карабаев

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПЕРМСКИХ ИГНИМБРИТОВ
ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ ЧАТКАЛЬСКОГО ХРЕБТА
(КУРАМИНСКАЯ ЗОНА)
САИГУМС

Игнимбри́ты — образования, широко распространенные среди верхнепалеозойских вулканитов Кураминской зоны. Они известны в составе минбулакской, акчинской и надакской свиты; наиболее развиты они в пермских кислых вулканитах, объединенных в липаритовую формацию. Эта формация в юго-западных отрогах Чаткала формируется в наземных условиях и относится к позднеорогенной стадии развития Чаткало-Кураминского региона. Обычно она локализована в системе кольцевых вулкане-тектонических структур.

Формация состоит из разнообразного и пестрого комплекса кислых вулканических пород, для которых характерны латеральная и вертикальная неустойчивость слоев и горизонтов, чередование с моласса́ми и краснокаменный облик, высокий индекс эксплозивности.

Среди покровных образований формации резко преобладают игнимбри́ты, представляющие собой продукты трещинно-ареальных извержений. Они подразделены нами на два генетических типа — имеющие сугубо пирокластическую природу и относящиеся к продуктам газонасыщенных пелловых потоков.

Пирокластические игнимбри́ты характеризуются небольшими по мощности покровами, вариацией состава и формы фья́мме, четкой гравитационной зональностью.

Лавовую природу игнимбри́тов доказывают монотонность покровов; наличие "горячих" контактов и апофиз в основании и апикальной части их; четкая флюидальность мезостазиса с многочисленными пустотками, выполненными кварцем и нередко флюоритом; обогащенность игнимбри́тов летучими компонентами; характер вариаций размеров фья́мме.

Таким образом, игнимбри́ты можно параллелизовать с игнимбри́то-туфолоавовыми формациями, по Е. Е. Милановскому.

Г.Т.Таджибаев

РАДИОЛОГИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ ПЕРМСКОЙ ТРАХИЛИПАРИТ-
АЛЯСИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КАРАМАЗАРА
ИГ АН ТаджССР

1. Магматиты трахилипарит-аляситовой формации образуют серию разновозрастных кольцевых вулканоплутонических ассоциаций, приуроченных к верхней части разреза герцинского структурного этажа Кураминского антиклинального сооружения и представленных эффузивной, субвулканической, плутонической и дайковой фациями. Характерными образованиями такого типа являются вулканы тавакской толщи и Самгарского массива, аляситы Шайданского и Октябрьского массивов, дайки лейкократовых диорит-порфиритов и гранит порфиров, а в пределах всей Чаткало-Кураминской зоны - вулканы кызылнуринской свиты и Бабайтаудорского массива, аляситы Арашанского, Чаркасарского и других массивов.

2. Интерпретация радиологических датировок произведена с учетом геологических данных. Использовано более 100 определений К-Ач методом по различным минералам и породам. Установлена жесткая зависимость радиологического возраста калишпатов от их структурно-фазового состояния не только на уровне триклинного, но и моноклинового упорядочения как в субфациальном (в пределах отдельного массива), так и в фациальном ряду магматических образований вулканоплутонических ассоциаций. Однако структурно-фазовое состояние калишпатов оказывается лишь потенциальным фактором. "Активными" факторами, искажающими К-Ач значения, являются процессы магматизма и рудогенеза. Нарушение К-Ач равновесия выражается в устойчивом омоложении радиологического возраста калишпатов вследствие потери радиогенного аргона. Поэтому за близкие к истинным принимаются максимальные значения радиологических определений. Они хорошо согласуются с датировками по другим минералам. Датировки по породам и калишпатам обнаруживают полную аналогию, поскольку вклад других минералов в периоды несутся. Предполагаемый избыточный аргон в кварце не обнаружен даже прямым определением.

3. Общий интервал времени формирования кольцевых вулканоплутонических ассоциаций региона порядка 12-15 млн. лет (таблица). Эффузивная и субвулканическая, а также плутоническая и дайковая

фашии практически разновозрастны. Интрузивные образования значительно отстают во времени от вулканических. Рассматриваемые образования относятся к категориям "долгоживущих" вулканоплутонических ассоциаций зрелых форм. По радиологическим и геологическим данным время формирования их определяется артинским и кунгурским веками ранней перми.

К-А% возраст магматических фаций
трахилипарит-алаяскитовой формации Карамазара

Проба	Ф а ц и и			
	эффузивная	субвулканическая	плутоническая	дайковая
Слюда	<u>285</u>	<u>286</u>	<u>268-273</u>	<u>266-271</u>
Калишпаты	-	<u>249-284</u>	<u>238-248(273)</u>	<u>257-265</u>
Породы	<u>265-284</u>	<u>246-282</u>	<u>238-253(266)</u>	-

Примечание. Подчеркнуты близкие к истинным значения, в скобках - единичные значения.

4. Золото-карбонатная и золото-сульфидная формации региона датируются по калишпатам и слюдам 266-270млн. лет, что хорошо согласуется с общепризнанными геологическими соотношениями. На этом основании выдвигается представление о временной (и парагенетической) связи кольцевых вулканоплутонических ассоциаций трахилипарит-алаяскитовой формации с золоторудной минерализацией, которая во времени следует после них.

Н.Г.Бузкова

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ
АЛЯСКИТОВЫХ ГРАНИТОВ
В С Е Г Е И

I. С аляскитовыми гранитами посторогенного или активизационного этапа развития складчатых областей генетически связаны грейзеновые и кварцево-жильные оловянно- и молибден-вольфрамовые месторождения, поэтому все площади распространения таких гранитов считаются потенциально рудоносными и подлежат опоскованию.

2. Во всех регионах лишь с 30–35% массивов связаны месторождения олова и вольфрама, 30–35% – рудопроявления этих металлов, остальные массивы практически безрудны. Причины продуктивности каждого конкретного массива и признаки, характеризующие ее, до сих пор не установлены.

3. В результате многолетних исследований нами выработан комплекс поисково-оценочных признаков, позволяющий уже на стадии геолого-съемочных работ производить разбраковку гранитных массивов на рудоносные и безрудные. Рудоносные массивы характеризуются следующими признаками:

а) гетерогенное строение массива с обязательным наличием ультракислых аляскитовых гранитов, характеризующихся наличием в их составе микроклина и кислого плагиоклаза, причем количество первого не должно превышать 37–38% общего объема породы;

б) содержащийся в аляскитах микроклин должен иметь в своем составе (в виде пертитовых вростков или твердого раствора) не свыше 30% альбитового компонента;

в) у кристаллов акцессорного циркона должны преобладать "гиацинтовые" формы;

г) химический состав аляскитов должен удовлетворять уравнению дискриминантной функции $I,96 > d_x = 0,01 SiO_2 + 45,70 TiO_2 - 1,49 Al_2O_3 - 13,05 MgO - 10,21 CaO + 4,19 Na_2O + 0,69 K_2O$.

4. Изложенный комплекс признаков выработан при изучении пятидесяти массивов потенциально редкометаллоносных гранитов в трех регионах: Центральном Казахстане, Восточном и Западном Забайкалье.

5. Применимость комплекса проверена на нескольких среднеазиатских массивах. Проведено маршрутное изучение Кумыштагского и Кенкольского массивов в Северной Киргизии, а также Саргардонского, Арашанского, Шайданского и Акташского массивов в Чаткало-Кураминской зоне. В результате установлено наличие в составе Кенкольского, Кумыштагского и Арашанского массивов не выделявшихся ранее аляскитовых гранитов, причем в Арашанском массиве доказана принадлежность их к более позднему комплексу, чем биотитовых лейкократовых гранитов, слагающих большую часть массива.

6. Установлено принципиальное сходство в строении среднеазиатских массивов и массивов редкометалльных гранитоидов в других регионах, доказана возможность их разбраковки на рудоносные и

безрудные по изложенному комплексу поисково-оценочных признаков уже на первой стадии геологосъемочных работ.

7. На основе выработанного комплекса поисково-оценочных признаков произведена переоценка рудоносности изученных массивов: высказано предположение о промышленной рудоносности Арашанского массива, что согласуется с мнением предыдущих исследователей.

8. Выделение безрудных массивов на основе изложенного комплексов и исключение их из общей площади подлежащих опоскованию территорий на 30% сокращает расходы на попутные поиски при геологической съемке.

Д.Матчанов

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ БЛИЗКИХ ПО СОСТАВУ И
ВНЕШНЕМУ ОБЛИКУ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ДАЕК АЛМАЛЫКСКОГО РУДНОГО
РАЙОНА

ИГиГ АН УзССР

Среди дайковых поясов Алмалыкского рудного района встречаются совмещения в пространстве близких по внешнему облику и составу, но принадлежащих к разным хронологически обособленным комплексам, даек основного и кислого состава. Поэтому трудно их расчлениить и, следовательно, восстановить историю развития магматизма и рудообразования района.

Дайки диоритовых, лампрофировидных диоритовых порфиритов и лампрофиров, которые обычно слагают краевые зоны зональных даек I, II и III фазы диорит-гранодиорит-гранит-порфирового комплекса P_I , реже образуют самостоятельные дайки. Они сходны с диабазами первых трех фаз диабаз-гранит-порфирового комплекса T_I , обычно образующими самостоятельные дайки, реже слагающими краевые зоны сложных даек.

Из числа кислых даек наиболее сходны по внешнему облику микрогранит-порфиры диорит-гранодиорит-гранит-порфирового комплекса P_I и кварцевые порфиры диабаз-гранит-порфирового комплекса T_I .

При сравнении близких по внешнему облику и составу разновозрастных даек выявлены наиболее отличительные геолого-петрографические и геохимические признаки, позволяющие отличать их друг от друга.

Дайки основного состава, принадлежащие к диорит-гранодиорит-порфировому комплексу P_I , сложены полифировыми породами, тогда как дайки подобного состава, принадлежащие к диабаз-гранит-порфировому комплексу, слагают исключительно олигофировые породы. Темноцветные минералы в сравниваемых дайках первого комплекса представлены преимущественно в виде вкрапленников, а в дайках второго комплекса входят в состав основной массы. В дайках основного состава первого комплекса содержание кремнезема, суммы щелочей и некоторых элементов-примесей - R_v, Cs, Mo, M, Th несколько больше, а суммарного железа, Cs, Co меньше, чем в порфировых дайках второго комплекса. В дайках основного состава первого комплекса значение $FeO : Fe_2O_3 < 1, K_2O : Na_2O \geq 1$, а в дайках второго комплекса наоборот.

В дайках микрогранит-порфиров диорит-гранодиорит-гранит-порфирового комплекса P_I вкрапленники кварца, как и в родственных им дайках, интрателлурические, тогда как в дайках кварцевых порфиров диабаз-гранит-порфирового комплекса T_I они являются выделениями поздней стадии кристаллизации.

В микрогранит-порфирах содержание кремнезема и некоторых элементов-примесей - R_v, Cs, Be, V, M, Th относительно больше, а глинозема, суммы железа и таких элементов-примесей, как $Li, \Sigma TR, Nb, Ti, Mn$ меньше, чем в дайках кварцевых порфиров. В микрогранит-порфирах $FeO : Fe_2O_3 \leq 1$, а в кварцевых порфирах обычно наоборот.

Содержание суммы щелочей при значении $K_2O : Na_2O \geq 1$ в сравниваемых дайках кислого состава примерно одинаковое, но распределение их внутри дайки различное, т.е. в дайках микрогранит-порфиров сумма щелочей больше в эндоконтактных частях, чем в центре, а в дайках кварцевых порфиров наоборот.

На петрохимических диаграммах фигуративные точки сравниваемых даек образуют частично перекрывающиеся друг друга обособленные поля.

Т.Джураев

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИИ ГРАНИТОИДОВ
МУЗБЕКСКОГО МАССИВА

(Кураминская зона, Срединный Тянь-Шань)

ИГ АН ТаджССР

Музбекский гранитоидный массив слагает центральную часть гор Моголтау. Породы, слагающие массив, относятся к габбро-диорит-

гранодиорит-гранитовой формации орогенного этапа развития Кураминской подзоны Среднего Тянь-Шаня.

На западе гранитоиды прорывают осадочно-метаморфические толщи $O-S$ и карбонатные отложения D_2-C_1 , а на северо-востоке перекрываются вулканогенными толщами нижнепермского возраста. На основании этого геологический возраст гранитоидов Музбекского массива считается среднекарбонным. Такой вывод подтверждается данными абсолютного возраста - 324-295 млн. лет.

Массив сформировался в четыре интрузивные фазы: габбро, диориты и кварцевые диориты (I фаза), порфиroidные биотит-роговообманковые гранодиориты и тоналиты (II фаза), порфиroidные биотит-роговообманковые граниты (III фаза) и аплитовидные граниты (IV фаза). В породах этих фаз прослеживаются четкие интрузивные взаимоотношения.

В пределах Музбекского массива широко развиты дайковые образования. Формировались они длительное время. Выделяются три группы дайковых пород. I-дайки-отщепления интрузивных массивов (аплиты, пегматиты- C_2); 2-дайки, находящиеся в парагенетических соотношениях с интрузивом (гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и др. - C_2); 3-разновозрастные дайки (P-T_I) преимущественно основного, среднего и кислого состава (диабазовые и диоритовые порфириты, эссексит порфириты, одиниты, сиенит-порфиры, фельзит-порфиры и др.).

Отличительные петрохимические особенности гранитоидов Музбекского массива следующие: последовательность четырехфазного формирования интрузива с гомодромным рядом пород (габбро-диорит-гранодиорит-гранит); от первой к четвертой фазе последовательно происходит смена петрографического состава пород, структурно-текстурных признаков; убывание степени метаморфизма в эндоконтактных фациях; уменьшение основности и повышение кремнекислотности (56,28-75,90%) и щелочности ($Na_2O-3,39-3,50\%$ и $K_2O-I,69-4,14\%$). По химизму гранитоиды относятся к высокоглиноземистой ($al' = I,6-8,5$), калиево-натриевой ($Na_2O/K_2O=2-3$) серии нормального ($Na_2O+K_2O=5,1-7,6\%$) петрохимического ряда. В массиве отчетливо выражена зональность в распределении содержания петрогенных элементов от краевой к центральной части. В этом направлении убывает активность процессов ассимиляции и гибридизма (в габбро-диорит-гранодиоритах) и усиливается роль

процессов кристаллизационной дифференциации (в гранитах и аплитовидных гранитах).

Гранитоиды обладают отчетливыми признаками геохимической и металлогенической специализации на свинец, цинк, висмут, молибден, вольфрам, медь, серебро, фтор и др. элементы. Некоторые из этих элементов образуют рудопоявления и месторождения.

Гомодромный ряд пород, петрохимические и геохимические особенности их свидетельствуют о парагенетической связи оруденения с гранитоидами Музбекского массива.

О. Мамаджанов

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ МОНЦОНИТОИДОВ

ЧОРУХ-ДАЙРОНСКОГО ИНТРУЗИВА

(СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

ИГ АН ТаджССР

Чорух-Дайронский монцонитоидный интрузив расположен в северо-восточной части гор Моголтау и приурочен к вулканотектоническому прогибу северо-западного простирания. Монцонитоиды прорывают вулканы раннепермской трахиандезитовой формации — трахибазальты, трахиандезиты, трахиты, трахидациты (шурабсайская свита) и составляют с ними единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Чорух-Дайронский массив, по нашим данным, сформировался в результате последовательного внедрения четырех интрузивных фаз: I — кварцевых монцодiorитов (SiO_2 —60,20%, Na_2O —3,47%, K_2O —4,09%); II — кварцевых монцонитов (SiO_2 —64,94%, Na_2O —3,30%, K_2O —4,97%); III — субщелочных гранитов (SiO_2 —71,05%, Na_2O —3,22%, K_2O —5,28%) и IV — субщелочных лейкогранитов (SiO_2 —73,47%, Na_2O —2,85%, K_2O —5,58%). Дайковыми образованиями являются аплиты, редко пегматиты, монцодiorит-порфириты, лампрофиры.

По петрохимическим особенностям монцонитоиды Чорух-Дайронского интрузива относятся, в основном, к весьма высокоглиноземистой ($aI^1=I,8-4,7$), калиево-натриевой ($Na_2O/K_2O=0,8-0,5$) серии пород субщелочного ($Na_2O+K_2O=7,5-8,5\%$) ряда, с преобладанием в составе щелочей калия ($K_2O/Na_2O=I,2-2,0$). От пород ранних фаз к поздним соответственно увеличиваются коэффициенты аплитности ($K_a=0,5-0,6$) и фракционирования ($K_{\phi}=7I-76$).

Таким образом, в пределах Карамазара и Моголтау на основе вещественного состава и геолого-структурного положения монцонитоидов Чорух-Дайронского интрузива нами впервые выделяется монцонит-гранитная формация этапа позднеорогенного развития региона.

С.М.Бабаходжаев, Х.К.Куддусов,
Г.Т.Таджибаев

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ
КАРАМАЗАРА И МОГОЛТАУ
ИГ АН ТаджССР

Рассматриваемые формации гранитоидов широко распространены и слагают крупное гэрцинское геосанктинальное сооружение. Формационная их принадлежность широко обсуждается.

По петрофизической классификации гранитоиды этих формаций относятся к ферромагнитным микротрещиноватым породам уплотненных текстур. Лишь аляскиты по петромагнитным свойствам тяготеют к ферро-парамагнитному классу. Каждая из формаций региона по значениям основных петрофизических параметров главных пород отвечает стандартным типам формаций гранитоидов тектонико-магматического цикла.

Исходными факторами, определяющими значения петрофизических параметров, являются химический состав гранитоидов и фациальные условия их формирования. Они определяют, с одной стороны, количественное и качественное соотношение минералов, отличающихся видовым составом элементов, степенью упаковки атомов, уровнем намагниченности и пр., а с другой - структурно-текстурное строение пород в целом. Минеральный состав и структурно-текстурные особенности гранитоидов - факторы, непосредственно определяющие значения петрофизических параметров (таблица). Поэтому если, с одной стороны, в последовательном ряду гранитоидов закономерное изменение указанных факторов сопровождается столь же закономерным изменением петрофизических свойств, то с другой - породы каждой фазы комплексов и сами комплексы в целом, характеризуются свойственным только им набором петрофизических параметров.

Поскольку интрузивные комплексы региона специализированы на определенные виды рудных элементов и одновременно характеризуются четким набором петрофизических показателей, последние косвенно указывают на эту специализацию.

Петрофизические параметры гранитоидов Карамазара и Моголтау

Главные типы пород, фация	Ком-плекс	Состав, вес. %			Сумма цветных минералов, об. %	Магнетит и титано-магнетит, об. %	Плотность, г/см ³		Пористость, %		V _p , м/с	K _с 10 ⁶ ед. СГС
		SiO ₂	Na ₂ O + K ₂ O	CaO + FeO			ρ _{уд}	ρ _{об}	Пэ	По		
Аляскиты, гипабиссальная	P ₂	73,2	8,3	1,4	2,8	0,5	2,61	2,5	2,4	4,2	4980	20
Аляскит-порфиры, трахилипариты, субвулканическая		72,4	8,8	2,5	1,2	1,2	2,6	2,52	0,54	3,08	5180	120
Монциты, гипабиссальная	P ₁	62,7	7,1	6,5	20,7	2,7	2,86	2,76	1,35	3,50	5400	1860
Граниты (III фаза)		69,6	7,1	3,2	9,2	0,4	2,68	2,61	1,3	2,61	4900	188
Гранодиориты (II фаза)	C ₂	62,7	6,7	5,5	11,3	1,7	2,72	2,67	0,81	1,84	5895	876
Габбро-диориты габбро (I фаза) мезоабиссальная		48,9	3,4	11,3	27,0	4,2	3,04	2,95	1,30	2,96	6250	512 ±

Примечание. ρ_{уд}, ρ_{об} - удельный и объемный вес; Пэ, По - эффективная и общая пористость; V_p - скорость продольных волн; K_с - магнитная восприимчивость.

Р.Б.Баратов, В.Н.Байков, А.Б.Дзаинуков,
 М.Е.Запрометов, В.С.Лутков, В.В.Нарижнев,
 В.М.Стеблова, Х.С.Тадждинов

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ТАДЖИКИСТАНА

ИГ АН ТаджССР, УГ ТаджССР

Таджикистан — геологически гетерогенная структура, в которой выделяются герциниды Срединного Тянь-Шаня (Карамазар), Южного Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан) и Северного Памира, а также киммеридо-альпиды Южного Памира.

В Карамазаре первые слабые проявления базальтового вулканизма (O_3-S_1) отмечены в каледонских миогеосинклинальных прогибах, вдоль границы срединного массива и Южно-Тяньшаньской геосинклинали. В неокаледонский период (D_1) в пределах упомянутых прогибов образовались мощные (более 2,5 км) осадочно-вулканогенные толщи базальт-андезитовой и липаритовой формаций. Наиболее интенсивные вулканические процессы были связаны с заложением Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса. Здесь, начиная с C_1 , в условиях разновекторных глыбовых движений формируются линейные и изометрические вулканотектонические структуры, в которых накапливаются мощные формации терригенно-карбонатно-базальтового, андезитобазальтового (C_1-C_2), андезитодацитового, липаритодацитового (C_2), липаритандезитдацитового, трахиандезитдацитлипаритового (C_3), андезитдацитового и андезитдациттрахилипаритового (P) ряда. Ранние формации (C_1-C_2) преимущественно приурочены к вулканотектоническим грабенам, а поздние (C_3-P) — к кольцевым депрессиям.

Южно-Тяньшаньская и Северопамирская герцинские складчатые системы включают срединные массивы и ряд структур эв-, миогеосинклинального и рифтогенного типа, заложённых на континентальной (субконтинентальной) коре. В Туркестано-Алайской эвгеосинклинальной зоне сформировался развивавшийся от PR_2 до C_1 Южно-Ферганский офиолитовый пояс, сопровождавшийся зонами глаукофан-зеленосланцевого метаморфизма и телами альпинотипных гипербазитов. Особенно широко в нем представлены формации N_a -базальтов (нередко с пикритоидным уклоном) и N_a -трахибазальтов. В миогеосинклинальной Зарафшано-Туркестанской зоне вулканические проявления резко

уступают по интенсивности интрузивным телам габбро-диабазовой формации, включающей дифференцированную серию пород от пироксенитов до монцонитов и гранофиров, с преобладанием субщелочных высокотитанистых и железистых базитов (S_1).

Специфический вулканизм характерен для шовной (рифтогенной) Ягнобской зоны. Он связан с базификацией коры континентального типа и сопровождается субглаукофан-зеленосланцевым метаморфизмом, мощными глубинными флюидными потоками и щелочным метасоматозом. В PR_2 (?) преимущественно на востоке зоны образовались толщи metabазитов формаций трахибазальтов и Na-базальтов (толеитов). В R_2 проявилась формация калиевых базальтов-трахитов, в которой преобладают магнезиальные низкоглиноземистые трахибазальты и трахиандезито-базальты. Позднее в северной части структуры изливались вулканы дацит-андезитового ряда (C_{2-3} ?), характеризующиеся несколько повышенной щелочностью ($Na > K$), умеренной титанистостью и глиноземистостью. Формации трахибазальтов-трахитов (фенолитов-трахитов) и трахилипаритов (P_{1-2}) входят в вулканоплутонические серии с формациями гранит-граносиенитовой, щелочных и нефелиновых сиенитов. В миогеосинклинальных прогибах Зарафшано-Гиссарской зоны интенсивность вулканических процессов ($O_{2-3}; P_1$) относительно невелика. Щелочно-базальтоидная формация (Т) широко проявилась на всей территории Южного Тянь-Шаня.

В структурах Северного Памира и Южного Гиссара (Мечетлинская, Калайхумб-Сауксайская зоны) с периодом активизации протоплатформы (PR_2 ?) связаны базальты, трахибазальты, пикрито-базальты, а в C_1 заложилась рифтогенные эвгеосинклинали (формации Na-базальтов, Na-базальтов-липаритов, андезито-базальтов, дацит-андезитов). В орогенную стадию образовались вулканы андезитовой, дацит-липаритовой, трахиандезитовой формаций (P_1-P_2). Для миогеосинклинальных зон или областей активизации срединных массивов (Османталинская, Байсунская) более типичны эффузивы с повышенной щелочностью (иногда пикритоидным уклоном), калиевостью, кремнекислотностью (высокоглиноземистые андезиты и андезито-базальты, липариты, кварцевые латиты C_1-C_2 и т.д.).

На Южном Памире в условиях протогеосинклинального и протоплатформенного режимов образовались ассоциации меланобазальтов-

риолитов, субщелочных пикрито-базальтов, слюдяных перидотитов (PR). В Центральнопамирской миегеосинклинали формировались Na-K - субщелочные базальтоиды, а в Рушанско-Шартской зоне - пояс пикрито-базальтов, субщелочных меланобазальтов. В юго-восточно-памирской миегеосинклинали накапливались Na- и Na-K - базальты, андезит-базальты, андезиты, андезито-дациты. В орогенный этап формируются серии последовательно дифференцированных базальтов-липаритов (J-P), а эпиорогенный этап ознаменовался проявлением щелочных Na - и K - базальтоидов (P₃-N):

Рассмотренные структуры Таджикистана характеризуются широким и многообразным проявлением связей вулканизма и плутонизма на различных стадиях их эволюции - от рифтогенных и раннегеосинклинальных до орогенных и субплатформенных. Главные петрогеохимические и металлогенические особенности вулканических формаций региона определяются типом субстратов магмообразования или, иными словами, отражают вертикальную и латеральную неоднородность состава верхней мантии и земной коры. В свою очередь, состав вулканических серий - надежный индикатор глубинного строения и геотектонического режима структурно-формационных зон.

Т.А.Карасева, А.В.Покровский,

ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАРАФШАНО-АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

ИГиГ АН УзССР

Проявления вулканизма характерны для разных этапов тектоно-магматической эволюции Зарафшано-Алайской зоны.

Различные ортопороды и метавулканы составляют до 30% объема нижней вулкано-терригенной части разреза ее нижне-среднепалеозойского геосинклинального комплекса. Они приурочены к обикалонской (O₂), шахримонской (O₃) и шингской (S₁^с) свитам. Изучение этих пород со "снятием" метаморфизма позволило выявить формационные особенности древних вулканитов и основные черты их эволюции.

Обикалонская свита, вероятно, представляющая собой комплекс основания зоны, сложена различными песчаниками и реже кварцитами сероцветной сланцево-граувакковой формации. Среди них встречаются прослои и пачки (до 130м) метавулканитов основного состава,

количество и мощность которых возрастают в направлении с запада на восток и сверху вниз по разрезу. Они представлены амфиболитами (р. Аксай и др.) и зелеными хлорит-эпидот-актинолитовыми сланцами, иногда с субглаукофаном. (басс. рек. Гариф, Ягноб, Анзоб и др.). Метаморфизм этих пород отвечает переходной глаукофан-зеленосланцевой фации. Тем не менее в них нередко сохраняются реликтовые порфировые, офитовые и другие вулканогенные микроструктуры. Судя по свойственным им особенностям, исходные вулканы относятся к формации океанических базальтов.

Шахриомонская свита представляет низы разреза мощной (до 6 км) трансгрессивной серии осадков собственно геосинклинального комплекса зоны. Она сложена метапесчаниками и метасланцами кварцево-песчано-сланцевой формации. Существенную роль в ее составе играют также туфопесчаники, туфы андезит-дацитовых и липарито-дацитовых порфиров орогенной порфировой формации. Слагающий эти породы пирокластический материал аллохтонного характера, вероятно, привнесен с юга из Байсунской зоны, где в этот период происходила частная инверсия каледонской геосинклинали с соответствующими проявлениями наземного кислого вулканизма. Подобного происхождения, вероятно, кислый пирокластический материал и в обикалонской свите.

В шингской свите вулканогенные образования ассоциируют с грубообломочными терригенными отложениями. Пространственно они тяготеют к северной окраине зоны (хр. Чакылкалян и др.), а южнее сменяются кремнисто-карбонатными отложениями, что свидетельствует о значительном обмелении раннесилурийского седиментационного бассейна. Это преимущественно различные зеленые туфы, реже туфолавы, отвечающие по химизму андезитам, андезитодацитам и липарито-дацитам. Вдоль водораздела хр. Чакылкалян встречаются также субвулканические дайки и неки (Навдорозсай) липарито-дацитовых порфиров. Эти вулканы, вероятнее всего, формировались в условиях архипелагового ландшафта и представляют собой островодужную андезит-дацитовую формацию.

Подобные же несколько более кислые вулканогенные образования приурочены к пушневатской свите (D_2-C_1). Они ассоциируют с отложениями вулканогенно-кремнисто-терригенной формации и накапливаются в краевых интрагеосинклинальных прогибах в связи с частной инверсией зоны в орогенную стадию ее развития.

Таким образом, в истории тектоно-магматического развития Зарафшано-Алайской зоны отчетливо прослеживается эволюция вулканогенных образований от океанической базальтовой (через островодужную андезито-дацитовую) до орогенной дацит-липаритовой формации.

Н.А.Гнутенко, И.А.Ковальчук,
В.Н.Куземко, В.И.Павлов

ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ МЕТАВУЛКАНИТОВ
ЗАРАФШАНО-ГИССАРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМА
ЛьвовГУ

Метаморфический комплекс Зарафшано-Гиссарской зоны состоит из слюдястых сланцев и подчиненного количества метавулкани-тов, яшмокарцитов, известняков. Вулканогенные образования выделяют в самостоятельную "формацию metabазитов" либо разделяют на два разновозрастных комплекса, один из которых сопоставляют с океаническими, а второй - с островодужными базальтоидами. Сланцевые и метавулканитовые разрезы даже противопоставляют друг другу как соответствующие внешней и внутренней зонам эвгеосинклинали. Таким образом, вулканиды и сланцы рассматривают обособленно, а их совместное нахождение объясняют крупными горизонтальными перемещениями.

Детальное картирование, проведение в бассейнах рек Ягноб, Гориф, Сардаи-Миёна, показывает, что метавулканиды - неотделимая часть разреза так называемых ягнобских сланцев ордовика-силура. Они встречаются по всему разрезу в виде прослоев и пачек мощностью от нескольких миллиметров до десятков метров и составляют в целом около 10% его объема. Местами их концентрация достигает 50%, что свойственно главным образом нижней части разреза.

Сланцы представляют собой метаграувакки с устойчивым преобладанием натрия над калием. Среди метавулканидов, также имеющих преимущественно натриевую специализацию, преобладают порфиритоиды, по химизму соответствующие базальтам и андезито-базальтам, связанные взаимопереходами. Незначительно распространены меланократовые порфиритоиды, соответствующие по составу андезитам, и лейкократовые разности, сопоставимые с липаритами.

По соотношению фемичность — общая щелочность большая часть вулканитов укладывается в пределы "пикрито-базиты-мезиты" и лишь лейкократовые порфириды обособляются в поле "салитов". Для средних и основных разностей заметен субщелочной уклон, им свойственно некоторое сходство со спилито-диабазами и андезито-базальтами. Совокупность вулканитов образует дифференцированную магматическую ассоциацию с антидромным развитием. По ряду химических параметров эта ассоциация существенно отличается от каменноугольных спилитов Южного Гиссара.

Сланцы и метавулканиты составляют единую вулканогенно-граувакковую формацию, что позволяет охарактеризовать тектонический режим ее образования как промежуточный между эв- и миегессинклинальным в условиях расчлененного рельефа и достаточно совершенной тектонической дифференциации региона.

Линейный характер развития вулканитов и большая мощность формационного тела (5 км и более) указывают на интенсивное погружение в связи с растяжением в зоне узкого трога. В дальнейшем растяжение сменилось сжатием, что привело к глаукофан-зеленосланцевому метаморфизму, изоклинальной складчатости и интенсивному рассланцеванию толщи.

К.У.Урунбаев

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДОВ ТЯНЬ-ШАНЯ

ИГиГ АН УзССР

Гранитоиды этой обширной территории объединены нами в три петрогеохимических типа: фемический, сиалическо-фемический и сиалический, различающиеся по условиям локализации, распространению, происхождению, и главным образом по петролого-геохимическим особенностям и рудоносности.

К фемическому типу относятся кислые дифференциаты габбро-плагиогранитового формационного ряда (плагиограниты, плагиопорфиры), развитие в горах Кульджуктау, Султануиздаг, Южной Ферганы и др. Они приурочены к зонам глубинных разломов и рассматриваются в составе габбро-плагиогранитовой формации. По природе образования относятся к подкоровым гранитоидам. Характерными особенностями их являются генетическая сопряженность с габброидами, с частыми переходами в них. Они состоят из плагиоклазов ($A_{II} - 14-20\%$)

и кварца при незначительной роли каликатровых полевых шпатов и биотита с умеренной железистостью. Из аксессуаров постоянно отмечаются (в г/т) ильменит (120-200), титаномагнетит (60-150), циркон (90-200), реже сфен (15-40). Для химизма гранитоидов этого типа свойственна умеренная или низкая щелочность (сумма щелочей равна 3-5% при $Na/K > 2-3$). На диаграмме $f_{\text{на}}^{\text{на}}$ их фигуративные точки ложатся в поле базальтов. Первичная геохимическая специализация их - Ti, Fe, Ca. Гранитоиды этого типа сопровождаются медной иногда титаномагнетитовой минерализацией.

Гранитоиды сиалическо-фемического типа широко распространены в пределах вулканоплутонических поясов и вторичных геосинклиналей (Кзылкумо-Кураминская, Байсунская и Мачитлинская). Они входят в состав габбро-диорит-адамеллитовой (C_2), габбро-монзонитовой (C_2), гранодиорит-порфировой и гранит-лейкогранитовой (P) формации и образуют мезо-гипабиссальные плутоны и массивы многофазного строения. По И.Х. Хамрабаеву, они относятся к нижнекоровым, базальтоидным гранитам. Характерные особенности их - тесная сопряженность с вулканитами, приводящая к образованию сложных полифациальных вулканоплутонических ассоциаций. Отличительные признаки - пироксен-амфибол-биотитовый состав цветных минералов, низкая железистость (35-45%) последних и значительное развитие магнетита (0,3-0,5%), титаномагнетита (0,1-0,18%), апатита (150-450 г/т), сфена (80-130 г/т), акцессорного ортита (60-150 г/т); наличие сравнительно редких протоматматических минералов - иоцита, муассонита, когенита и т.п. Химизм характеризуется высокой известковистостью, сравнительно повышенной железистостью и щелочностью (при $Na \leq K$).

В геохимическом отношении гранитоидам данного типа, помимо элементов группы железа, характерно повышенное содержание меди (50-110 г/т), золота (0,0075-0,014 г/т), серебра (0,09-0,24 г/т), молибдена (1,5-6 г/т), олова (5-12 г/т), фтора (800-2100 г/т), хлора (250-60 г/т), а на уровне или ниже кларка рубидия, цезия, лития, вольфрама, свинца, цинка. С ними ассоциируют месторождения медно-порфировой (медно-молибденовой) и флюорит-барит-полиметаллической формаций.

К сиалическому типу в Северном Тянь-Шане и Чаткале относятся породы мигматит-гнейс-гранитовой (PR_2-P_{Z1}) формации, в Южном - диорит-гранодиорит-гранитовой (C_3-P_1), гранит-нефелинсиенитовой

или гранит-аляскитовой (P_I) формаций. Они формируются из "водонасыщенных" магм в условиях абиссальной и ультраабиссальной фаций глубинности (4-6 км, чаще 10-12 км, $P_{H_2O} = 3-4$ к/бар); автономны относительно процессов вулканизма и относятся к верхнекоровым. Этой группе гранитов свойственны: а) для древних представителей - признаки залегания на месте образования, слабая перемещенность и конформность относительно рамы; б) приуроченность к областям с напряженной альпийской складчатостью; в) в составе формаций ведущее место занимает граниты; г) биотитовый, биотит-мусковитовый парагенезис цветных минералов [$f' \geq 70-80\%$] слабое развитие акцессорного магнетита, низкое содержание титана и ванадия. Обычно среди аксессуаров доминируют тантало-ниобаты (130-300 г/т), циркон (150-200 г/т), редкие земли (100-200 г/т), апатит (80-120 г/т), гранат (30/35 г/т) и др. В зависимости от фациальности и состава вмещающих пород спорадически появляются флюорит, касситерит, шеелит, турмалин, галенит и другие минералы.

Особенности химизма этого типа гранитов проявляются в малом содержании Fe (1,3-2%, при $F^{2+} > F^{3+}$), Mg (0,2-0,4%) средней щелочности $K_2O + Na_2O = 7-8\%$ (при $K/Na \geq 1,5-2$). Показательно превышение кларковых величин в 1,5-3 раза для Mo, W, Sn, Ta, Nb , иногда и Am малоизмененных гранитоидах. Их рудоносные представители сопровождаются редкометальными (W, Mo) скарнами и контактовыми роговиками, редкметальными (Sn) пегматитами, грейзенами и кварц-турмалиновыми жилами, золотоносными кварцевыми жилами и т.п.

П.Т.Азимов

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
ИГиГ АН УзССР

Рассматриваемая территория по особенностям геологического строения, набору формаций, вулканизму и осадочным образованиям подразделяется на три структурно-формационные зоны: Букантау-Карачатыр-Алайскую (эвгеосинклинальную), Аумиңза-Зарафшан-Туркестанскую (миогэосинклинальную) и Зарафшан-Алайскую (эвгеосинклинальную).

Продукты орогенного гранитоидного магматизма в этих зонах широко развиты от C_2 до P_I включительно. Они отнесены к

следующим формациям: диорит-гранодиоритовой, габбро-диорит-плагитогранитовой, тоналит-трондьемитовой, гранит-алаяскитовой.

Установлено, что по латерали с севера на юг наблюдается общий рост объема гранитоидных формаций и происходит смена натровых и натрово-калиевых гранитоидных формаций существенно калиевыми. Для проверки этой петрохимической зональности автор проанализировал распределение щелочей (Na_2O , K_2O и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и в связи с ними редких щелочных элементов. Полученные результаты приведены в таблице, из которой видно, что гранитоиды Букантау-Карачатыр-Алайской структурно-формационной зоны имеют более натровый состав; в гранитоидах, расположенных в Ауминза-Зарафшан-Туркестанской структурно-формационной зоне, отмечается рост калия и, наконец, гранитоиды Зарафшано-Алайской структурно-формационной зоны становятся еще более калиевыми. В этом же порядке происходит рост лития, рубидия и цезия, связанных с калием.

Таким образом, содержание щелочей в гранитоидах трех структурно-формационных зон разное, что может быть использовано как один из критериев проведения границ указанных зон.

Компоненты	СФЗ		
	I	II	III
$\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$	I, I-3,3	0,8-I,0	0,5-0,8
Li (г/т)	I4	44-75	II4
Rb (г/т)	90	I30	325
Cs (г/т)	I2-I6	30	44

Структурно-формационные зоны (СФЗ): I-Букантау-Карачатыр-Алайская, II - Ауминза-Зарафшан-Туркестанская, III - Зарафшан-Алайская.

В.Н.Метик, С.А.Лесков

ТИПЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ МАССИВОВ
ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
В С Е Г Е И

I. Типизация зональности гранитоидных массивов Южного Тянь-Шаня различной формационной принадлежности произведена при петрологическом изучении на основании массового петрогеохимического опробования и применения тренд-анализа.

2. К первому типу относятся зонально построенные тела среднекаменноугольных каттаичского и зарафшанского комплексов, принадлежащих диорит-гранодиоритовой формации. В них породы периферических зон переменной мощности обогащены фемафильными компонентами ($Ti, Mg, Fe, Co, V, Zn, Sc$), а также Ca, Ba, Sr ; имеют повышенные значения плотности и магнитной восприимчивости. Массивы комплексов различаются по контрастности распределения элементов на площади и соответственно величинам их дисперсий. Интрузии каттаичского комплекса представлены грубозональными телами с резко выраженной неоднородностью распределения указанных элементов и значительной силой тренда. В отличие от них массивы зарафшанского комплекса обнаруживают лишь слабую неоднородность в горизонтальных и вертикальных сечениях с нарушением гомогенности только в узких зонах эндоконтактов. Подобная зональность обусловлена кристаллизацией от контактов к центру массивов, а контрастность распределения элементов — различной способностью расплавов к дифференциации на уровне становления массивов.

3. Второй тип объединяет массивы позднекаменноугольных раннепермских зирабулак-каратюбинского и шуракского комплексов гранитовой формации. В них установлено увеличение фемафилов (Ti, Mg, Fe, Ni, V) и калия, а также величин петрофизических параметров в маломощных прикровлевых частях массивов, связанных с явлениями магматического замещения в параавтохтонных массивах или с ассимиляцией вмещающих толщ в аллохтонных интрузиях. В горизонтальных сечениях увеличение в гранитоидах литофильных и редких элементов на контакте с алюмосиликатными породами обязано процессам инфильтрационного метасоматоза.

4. Третий этап образован массивами пермской лейкогранитовой формации (каратауский и др. комплексы) с отчетливо проявленной на картах трендов вертикальной зональностью и концентрацией в верхних частях интрузий литофильных (Sr, Na, Li), редких, летучих (H_2O, F) компонентов и резким уменьшением фемафилов (Fe, Ti, Mg, Ca, Zn). Интенсивная эманационная дифференциация гранитной магмы на уровнях очага и становления массивов, кристаллизация их снизу вверх определила вертикальную зональность интрузий и их редкометалльную рудоносность.

Р.Б.Баратов, С.И.Щукин

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ ГИССАРСКОГО ПЛУТОНА

ИГ АН ТаджССР, ВСЕГЕМ

Гиссарский плутон в современных структурах представляет собой гигантское геологическое тело, состоящее из сложной системы сросшихся батолитов различных порядков и возрастов общей площадью около 6000 км². Формирование этого уникального гранитного сооружения началось в раннекаменноугольное время при эвгеосинклинальном режиме и завершилось в поздней перми-раннем триасе в орогенном и сводово-глыбовом этапах геологического развития Южного Тянь-Шаня.

В ходе эволюции гранитообразования последовательно развивались гранитоиды различных формационных типов. Нами в составе Гиссарского плутона выделяются шесть формаций гранитоидов: 1 - габбро-плагиогранитовая (С₁₋₂); 2 - диорит-гранитовая (С₂₋₃); 3 - мигматит-гранитовая (С₂₋₃); 4 - гранодиоритовая (порфировая) С₃-Р₁ (?); 5 - гранит-лейкогранитовая; 6 - щелочно-гранитовая.

Наибольший объем (около 95%) Гиссарского плутона занимает диорит-гранитовая и гранит-лейкогранитовая формации. Среди остальных четырех формаций резко преобладает габбро-плагиогранитовая, на долю которой приходится около 3% объема плутона.

Габбро-плагиогранитовая формация (14 массивов общей площадью 170,7 км²) подразделяется на три субформации: габбро-диоритовую, кварцево-диорит-гранодиоритовую и альбитофир-плагиогранитовую. Последняя субформация образована магматитами вулканоплутонических ассоциаций, что подтверждается тождеством средних петрохимических составов плагиогранитов (SiO₂ - 71,63%; Na₂O - 3,61%; K₂O - 1,46%) и субвулканических альбитофиров (SiO₂ - 72,06%; Na₂O - 3,88%; K₂O - 1,18%).

Диорит-гранитовая формация (44 массива, 4161,8 км²) также подразделяется на три субформации: диорит-гранодиоритовую, гранодиорит-гранитовую и адамеллитовую. Диорит-гранодиоритовая

субформация проявилась с меньшей интенсивностью по сравнению с двумя другими (17 массивов, 562,8 км²), она характеризуется средним содержанием SiO_2 -61,4%; Na_2O - 3,28% и K_2O -2,77%. Гранодиорит-гранитовая субформация представлена шестью крупными батолитами (2039 км²), в ней резко увеличивается содержание калия (SiO_2 -68,8%; Na_2O - 3,24%; K_2O - 3,92%). Адамеллитовая субформация (21 массив, 1560 км²) по петрохимическим параметрам близка к предыдущей (SiO_2 -67,7%; Na_2O - 3,18%; K_2O - 3,56%).

Мигматит-гранитовая, гранодиоритовая (порфи́ровая) и целочно-гранитовая формации в составе Гиссарского плутона занимают подчиненное положение, к ним относятся единичные батолиты площадью 30-60 км².

Гранит-лейкогранитовая формация (15 массивов, 1100,6 км²), практически завершающая мощную волну гранитообразования, выделяется максимальным проявлением геохимической активности калия (SiO_2 -70,87%; Na_2O - 3,13%; K_2O - 4,96%).

Пульсационное проявление гранитообразования в длительном процессе становления Гиссарского плутона во многом определило основные черты эндогенной минерализации и генезиса месторождений полезных ископаемых в Зарафшано-Гиссарской горной области.

С.М. Бабаходжаев, Р.Х. Хасанов,
А.К. Мельниченко

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ РЯДЫ ГРАНОДИОРИТОВ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ТАДЖИКИСТАНА

ИГ АН ТаджССР

В пределах Таджикистана гранодиориты разнообразных плутонических (диорит-гранодиоритовой, гранодиорит-гранитовой, гранит-гранодиоритовой) формаций развиты довольно широко, площадь их распространения составляет соответственно в Северном и Центральном Таджикистане более 1000 км² и 800 км², на Южном Памире около 3500 км².

Рассматриваемые интрузивные породы формировались по вертикали в четырех возрастных интервалах - среднем (320±12 млн. лет) и верхнем (300±12 млн. лет) карбоне, ранней перми (260±10 млн. лет) и раннем мелу (120±5 млн. лет), а по латерали в различных геологических условиях, главным образом в завершающие

этапы развития геосинклинали Срединного и Южного Тянь-Шаня и Южного Памира. По вещественному составу они относятся к группе кислых щелочно-земельных весьма высокоглиноземистых ($a\ell' = 2,6-2,8$) пород калиево-натриевой ($Na_2O/K_2O = 0,6-0,9$) серии нормального ($Na_2O + K_2O = 6,1-7,1$, вес %) петрохимического ряда.

В вертикальном ряду (от более древних к молодым) формационных типов гранодиоритов наблюдаются следующие закономерности изменения их химического состава: увеличивается содержание кремнезема, титана, глинозема, закисного и суммарного железа, натрия, калия и суммы щелочей. Распределение магния носит сравнительно равномерный характер.

По латерали петрохимические особенности описываемых гранодиоритов на территории Таджикистана изучены в двух сечениях: 1) с запада на восток вдоль широтных простираний Срединного и Южного Тянь-Шаня и Южного Памира, совпадающих с осевыми частями Кураминоского, Туркестанского, Зарафшанского, Гиссарского, Каратегинского и ряда Памирских хребтов, и 2) с севера на юг вкрест простирания этих хребтов.

В латеральных разрезах с запада на восток указанных выше хребтов изменения химических составов гранодиоритов выражаются в увеличении их кремнекислотности при одновременном уменьшении содержания окисного и закисного железа, магния, кальция. Титан, глинозем, натрий и калий имеют относительно равномерное распределение во всех разрезах, кроме Памирского, в котором содержание натрия и калия увеличивается с запада на восток.

В поперечных (с севера на юг) латеральных разрезах Северного и Центрального Таджикистана и Южного Памира увеличивается количество кремнезема, закисного железа, кальция и уменьшается окисного железа. Содержание титана, глинозема, магния, натрия и калия варьирует в близких соотношениях.

В целом для гранодиоритов плутонических формаций Таджикистана установлена петрохимическая зональность в вертикальном (ко времени) и латеральном (в пространстве) рядах.

Временная (от древних к молодым) и латеральная (широтная и субмеридиональная) зональности свидетельствуют о генерации исходных расплавов для гранодиоритов в каждую эпоху интрузивного магматизма в недрах складчатых областей Таджикистана. Латеральная зональность отдельных его регионов указывает на миграцию очагов

магмообразования в пределах каждого из них, а также о степени проявления процессов дифференциации и гибридизма и некоторых других явлений магматической деятельности.

Полученные данные по петрохимической зональности гранодиоритов различных плутонических формаций Таджикистана представляют определенный интерес для оценки их потенциальной рудоносности, поскольку с ними связаны рудопоявления железа, свинца, цинка, золота, серебра, олова, вольфрама и других элементов.

А.К.Мельниченко

О РАННЕОРОГЕННОЙ ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ
ЮЖНО-ГИССАРСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)
ИГ АН ТаджССР

Детальное изучение при крупномасштабном картировании в 1975-1979 гг. гранитоидов северного окончания Гиссарского плутона позволило выделить среди них более молодые образования, характерные для диорит-гранодиоритовой формации начала поздних стадий развития складчатых областей. В Южно-Гиссарской структурно-формационной зоне ее типичным представителем является выделенный нами Замбарский комплекс, представленный 4 последовательными интрузивными фазами: 1) габбро-диориты, кварцевые диориты, кварцевые монодиориты; 2) гигантопорфировые гранодиориты, кварцевые монцититы; 3) среднезернистые гранодиориты-адамеллиты; 4) мелкозернистые граниты-адамеллиты. Жильные дериваты: аплиты, пегматиты.

Гранитоиды Замбарского комплекса слагают пласто-, штоко- и четкообразные тела, площадью от нескольких до первых десятков км², линейно вытянутые с запада на восток (бассейны рек Казнок, Каракуль, Сарытаг, Туполанг, Каратаг, Варзоб) в приводораздельной части Гиссарского хребта и приуроченные к шовной зоне Северо-Гиссарского разлома. В плане они имеют неправильную форму с апсфизами во вмещающие осадочно-терригенные толщи S_{2-3} и порфировидные биотит-амфиболовые гранодиориты и граниты-адамеллиты S_3 Гиссарского плутона. По геологическим данным, возраст гранитоидов Замбарского комплекса определяется как после S_3 . Согласно калий-аргоновой геохронометрии, абсолютный их возраст составляет 250-277 млн. лет при среднем значении 263 ± 10 млн. лет, что отвечает ранней перми.

Наиболее характерные особенности гранитоидов Замбарского комплекса: изменчивость структурно-текстурных признаков; наличие эндоконтактных фаций закалывания, а в апикальных частях пород повышенной основности; слабое и неравномерное проявление и невыдержанность минерального составов; четко выраженная зональность достаточно основного (лабрадор-андезит) плагиоклаза, сосуществующего с кварцем и калишпатом; принадлежность по химизму к щелочноземельной весьма высокоглиноземистой калиево-натриевой серии нормального петрохимического ряда. По соотношению щелочей и кальция они относятся к дифференциатам непрерывного известково-щелочного ряда с близкой степенью родства. Наличие пород типа кварцевых монцодiorитов и кварцевых монцитов, а также повышенная калиевоность гранитоидов позволяют отнести их к несколько своеобразному "монцититоидному" типу химизма.

На графике "индекс дифференциации-породообразующий окисел" фигуративные точки составов описываемых пород образуют единую полосу в поле производных гранитной магмы. От более ранних фаз к поздним индекс дифференциации изменяется соответственно от 47 до 89, т.е. гранитоиды 4 фазы - наиболее кислые производные гранитной магмы, сформировавшей гранитоиды Замбарского комплекса.

В процессе становления комплекса от пород I фазы к заключительной закономерно изменяется минеральный и химический состав. Так, с увеличением содержания кварца (от 8,3 до 35%) и калишпата (0,0-44%) уменьшается количество (6I-20%) и основность (лабрадор-альбит) плагиоклаза, роговой обманки (34-3%), биотита (25-2%). С ростом кислотности (от 57,4 до 73,6%) и щелочности (5,3-8,3%) пород при одновременном увеличении содержания калия (2,3-5,0%) уменьшается количество титана (0,8-0,2%), алюминия (I6,5-I4,0%), железа (6,9-I,6%), магния (4,1-0,4%) и кальция (6,7-I,0%). Биотиты изученных гранитоидов кристаллизовались при самых высоких потенциалах калия и низких - воды и температурах 700-750°C. Формирование интрузивных тел происходило в условиях гипабиссальной фации (I,5-2 км).

С интрузивными породами Замбарского комплекса пространственно и генетически связана одновозрастная оловянно-вольфрамовая минерализация.

М.М.Мамадвафоев, А.С.Ниезов

К ПЕТРОХИМИИ И ГЕОХИМИИ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ
 БАССЕЙНОВ рр.ШИНГ-АРЧАМАЙДАН (ЗАРАФШАНО-ГИССАР) В СВЯЗИ С ИХ
 ФОРМАЦИОННЫМ АНАЛИЗОМ

ТГУ

I. Исследуемые гранитоидные интрузии (таблица), как и однотипные массивы Зарафшано-Гиссарской зоны сформированы в конце S_2 и в S_3 , на геосинклинально-инверсионном этапе развития региона. Они приурочены к палеозойским терригенным и карбонатным отложениям и сложены, в основном, гранодиоритами. Послед-

Химический состав гранитоидных интрузий бассейнов
 рр.Шинг-Арчамайдан (вес %)

Окислы	Интрузия, порода					
	I	II	III	IV	V	У
	Гранодиорит			Кварцевый диорит		
62,78	63,35	61,89	63,07	59,03	60,58	
0,56	0,57	0,53	0,66	0,80	0,65	
15,98	15,86	16,0	15,93	15,60	16,44	
0,89	1,10	1,03	0,86	1,32	0,56	
3,38	4,27	4,18	4,56	5,72	5,56	
0,08	0,09	0,10	0,10	0,12	0,12	
2,15	2,40	2,10	2,15	3,77	2,69	
4,17	3,86	3,43	4,34	5,53	4,98	
3,88	2,79	5,70	2,85	2,56	3,05	
3,38	3,46	3,90	2,92	2,70	2,74	
0,16	0,19	0,18	0,15	0,20	0,17	
0,34	0,12	0,48	0,09	0,37	0,30	
0,14	0,10	0,05	0,12	0,20	0,22	
1,69	1,61	2,21	1,95	2,27	2,07	
99,58	99,77	99,25	99,75	100,25	100,13	
2	16	1	7	20	3	

Примечание. Массивы: I - Бодгинский; II - Шти-Фарфарский;
 III - Сарыматский; IV - Воруийский; V - Амшугский.

ние на контакте с аллюмосиликатными отложениями постепенно переходят в тоналиты и адаметлиты, а с карбонатными — в кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты, сиено-диориты, кварцевые метасиениты и монцониты.

2. По химизму главные типы пород массивов подразделяются на: а) насыщенные кремнекислотой и богатые щелочами (гранодиориты Сарыматской интрузии); б) слабо пересыщенные кремнекислотой и бедные щелочами (кварцевые диориты Воруийской интрузии); в) пересыщенные кремнекислотой и бедные либо очень бедные щелочами (гранодиориты Бодгинской и Пшти-Фарфарской и кварцевые диориты Амшутской интрузий). Петрологические черты массивов указывают на образование их за счет палингенной известково-щелочной магмы при существенной роли процессов гранитизации пород рамы и последующих наложенных метасоматических процессов.

3. Массивы характеризуются отрицательной геохимической специализацией в отношении $Sm, Nb, U, Rb, Y, Th, Ni, Ti, V, Mn$ и положительной — к $W, Sn, As, Cu, Zn, Pb, Ag (Co, Cr, Ba, Sr, F)$. Они сопровождаются скарновыми проявлениями с редкометалловой (Sn, W и др.) и сульфидной минерализацией, типичными для геосинклинально-инверсионных гранитоидов Зарафшано-Гиссарской зоны.

С.Е. Сабельников

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ГРАНИТОИДОВ КОКШААЛЬСКОЙ
МИОГЕОСИНКЛИНАЛИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
ИГ АН КиргССР

В отличие от ранее принятого объединения всех гранитоидов Фергано-Кокшаальской складчатой системы Южного Тянь-Шаня в единый верхнепалеозойский интрузивный комплекс выделяется самостоятельный Акшийракский комплекс, который сформировался в течение трех последовательных интрузивных фаз, представленных кварцевыми монцодиоритами и гранодиоритами (первая фаза), рапакивигоподобными гранитами (вторая) и лейкогранитами (третья фаза).

Названная ассоциация обладает всеми чертами комагматичности. 1. Пространственной совмещенностью в пределах Кокшаальской позднегерцинской складчатой зоны миогеосинклинального типа, расположенной на окраине Таримской платформы. 2. Тесным

возрастным интервалом: 320-304 млн. лет, охватившим конец карбона-начало перми (по геохронологической шкале смежной территории Казахстана), т.е. заключительные стадии инверсионного и начальные консолидационного этапов развития герцинской Ферганско-Кокшаалской складчатой области. 3. Закономерной эволюцией содержаний и состава породобразующих минералов в соответствии с гомодромной последовательностью развития гранитоидной серии. 4. Широким набором "сквозных" акцессорных минералов (19 минеральных видов). 5. Эволюция химизма гранитоидов Ахшыйракского комплекса характеризуется закономерным увеличением кремнекислотности, щелочности и уменьшением основности от ранних фаз к поздней. Рассматриваемые породы соответствуют субщелочному ряду, калиево-натриевой серии и обладают высокой и весьма высокой глиноземистостью. 6. Геохимической спецификой, проявляющейся в повышенных содержаниях рудных и летучих элементов (олова, молибдена, бора и фтора), и закономерном понижении индикаторных отношений редких элементов (K/Rb , K/Cs , Rb/Cs , Rb/Li , Th/U) в ряду последовательных дифференциатов и Zr/Hf в цирконах.

Гранитоидные массивы являются дискордантными и постскладчатými. Размещение их контролировалось субширотными дислокациями докембрийского фундамента гранито-гнейсового состава. Особенностью строения земной коры Кокшаала является ее увеличенная по сравнению со смежными районами Тянь-Шаня мощность (около 65 км) и значительное превышение толщины "базальтового" слоя (40 км) над "гранитным" (6-7 км).

Гомодромная последовательность развития гранитоидной серии Кокшаала объясняется кристаллизационной дифференциацией родоначальной магмы "гранодиоритового" состава, возникшей в результате палингенно-анатектического плавления сиалического вещества коры под действием высоконагретой базальтоидной магмы, сопровождавшееся ассимиляцией вещества теплоисточника.

Различные уровни формирования последовательных дифференциатов глубинного очага (от мезо- до гипабиссального) свидетельствуют о возрастании величины миграции магмы к заключительной фазе интрузивной деятельности.

Многоэтапный характер кристаллизации гранитоидов и присутствие жильной серии со специфическим для каждой фазы внед-

рения составом позволяет предположить образование промежуточных, в значительной степени автономных магматических камер в процессе эволюции глубинного очага.

Начальные стадии кристаллизации гранитоидов характеризовались следующими значениями интенсивных параметров: для пород первой интрузивной фазы - $P_{H_2O} > 5$ кбар, $T = 700-760^{\circ}$; второй - $P_{H_2O} \leq 5$ кбар, $T = 710-770^{\circ}$; третьей - $P_{H_2O} \approx 2$ кбар, $T = 740-800^{\circ}$.

Изученную ассоциацию интрузивных комагматов следует отнести к ряду ортомагматических гранитоидов и к гранодиорит-гранит-лейкогранитовому формационному типу.

Выделение самостоятельной формации рапакиви в рамках названного региона на основании наличия лишь подобных пород едва ли правомерно.

В.Д.Дусматов, Ф.Н.Абдусаломов

ФОНОЛИТ-НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ГИССАР-АЛАЯ
ИГ АН ТаджССР

Щелочной интрузивный магматизм региона проявлен широко, в то время как щелочная эффузивная деятельность отмечена только в бассейне р. Каракуль. Породы формации этого района размещены в зоне пересечения субмеридиональных и субширотных разрывных нарушений. Возраст по геологическим данным и абсолютной геохронологии определяется как P_2-T_1 .

Породы формации слагают небольшие по площади интрузивные массивы (Ахбаоай, Казнок, Пушневат, Аксай), эффузивный поток (Казнок, Ахбасай) и субвулканические дайкообразные тела (бассейн р.р. Ахбасай и Пушневат). Породы интрузивного и эффузивного комплексов пространственно совмещены и приурочены к Арчамайдан-Ахбасайской антиклинали.

Эффузивы размещены в центральной и северной части, а интрузивы преимущественно в южной.

Эффузивные породы представлены фonoлитами и щелочными трахитами, последние по объему имеют преимущественное развитие. Среди интрузивных пород формации преобладают фойяиты, менее развиты щелочные сиениты. В петрохимическом отношении породы формации характеризуются высоким содержанием щелочей и глинозема и низким-

кремнезема. Коматитичные интрузивные и эффузивные породы формации имеют и близкий минеральный состав. Главные породообразующие минералы — нефелин, микроклин—пертит, альбит, эгирин, катофорит, лепидомелан. Изучение типохимизма породообразующих минералов и металлогеническая специализация показали, что породы формации занимают промежуточное положение между агпайтовыми и миаскитовыми типами щелочных пород.

Породы формации характеризуются и близким содержанием лития, цезия, олова, фтора. Геохимическая специализация пород на фтор и пространственная связь флюоритового оруденения с породами формации указывает и на генетическую связь флюоритового оруденения с породами фанолит—нефелин—сиенитовой формации.

И. К. Абубакиров, Н. Х. Якубов

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И СЕВЕРНОГО ПАМИРА
ИГиГ АН УзССР

В эвгеосинклинальных зонах Южного Тянь-Шаня и Северного Памира вдоль субширотных крутопадающих глубинных краевых разломов широко распространены сравнительно небольшие массивы и тела габброидов и серпентинитов (последние резко преобладают) габбро—перидотитовой формации. Возраст их разными исследователями трактуется от P_{I-2} до C_{I-2} включительно. Для отдельных массивов установлены термальные интрузивные контакты с породами рамы.

Нами проанализировано свыше ста химических составов серпентинитов из большинства массивов Южной Ферганы, Атбаши—Джангджира и Северного Памира. Пересчеты частных химических анализов с использованием диаграммы в координатах $A-S'$ показали, что первичные ультрамафитовые породы представлены главным образом гарцбурггитами и реже лерцолитами и верлитами (Сарталинская и Абширская полосы), относящимися к магнезиальному типу. Для гарцбурггитов характерно низкое содержание Al , Ca , Ti и щелочей, а также повышенный по сравнению с кларковым уровень Ca . Соотношения $MgO/\Sigma FeO$ и $MgO/MgO + \Sigma FeO$ (средние значения) соответственно равны для апогарцбурггитовых серпентинитов: Южной Ферганы—7,5 и 0,88; Атбаши—Джангджира—7,7 и 0,88; Северного Памира—7,0 и 0,87.

Для серпентинизированных гарцбургитов Южного Тянь-Шаня из массивов различного возраста характерно отсутствие значительных вариаций их состава во времени, в первую очередь Mg, Fe и целочной, что, очевидно, свидетельствует об их образовании в сравнительно узком временном интервале. Стабильность состава разновозрастных массивов с вмещающими породами, первые находки их эффузивных аналогов (коматитов) позволяют объяснить генезис ультрамафитов с привлечением механизма интрузий ультраосновного расплава.

Альпийские ультрамафиты, по-видимому, представляют собой интрузивные тела, внедрившиеся в континентальную земную кору в эпохи ее растяжений и разуплотнений, и могут рассматриваться как элементы бывших раздвиговых, возможно палеорифтогенных структур. Возраст их в указанных секторах Южного Тянь-Шаня и Северного Памира не должен сильно отличаться от возраста парагенетических с ними раннегеосинклинальных базальтоидов (S-D-C₁).

А. В. Головкин, Я. С. Висъневский

НЕКОТОРЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ КОМПОНЕНТЫ КАНСКОГО МЕЛАНЖА

ТашПИ

Канская офиолитовая полоса, расположенная в северных предгорьях Алайского хребта в зоне Южно-Ферганского глубинного разлома, представляет собой типичный полимиктовый серпентинитовый меланж, основными чертами которого являются сильная тектонизированность его цемента и огромная насыщенность глыбами разнообразных пород — осадочно-метаморфических и магматических. Цементирующая основа меланжа представлена бастит-хризотиловой разностью апогарцбургитового серпентинита.

Наиболее крупные блоки сложены различными кристаллическими известняками и сланцами, почти всегда брекчированными, а также более редкими эффузивами, в частности миндалекаменными спилитами. Прочие магматические компоненты меланжа представлены многочисленными будинированными и растащенными дайками: лампрофировидных диоритов, диабазов, габбро-диабазов, различных габбро (шпинелевых, сосуритовых, амфиболитизированных), габбро-пегматитов, горнблендитов, шпинелевых пироксенитов и гиганто-кристалли-

ческих пироксенит-пегматитов. Некоторые особенности минерального состава дайковых пород (обогаченность апатитом, сфеном и шпинелью), а также насыщенность ими меланжа, в то время как во вмещающих меланж породах они полностью отсутствуют, вызывает к ним особый интерес.

Своеобразной породой являются гигантокристаллические шпинелевые пироксенит-пегматиты. В неизменном виде они известны на левобережье Шункоя, где образуют выход среди серпентинитов размером в несколько десятков квадратных метров. Сложены они кристаллами клинопироксена шоколадного цвета с едва заметным сиреневым оттенком. Размер кристаллов — 10 — 20 см. На плоскостях спайности видны довольно обильные включения октаэдрических кристалликов густозеленой шпинели, размеры которых редко превышают 1—2 мм. На Урусбулакском и Шуранском участках они интенсивно родингитизированы.

Еще своеобразнее шпинелевое симплектитовое габбро, которое встречено на Урусбулакском участке в виде ряда будин растащенной дайки. Это среднезернистая серая порода с темными пятнами, образованными выделениями шпинели. Под микроскопом она состоит из свежего диопсида, полностью превитизированного плагиоклаза и зеленоватой шпинели. Эти три минерала образуют оригинальные симплектитовые прорастания, напоминающие то пегматитовые, то пойкило-офитовые, а иногда принимают дактилоскопический характер. Наблюдаются всевозможные отношения этих минералов (вросстки плагиоклаза в диопсиде, диопсида в плагиоклазе, шпинели в диопсиде и плагиоклазе и диопсида в шпинели).

Установлено, что темные шпинелевые габбро переходят в пеструю разновидность, в которой основной светло-зеленоватый фон сочетается с черными пятнами, сложенными шпинелью. Размер таких пятен сильно варьирует, а их распределение в породе весьма неравномерно. В центральной части некоторых пятен располагаются выделения красного корунда (рубина) от нескольких миллиметров до двух сантиметров. Под микроскопом рубин отличается розовой окраской и сравнительно слабым плеохроизмом, а также наличием полисинтетических двойников. Зерна шпинели, окружающие рубин, почти бесцветны. Основная масса, в которой заключены шпинель и корунд, состоит из симплектитовых ленточных сростков свежего диопсида и

нацело прениитизированного плагиоклаза, примерно в равном соотношении. Этой уникальной породе, представляющей собой рубино-шпинелевое симплектитовое габбро, не известное в мировой литературе, предлагается дать собственное название "АЛАИТ".

Родингиты распространены главным образом на фланговых участках меланжа (Шуранском и Урусбулакском) в виде глыб размером 0,5 - 10 м, закатанных в серпентиниты. Это в основном плотные серовато-зеленоватые породы, состоящие из граната, клинопироксена, везувiana, хлорита, пренита и в самых различных сочетаниях этих минералов. Исходными породами являются чаще всего габброиды и пироксенит-пегматиты. Различная степень родингитизации пород ставит вопрос об их разновозрастности, а также о различии первичных ультрамафитов, при серпентинизации которых вывобождался кальций, необходимый для образования родингитов.

Следует отметить, что Канский меланж в целом представляет интересный геологический объект, в котором возможны различные открытия.

Г. К. Климов, В. Д. Дусматов

ПРОБЛЕМЫ ФОРМАЦИОННОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И ТИПИЗАЦИИ
ДАЕК И ТРУБОК ВЗРЫВА ЦЕНТРАЛЬНОГО ТАДЖИКИСТАНА
ИГ АН ТаджССР

I. По петрографическому и генетическому разнообразию даек и трубок взрыва Центральный Таджикистан может претендовать на одно из первых мест в мире. Здесь выявлены базаниты, тефриты, лимбургиты, авгититы, долерито-базальты и долериты оливинные и безоливинные, базальты субвулканические, эссексит-базальты, эссексит-диабазы, пикриты, пикрит-диабазы, муджериты, камптониты мелано-базитовые, мезобазитовые и лейкобазитовые, вогезиты, тингуаиты, гаутейты санидиновые, порфиры эпилейцитовые, сиенит-порфиры амфибол-пироксеновые, биотит-пироксеновые, пироксен-амфиболовые, амфиболовые, слюдяные, нефелиновые, ортофир-порфиры, бостонит-порфиры, эссекситы лампрофировые и порфиры, габбро-порфириты, спессартиты, минетты, керсантиты, разновидности гранитоидных порфиров. Возникает проблема их формационного и фациального исследования.

Многие дайки имеют пространственную, а во многих случаях,

вероятно, и генетическую связь с эффузивными и интрузивными комплексами: связь даек плагиоградогидрит- и трондземит-порфиров в Зарафшано-Алайской зоне с основными и кислыми вулканитами нагрового уклона. Среди маитийных производных преимущественное развитие в регионе имеют дайки с калиевым уклоном. Внутри калиевых образований выделено две серии (обе триасового возраста): диабаз-камptonит-габбро-порфиритовая серия (коровая) и пикрит-сиенит-порфириновая (базальтоидная).

2. широко распространенный в геологии теоретико-множественный методологический подход стал заменяться системным. При системном подходе возникает проблема определения границ разновидностей пород.

3. Существуют обширные вариации составов пород. Сиенит-порфиры даже на локальных участках изменяются по индексам меланократовости от лейкосиенита до лейкосиенитового габбро, причем имеются все промежуточные разновидности пород. В этом случае дискретная шкала задается по главному темноцветному минералу: слюдяные сиенит-порфиры, амфиболовые сиенит-порфиры и т.д. и их соотношениям: амфибол-слюдистые, слюдисто-амфиболовые и т.п.

4. Схема формационного расчленения даек и трубок взрыва не может быть универсальной. Ее разработка зависит от целей применения (масштаб картирования и пр.). Схема формационного анализа даек и трубок взрыва в стиле теоретико-множественного подхода без учета целевого назначения схемы или пороговых значений границ не научна, ибо даже при системном подходе каждый раз возникает принципиальная геосеологическая проблема: является ли классификация упорядочением по избранному признаку природного "хаоса" или она есть отражение системности, существующей в самих природных объектах.

5. Формационное исследование дайковых и трубко-дайковых ассоциаций территорий Центрального Таджикистана осуществляется по следующей схеме: а) фиксация по возможности всех дайковых и трубко-дайковых ассоциаций (комплексов, ареалов), б) типизация дайковых и трубко-дайковых ассоциаций (комплексов) по косинусу угла, евклидовой норме или другим коэффициентам сходства или различия, в) изучение разнообразия химизма магматических формаций через оценку роли тех или иных факторов (причин), ответственных за это разнообразие (формационных, фациальных, возрастных, региональных,

трендовых, сериальных или ассоциативных и т.д.), увязывание особенностей химизма магматитов с геологическим строением территорий, на которых они распространены, многомерная корреляция средних петрохимических составов пород интрузивов с породами даек, пространственно приуроченных к площадям развития конкретных интрузивов и пр.

Ф.К. Диваев, Г.С. Тесленко, З.А. Юдалевич

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРУБКИ
ВЗРЫВА "КЫЗЫЛАЛМА" (ГОРЫ КУГИТАНГТАУ)
ИГО "Самаркандгеология" ИГ УзССР

Обнаруженная нами на восточном склоне гор Кугитангтау диатрема, для которой предлагается название "Кызылалма", находится в правом борту Кызылалмаса, в его среднем течении, у северо-западной окраины одноименного кишлака. Диатрема линзовидной формы ориентирована в северо-восточном направлении, размер ее 25 x 80 м. Она прорывает докембрийские гнейсы, которые залегают в виде блок-ксенолита размером 150 x 200 м среди крупнозернистых биотитовых лейкократовых гранитов Кугитангского интрузива. Контакты диатремы с вмещающими гнейсами секущие, крутые до отвесных. Сложена она брекчией субщелочных базальтоидов (эссексит-диабазов) с множеством ксенолитов (10-20%) эллипсоидальной, реже округлой формы, размером 10-60 см в поперечнике, придающих породе конгломератовидный облик.

Эссексит-диабазы, слагающие цемент брекчии, состоят из призматических зерен деанортитизированного плагиоклаза и ксеноморфных зерен сильно хлоритизированных моноклинного пироксена, биотита, и роговой обманки.

В центральной части диатрема пересекается крутопадающей дайкой северо-восточного простирания авгитовых камптонитов мощностью около 5 м, также содержащих большое количество ксенолитов.

Авгитовые камптониты сложены диопсид-авгитом, присутствующим во вкрапленниках и в основной массе, редкими фенокристаллами энстатита и замещенного хлорито-серпентином и карбонатом оливина, пренизитизированным и сосюритизированным лабрадором, красно-красновато-коричневым биотитом.

Глубинные ксенолиты в подавляющем большинстве представлены среднезернистыми гнейсовидными лиственитизированными ультраба-

зитами, состоящими из карбоната, серпентина, хлорита и бовлингита с обильной вкрапленностью хромита.

В значительно меньшем количестве и меньших размеров (до 5 см в поперечнике) встречаются ксенолиты серпентинизированных шпинелевых лерцолитов (состоят из серпентинизированного оливина, энстатита и редких зерен авгита, обильных включений хромшпинелидов) и оливинных клинопироксенитов (сложены авгитом, незначительным количеством оливина, полностью замещенного бовлингитом, и единичными чешуйками коричневатого биотита).

Дайки эссексит-диабазов и камптонитов, аналогичные описанным, но содержащие лишь одиночные ксенолиты глубинных пород, развиты в пределах Кугитангского интрузива достаточно широко. По петрографическим и петрохимическим особенностям они тождественны соответствующим разновидностям триасового (?) южно-тяньшаньского комплекса щелочных базальтоидов, содержащего, как известно, вулканические трубки взрыва, наиболее полно изученные на южных склонах Гиссарского хребта.

Тела щелочных базальтоидов, производные мантийных магматических источников, несут в себе в виде ксенолитов образцы глубинных пород, слагающих верхнюю мантию и нижнюю часть земной коры. С этой точки зрения дальнейшее петрологическое изучение трубки взрыва "Кызылалма" мы считаем необходимым.

Х.С.Таджидинов

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО ПАМИРА

ИГ АН ТаджССР

Вулканические породы и связанные с ними плутониты Южного Памира (ЮП) имеют возраст от раннего протерозоя до неогена включительно. Они четко фиксируют в своем составе, фациях, формациях особенности геодинамического развития региона и отдельных его структур. В PR_1 были образованы пироксенит-перидотитовая, габбро-анортозитовая, габбро-диабазовая (патыкутекский, чечектинский, кокбулакский комплексы) и Na субщелочных базальтоидов (спилит-диабазовая, сариджилгинская, мазанчутская, рамайфская свиты) и $Na-K$ субщелочных базальтоидов (ортофировая, отаваутекская серия) формации. Породы названных формаций в совокупности отвечают офиолитовой ассоциации, связанной с протогеосинклинальным характером развития. В PR_2 (рифейское -?) время проявлена формация К-

щелочных ультрабазитов (слодяных перидотитов, пикритондов, бучедаринская свита, субашийский комплекс), связанная с протоплатформенным характером развития.

В $PZ-MZ$, время ЮП распадается на Центральный Памир (ЦП) — геосинклинальную структуру, заложенную на докембрийском складчатом основании, и Юго-Восточный Памир (в понимании И.Е. Губина), развивавшийся в $E-C$ время в режиме срединного массива, а в $S-T$ время — геосинклинальной структуры, заложенной на докембрийском складчатом основании. ЮП в рассматриваемое время отличается проявлением только процессов вулканизма, преимущественно базальтоидного. В $PZ-MZ$ время (Д период амагматичен) в ЦП в миеосинклинальных условиях образуются формации $K-Na$ субщелочных базальтов-андезитов-дацитов (ортофиروزая, ишийская свита $E-O$) и Na субщелочных базальтоидов (джаамбай-кукуртская серия $O-S$). В $S-P$ в ЦП в парагеосинклинальных условиях образуются маломощные и небольшие по площади вулканы в составе терригенных толщ, отвечающие в целом Na андезитовой (андезитобазальтовая, сарезская свита $S?$ и андезитодацитовая, калакташская свита $S-P_1$). Остальная часть ЮП в $S-T$ время распадается на Рушанско-Пшартский вулканический пояс (РП), развивающийся в эвгеосинклинальном режиме с мощным проявлением базальтового вулканизма, и зону Юго-Восточного Памира (ЮВП) с эвгеосинклинальным (сходным по некоторым чертам с миеосинклинальным) характером развития. В РП поясе в $S-T$ время образовались пикритобазальтовая (западно-пшартская серия P), Na субщелочных меланобазальтов (кенъджилгинская, гумбезкольская, восточно-пшартская серии, P_2-T_3) формации.

В ЮВП с $S-T$ временем связаны формации Na базальтоидов (базардаринская серия S_3-P_1), а базальтоидов (спилит-диабазовая, индийская свита, P_1), $K-Na$ базальтоидов (тахтабулакская свита, P_2), пикрит-базальтовая (каттамарджанайская свита, T). С юрского времени ЮП характеризуется орогенным развитием, единым для всей структуры проявлением мощного интрузивного магматизма. Зональность сохраняется и подчеркивается особенностями состава плутонов, их фациями, объемом, а также образованием вулканоплутонических ассоциаций. В ЦП в раннеорогенную фазу сформировались Na субщелочные базальты (дамаматская, теке-чаптыйская свиты, T_{2-3}), а также последовательно дифференцированная базальт-

андезит-дацит-риолитовая с субщелочным уклоном (бартагская серия, K_{1-2}) и коагматичная ей габбро-монзонит-гранитовая (сохчарвский комплекс, K_2-P_1) формации.

В ЮП в раннеорогенной фазе были образованы маломощные пирокласты К риолитов (дарбазаташская свита, J_1) последовательно дифференцированная субщелочная андезит-дацит-риолитовая (салангурская серия, J_3-K_1) и монзонит-латитовая (аксуйский комплекс, K_1) формации. Кайнозойский (P_3-N) период развития ЮП характеризуется общностью развития всей структуры и отсутствием зональности в ее строении. Наиболее ранние образования (P_3-N_1) отвечают формации Na щелочных базальтоидов (щелочные оливиновые базальты, шартская серия) и Na щелочных габброидов (эссекситовое габбро, акбайтальский комплекс) субплатформенного этапа развития. Завершающий магматизм ЮП (N) характеризуется формациями К щелочных сиенитов, К щелочных базальтоидов (дункельдыкский комплекс) и К щелочных риолитоидов (караджилгинский комплекс), связанных с режимом автономной активизации. Намечается эволюция состава продуктов магматизма во времени: PR - базит-ультрабазитовой; PZ ($E-T$) геосинклинальный магматизм-субщелочной базальтовый; $MZ-KZ$, ($J-P_1$)-орогенный кислый гранитоидный; KZ (P_3-N) - эпикорогенный щелочной базитовый.

Х.С.Таджиудинов, М.Б.Акрамов

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО И ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА

ИГ АН ТаджССР

Изучение продуктов магматизма, их формационная принадлежность в Южном и Юго-Западном Памире позволили выделить следующие этапы магматизма: архейский, протерозойский, палеозой-раннемезозойский (доюрский), юрско-палеогеновый, позднепалеоген-неогеновый.

Архейский магматизм отмечается только в пределах Юго-Западного Памира, представлен дунит-пироксенит-габбровой и чарнокитовой формациями (хорогский ортокомплекс, романитский комплекс).

Протерозойские магматиты отмечаются среди выходов докембрийского складчатого основания в пределах Южного Памира в вулканической и плутонической фациях: пироксенит-перидотитовая, габбро-анортозитовая, габбро-амфиболитовая, натровых субщелочных базальтов-риолитов, пикрит-базальтов (комплексы, серии, свиты).

Палеозой-раннемезозойский магматизм наблюдается только в пределах Южного Памира и в вулканических фациях. Вулканиты отвечают по составу пикрит-базальтовой, Na и $Na-K$ субщелочной базальтовой, базальт-риолитовой, андезит-базальтовой группы формаций (свиты, серии).

Юрско-палеогеновый этап магматизма разнообразен по составу, фациям, формациям и встречается в Южном и Юго-Западном Памире. Большая часть пород отвечает плутоническим формациям — габбро-диорит-гранодиоритовой, монзонит-сиенитовой, монзонитоидной, высокоглиноземистых гранитов (ряд комплексов в указанных регионах). Начинается этап с образования габброидов и вулканитов подчиненного значения.

Вулканогенные породы, связанные с вулканотектоническими депрессиями, отвечают натровым дифференцированным сериям от базальтов до риолитов (андезитов-риолитов). Гранитоидные формации подразделяются на внедренные (базальтоидные) и образованные *in situ* (палингенные).

Позднепалеогеннеогеновый магматизм отмечается только в Южном Памире и разнообразен по составу продуктов магматизма, их фациям, формационной принадлежности. Наиболее (поздний палеоген-неоген) ранние магматиты отвечают натровым щелочным базальтоидам-габброидам (Шартская серия, штамская свита, акбайтальский комплекс), более поздние (неоген-ранний квартал) — калиевым щелочным базальтоидам-сиенитам и риолитам (дункельдыкский и караджилгинский комплексы). Особенности состава магматических пород, соответствующие этапам магматизма, обусловлены характерными чертами геологического развития региона от архея до неогена (раннего квартала) включительно.

Р.Х.Хасанов, А.М.Мехси

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗОНЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА
ИГ АН ТаджССР, ВНИИ геолнеруд

Зона Юго-Восточного Памира представляет собой прогиб, выподненный в основном терригенными и карбонатными породами. Характерной чертой инициального вулканизма является базитовый или контрастный липарит-базитовый состав вулканических ассоциаций, повышенная щелочность и калиевоность базитовых лав. Окончательная инверсия прогиба произошла в конце верхней юры и начале раннего мела. Магматизм зоны представлен следующими формациями (по мате-

риалам Р.Т.Беляевой, В.И.Буданова, И.Д.Дмитриевой, Э.А.Дмитриева, В.И.Дронова, Л.В.Идрисовой, А.М.Месхи, В.П.Новикова, Б.Р.Пашкова, Ю.Б.Пейкре, Р.Х.Хасанова и др.):

Комплексы	Возраст геологич.	Формации
Североаличурские основные вулканы и метадиабазы	PR ?	Метадиабазов
Дайринский мигматит-гранитовый	PR	Мигматит-гранитовая
Чулактекинские мигматит-диориты, гранодиориты	PR ?	Мигматит-диорит-гранодиоритовая
Яндартуасайский гранитовый	PR ?	Гранитовая
Шиндыйский субщелочных базальтов	P _I	Субщелочных базальтов
Тохтабулакский базальтовый (тефроида и туфы базальтов)	P _I -T ₃	Тэфроидов и базальтовых туфов
Каттамарджанайский пикрит-базальтовый	T _{I-3}	Пикрит-базальтовая
Глыксурдинский габбро-диабазовый	T ₂₋₃	Габбро-диабазовая
Муздуайрекский субщелочных диабазов и габброидов	T ₂₋₃	Субщелочных диабазов и габброидов
Чатырташский липарит-базальтовый	T ₂₋₃	Липарит-базальтовая
Мурзабекские кварцевые альбитофиры и гранофиры	T ₂₋₃	
Ирикякские риолиты, кварцевые порфиры	T ₂₋₃	Липаритовых порфиров
Ташджилгинские кислые вулканы	T ₃	
Башгумбезский гранитовый	T ₃ -T _I	Высокоглиноземистых гранитов

Кызылрабатский монцонит-кварцлатитовый	K ₁	Монцонит-кварц-латитовая
Джиландинский диорит-кварцевый монцодиоритовый	K ₁	Диорит-кварцевый монцодиоритовый
Аличурский гранит-гранодиоритовый	K ₁	Гранит-гранодиоритовая
Бейкский гранодиорит-гранитовый	K ₂	Гранодиорит-гранитовая
Базардаринский гранит-лейкогранитовый	K ₂	Гранит-лейкогранитовая
Джембайджилгинский субвулканических гранитов и граносиенитов	K ₂ -P	Субвулканических гранитов и граносиенитов
Бахмаджилгинский трахилипарит-трахиандезитовый	K ₂ -P	Трахилипарит-трахиандезитовая
Дункелдыкский щелочных габброидов	N	Щелочных габброидов

М.Б.Акрамов

МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ
ЮЖНОГО ПАМИРА
ИГ АН ТаджССР

Южный Памир относится к Средиземноморскому гетерогенному геосинклинально-складчатому поясу. В описанном регионе доминируют гранитоидные формации, сосредоточенные преимущественно в юго-западной его части. Основная масса гранитоидов оближена во времени.

Для плутонических образований мезозой-кайнозойского этапа характерны типичные черты, присущие магматическим комплексам молодых складчатых зон. Становление их происходило в условиях малых и умеренных глубин. Они относятся к семейству салических и несколько меньше мафическо-салических формаций, представлены в основном гранитоидами кислого и реже среднего составов. Рассматриваемые гранитоидные образования по набору основных типов пород, их парагенезису и в некоторой мере по характеру рудонос-

ности существенно различаются. С учетом этих особенностей они отнесены к пяти известным типам магматических формаций: 1) габбро-диорит-гранодиоритовой, 2) гранодиорит-гранитовой, 3) гранитовой (формация высокоглиноземистых гранитов), 4) монцонит-сиенитовой и 5) лейкогранитовой.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация объединяет более 75 массивов, по площади составляет свыше 1700 км². Этой формации присуща большая пестрота вещественного состава, многофазность конкретных комплексов, внедренный характер продуктов магмы, широкая распространенность дайковых пород кислого и среднего состава. Породы формации характеризуются повышенной щелочностью натриевого типа, обладают высокой магнитностью, широко распространены на территории Центральной и Рушанско-Пшартской зон Памира. Отличительная черта этого типа формации-пространственная и генетическая связь с меловыми вулканитами Бартанга.

Гранодиорит-гранитовая формация — это крупное сообщество гранитоидных пород, объединяющее более 20 массивов, общей площадью около 2500 км². Форма тел пластовая или лакколито-подобная. Породы формации многофазны, формируются они в узком возрастном интервале, почти исключительно гранодиоритового состава, с повышенной магнвизнальностью и щелочностью с калиевым уклоном. Гранодиорит-гранитовая формация локализуется в основном на территории Юго-Восточной зоны Памира.

Широко представлена (3500 км² по площади) формация высокоглиноземистых гранитов лейкократового облика с пересыщенностью глиноземом и глиноземистыми минералами (гранат, силлиманит, андалузит). Породы формации довольно богаты кремнеземом и щелочами (при преобладании калия над натрием) интенсивно проявляются калишпатизация и мусковитизация. Распространены они в различных участках Рушанско-Пшартской, Юго-Восточной и Юго-Западной зон Памира.

Породы, слагающие монцонит-сиенитовую формацию, довольно разнообразны, состав отдельных массивов пестрый (от монцонит до габбро и граносиенитов и сиенитов). Массивы небольшого размера. По сравнению с породами других формаций значительно меньших объемов, распространены в восточной части Южного Памира. Породы формации отличаются повышенной щелочностью с высокой калие-
востью.

Характерная особенность лейкогранитовой формации — округлая или овальная форма тел, их однообразие, слабая дифференцированность магматического расплава, в общем ультракислый, как правило, лейкократовый состав пород, устойчивое содержание щелочей при преобладании окиси калия над натрием. Породы имеют небольшой объем (250 км^2) и локализуются в восточной части Рушанско-Пшартской зоны Памира.

О. Норметов

ПАЛЕОГЕНОВАЯ ГРАНИТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
РУШАНСКОГО ХРЕБТА (ЗАПАДНЫЙ ПАМИР)

ИГ АН ТаджССР

Интрузивные массивы палеогеновой гранитоидной формации западной части Рушанского хребта в основном развиты на стыке Центральной и Рушанско-Пшартской структурно-формационных зон Памира.

Внедрение гранитоидов связано с альпийской тектоно-магматической активизацией региона, охватывающей разнородные по времени консолидации складчатые структуры Западного Памира. Породы палеогеновой формации формировались в интервале времени 61–35 млн. лет и отражали проявление единого этапа магматизма.

Гранитоиды кристаллизовались в результате внедрения четырех магматических фаз. Средний состав первой фазы соответствует диоритам и кварцевым диоритам гибридного характера, второй — гранодиоритам и биотитовым гранитам, третий — двуслюдистым гранитам, четвертый — лейкократовым гранитам и аляскитам.

Родоначальная гранитоидная магма, из которой формировались гранитоиды, имела известково-щелочной состав (по Пикоку). При кристаллизации начальных фаз большую роль играли процессы ассимиляции, контаминации, локального и глубинного гибридизма, а в заключительных — явления магматической дифференциации. Эволюция магмы шла в сторону интенсивного обогащения кремнеземом, щелочами и снижения всех темноцветных компонентов, кальция и летучих — фосфора, фтора. Важнейшие особенности химизма пород — повышенное содержание в них щелочей, пересыщенность негибридных разновидностей глиноземом, натриевый уклон, низкая титанистость. От пород начальных фаз к последним закономерно увеличивается видовой состав и уменьшается валовое содержание аксессуарных минералов.

Основными и сквозными акцессорными минералами гранитоидов являются ортит, апатит, циркон, сфен, монацит.

Гранитоиды палеогеновой формации геохимически специализированы на олово, уран, торий, рубидий. При становлении массивов в интрузивных камерах происходило обусловленное процессами дифференциации перемещение вещества по вертикальному сечению. Оно способствовало локальному обогащению пород рядом редких и рассеянных элементов. Наибольшее накопление элементов наблюдается в апикальных зонах интрузивов; для кобальта, хрома, никеля, олова, фтора — более глубокие части массивов.

По вещественному составу и другим перечисленным особенностям палеогеновые интрузии западной части Рушанского хребта соответствуют диорит-гранодиорит-гранитовой формации с натриевым уклоном. По минеральному составу все группы пород обладают биотитовым уклоном.

Результаты проведенных работ показывают, что с гранитоидами палеогеновой формации генетически и парагенетически связано развитие в районе полиметаллическое и редкометальное оруденение. На это указывают: временная и пространственная близость гранитоидов с оруденением; гомодромный ряд гранитоидов от диоритов до лейкократовых гранитов и аляскитов включительно; наличие одноименных акцессорных минералов как в породах, так и в рудных телах; повышенное содержание одинаковых элементов в тех и других; повышенная кислотность и щелочность в породах и т.д.

Палеогеновые гранитоиды западной части Рушанского хребта относятся к рудоносным формациям и площади их развития перспективны для поисков редкометальных и полиметаллических месторождений.

А.Алиев

О ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ МАГМАТИЧЕСКОГО И РУДНОГО ПРОЦЕССОВ
В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ УЗЛОВ ДЛИТЕЛЬНОЙ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ
ЮЖНОГО ПАМИРА
ИГ АН ТаджССР

Процессы магматизма в пределах изученных узлов длительной эндогенной активности протекали по-разному. Оруденение, отмечае-

мое в узлах, неравнозначно по масштабам, и по количеству полезных компонентов.

В Икарском узле за время единого прерывисто-непрерывного этапа магматизма (поздний мел-палеоген) образовались породы основного, среднего и кислого состава, относящиеся к эффузивной, интрузивной и субвулканической фациям. Эволюция магматизма происходила от основных пород к кислым, а в конце — снова основные (дайки). Широкоспекторное оруденение формировалось в несколько стадий и приурочено, в основном, к выходам "интрузивных" андезитов. Эти обстоятельства и радиологические данные свидетельствуют о длительности процесса рудообразования и продолжении его после завершения магматизма.

В Яшикульском узле отмечается два этапа магматизма. За время первого из них (ранний мел) образовались безрудные граниты, второго (поздний мел-миоцен) — эффузивные, интрузивные и субвулканические породы. Эволюция магматизма происходила гомодромно — от средних к кислым с небольшими отклонениями. Повышенные содержания редких металлов обнаружены нами в измененных липаритах и лавобрекчиях, приуроченных к вулканическому центру, так и в немногочисленных кварцевых жилах, которые на горах Ган, расположенных рядом, образовались в интервале 3,0—0,5 млн. лет, что позволяет ограничить верхнюю границу проявления оруденения этими цифрами. Развитие сульфидной минерализации только в позднемеловых андезитах и приуроченность наиболее сильно измененных пород к палеогеновому вулканическому центру свидетельствуют о значительно более раннем времени начала процессов рудообразования.

Продукты начального, раннемелового этапа магматизма (дайки и эффузивы основного состава) в Базардаринском узле не сопровождалась процессами рудообразования. Здесь магматическая деятельность возобновилась в раннем мелу и продолжалась до палеогена включительно. За это время образовались мелкие интрузии и дайки средне-кислого состава, с которыми парагенетически связано многостадийное оруденение, отмечаемое в пределах узла. Позднепалеогеновые дайки основного состава внедрились после завершения процесса рудообразования.

В Пшартском узле процессы вулканизма, начавшиеся в ранней перми, с небольшими перерывами продолжались до позднего триаса. Рудопроявления этого возраста неизвестны, а состав пород сме-

нился от основных к средним. В течение пры и раннего мела внедрили гранитоидные интрузии, с которыми связаны небольшие рудопроявления. Последующий этап магматизма, начавшийся в эоцене и завершившийся в миоцене (основные вулканиты и дайки), не сопровождался рудообразованием.

Таким образом, начальные этапы магматизма в узлах при однообразии состава его продуктов не сопровождаются рудными процессами; длительность магматической деятельности и разнообразие состава и фаций ее продуктов наиболее благоприятны для проявления процессов рудообразования; рудные процессы начинаются, вероятно, вслед за магматическими и могут продолжаться также после полного завершения последних.

Х.К. Куддусов, М.Б. Акромов

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛУТОНИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ
ЮЖНОГО ПАМИРА (ПО ПРОФИЛЮ ГСЗ ВАНЧ-ХОРОГ-МУРГАБ)
ИГ АН ТаджССР

Рассмотрены петрофизические характеристики пяти магматических формаций (таблица): 1 - лейкогранитовая (Балгынский массив); 2 - высокоглиноземистых гранитов (Памирский, Шугнанский, Хорогский, Хиджинский, Джизевский массивы); 3 - гранодиорит-гранитовая (Койтезекский, Звордаринский массивы); 4 - габбро-диорит-гранодиоритовая (Колгайский, Сохчарвский, Джамакский, Ровхарвдаринский, Кударинский, Хаврездаринский массивы); 5 - габбро-диабазовая (Зайчский массив).

Более высокие плотностные параметры (удельные и объемные веса) характерны для гранитоидов основного-среднего состава (габбро-диабазовая и габбро-диорит-гранодиоритовая формации), самые низкие - гранитным формациям. Плотность пород формаций закономерно повышается от лейкогранитовых к габбро-диабазовым. Пористость общая и эффективная, в таком же порядке породы имеют тенденцию к понижению, что является свидетельством разных условий формирования гранитоидов.

Гранитоидные формации относятся к категории немагнитных (лейкогранитовая и гранитовая), слабомагнитных (габбро-диорит-гранодиоритовая) и магнитных (габбро-диабазовая) пород.

Значительное колебание петрофизических параметров в отдельных формациях - отражение их многофациальности и степени последующих эпигенетических преобразований, что согласуется и с формационным расчленением гранитоидов Южного Памира.

Петрофизические свойства пород plutонических формаций Южного Памира
(средние данные)

Пористость, г/см ³		Водонасыщение, %	Пористость, %		Магнитная воспри- имчивость, 10 ⁻⁶ ед СГС
уд.вес	объемный вес		эффективная	общая	
Лейкогранитовая формация					
-	2,54	0,67	1,72	-	-
Формация высокоглиноземистых гранитов					
<u>2,72(29)^x</u>	<u>2,64(57)</u>	<u>0,50</u>	<u>1,31</u>	<u>3,30</u>	<u>10</u>
2,69-2,78	2,54-2,71	0,21-1,62	0,79-4,31	1,81-5,72	1-19
Гранодиорит-гранитовая формация					
◆ -	<u>2,64(16)</u>	<u>0,44</u>	<u>1,15</u>	-	<u>13</u>
	2,58-2,78	0,26-0,86	0,66-2,37		1-18
Габбро-диорит-гранодиоритовая					
<u>2,62(105)</u>	<u>2,65(138)</u>	<u>0,73</u>	<u>1,71</u>	<u>2,89</u>	<u>184(142)</u>
2,61-2,95	2,53-2,84	0,34-1,54	0,94-4,10	1,04-5,92	1-2520
Габбро-диабазовая формация					
<u>3,14(26)</u>	<u>3,02(36)</u>	<u>0,41</u>	<u>1,18</u>	<u>2,56(26)</u>	<u>1762</u>
2,98-3,34	2,78-3,24	0,11-0,59	0,57-1,73	1,51-4,90	140-9133

^x

В скобках число определений, в числителе - среднее значение, в знаменателе - пределы колебаний.

П. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ
РУДОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕ
ТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

В.Г.Тарьковец, О.А.Коновалов

ПАЛЕЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ
ПАЛЕОМЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ

ОМЭ МГ УзССР

На оставленных формационных (палеотектонических) и палео-металлогенических картах Узбекской ССР выделено 28 типов структурно-металлогенических зон, сформированных в отдельные этапы и стадии геосинклинально-складчатого развития. Из них 11 типов амагматичных (поднятия и прогибы - терригенные, карбонатные и пр.) и 17 магматогенных. Каждый тип структурно - металлогенических зон характеризует ряд магматических и (или) осадочных формаций, а также генетические типы магматических конкретных полезных ископаемых, т.е. специализированный петрометаллогенический ряд.

Магматогенные типы структурно-металлогенических зон выделены для зрелой и конечной стадий собственно геосинклинального этапа (5), раннего и позднего рифтового, инверсионного этапов (4), ранней и поздней стадий орогенного этапа (8).

Зрелую стадию собственно геосинклинального этапа характеризуют 3 типа вулканогенных прогибов с соответствующими петрометаллогеническими рядами - риолит-базальтовым с вулканогенно-осадочными проявлениями марганца (горы Каратыбе), андезит-базальтовым с вулканогенными осадочно- гидротермальными проявлениями золота (Кызылкумы) и диабаз-андезитовым с невыясненной рудной специализацией (Чаткальский хр.).

В конечной стадии собственно геосинклинального этапа рассматривается 2 типа зон с магматизмом - островные дуги с риолит-андезитовым вулканизмом и вулканогенными осадочно-гидротермальными стратиформными проявлениями свинца и цинка (горы Ханбандытау и Чаткальские), вулканогенные прогибы с андезит-диабаз-альбитофировым и плагиогранитовыми рядами формаций с вулканогенными осадочно-гидротермальными колчеданными проявлениями меди (горы Букантау).

Инверсионный этап характеризуют поднятия с поясами анатектических гранитов и пегматитовыми проявлениями (горы Байсунтау) и вулкано-интрузивные пояса на поднятиях с субсеквентными трахиандезит-риолитовым и габбро-диорит-гранитовым рядами формаций и невыясненной металлогенической специализацией (Чаткальские и Кураминские горы).

В раннюю стадию орогенного этапа выделен вулкано-интрузивный пояс с базальт-андезитовым, габбро-сиенитовым и габбро-диорит-гранодиоритовым рядом формаций и вулканогенными гидротермальными проявлениями золота, меди, свинца и цинка (Кураминские горы), поднятий с дайковыми поясами диоритовой формации с плутогенными гидротермальными проявлениями золота (Кызылкумский район, Нуратинские горы), вулканогенный прогиб, возможно рифт, с андезитовой, габбро-плагиогранитовой и ультрамафитовой формациями и, предположительно, вулканогенными гидротермальными проявлениями железа (Гиссарские горы), вулканогенно-терригенный прогиб с базальт-риолитовой и осадочными формациями, вулканогенными колчеданно-полиметаллическими проявлениями (горы Байсунтау).

Позднюю стадию орогенного этапа характеризуют 5 типов магматогенных зон: орогенные вулкано-интрузивные и интрузивные пояса на горном поднятии с риолит-гранитовым и гранитовым рядом формаций и вулканогенными гидротермальными серебро-полиметаллическими и флюоритовыми проявлениями (Чаткальские и Кураминские горы) и грейзеновыми редкометально-флюоритовыми проявлениями, горные поднятия с палингенными гранитовыми и гранодиоритовыми формациями с плутогенными скарново-гидротермальными и грейзеновыми проявлениями вольфрама, молибдена и олова (горы Каратобе, Нуратау, Зирабулак-Зиаздинские), орогенный вулканический пояс на межгорной впадине с риолит-гранитовым рядом формаций, грейзеновыми редкометальными и вулканогенными гидротермальными флюоритовыми проявлениями (Гиссарские горы).

Ранний рифтовый этап характеризуется щелочно-оливин-базальтовым и перидотит-норит-габбровым рядом формаций с магматическими сульфидноникелевыми с графитом проявлениями (горы Кульджуктау).

С поздним рифтовым этапом связано образование щелочно-оливин-базальтовой, габбро-пироксенитовой и ультрамафитовой формаций с вулканогенными гидротермальными и магматическими проявлениями железа (Султануиздаг, Нуратинские горы).

Опыт проведения региональных палеометаллогенических реконструкций по территории республики показывает, что эндогенная рудоносность зависит не только от типа магматических образований, но во многом определяется составом вмещающих вертикальных колонн пород, предшествующих этапам и стадиям. Поэтому понятие "петрометаллогенический ряд" уточнено характеристикой пород фундамента, на которых он располагается.

При оценке рудоносности особое значение придается выяснению магматогенной и осадочной геохимической специализации структурно-металлогенических зон.

М.Г.Руб, В.А.Павлов, О.И.Яшухин

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И СТРОНЦИЯ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПЕТРОГЕНЕЗИСА РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ГЕМ

Распределение аксессуарных элементов в магматических породах в настоящее время широко используется для решения вопросов петрогенезиса plutonic и вулканических образований. К числу элементов, обладающих наиболее высокой информативностью при расшифровке петрологических особенностей ассоциаций гранитоидных пород, многие исследователи (Л.В.Таусон, В.И.Коваленко, О.Д.Ставров и др.) относят щелочные элементы, включая редкие щелочи, и стронций. В связи с этим рассмотрено содержание рубидия и стронция, а также величины отношений K/Rb и Rb/Sr в гранитоидах, с которыми на территории Средней Азии ассоциирует оловянное или вольфрамовое оруденение.

Анализировались полученные авторами данные по содержанию калия, рубидия и стронция в позднепалеозойских гранитоидах Сарыджазского района (Ю.Тянь-Шань), гор Моголтау (Чорух-Дайрон), Гиссаро-Алая (Кумарх, Джейляу, Яхтон и др.), Западного Узбекистана (Койташ, Ингичка и др.) и других районов Средней Азии.

Установлено, что выделяемые в Средней Азии два генетических типа потенциально рудоносных гранитоидных ассоциаций, связанные с разноглубинными магматическими источниками, четко различаются по уровню содержания рассматриваемых элементов. Если рудоносные гранитоиды — производные сиалических коровых расплавов (интрузи-

вы Учкочкон, Карнаб и др.) содержат рубидий в количестве 180–400 г/т и более при величине K/Rb отношения 100–220, то в породах монзонит–граносиенит–гранитных комплексов (интрузивы Яхтон, Чорух–Дайрон и др.), связанных с функционированием глубинных (нижнекоровых) магматических источников, содержание рубидия колеблется от 80 до 150, редко 200 г/т, а величина отношения K/Rb устойчиво превышает 260.

Указанные генетические типы потенциально рудоносных гранитоидных ассоциаций четко различаются и по содержанию стронция, количество которого в производных глубинных магмах колеблется от 250 до 700 г/т и выше, в то время как в сиалических гранитоидах содержание стронция не превышает 100–110 г/т. В гранитоидах обоих генетических типов, особенно в гранитоидах, связанных с глубинным магматическим источником, содержание стронция и величина Rb/Sr отношения варьируют в зависимости от формационной и фазовой принадлежности пород, рудоносных ассоциаций в конкретных рудных районах. Кроме того, выделяются магматические ассоциации, занимающие по содержанию и соотношению рассматриваемых элементов промежуточное положение (интрузивы Кумарх, тела Сарыджазского района). Появление этой группы пород может быть связано с ассимиляцией глубинной магмой корового материала в промежуточных очагах, со смешением глубинной и коровой магм и другими процессами.

Выявленные закономерности распределения щелочных элементов и стронция могут быть использованы для выяснения генезиса рудоносных магматических ассоциаций и их формационного расчленения, что имеет существенное значение для металлогенических построений.

Р.Б.Баратов, С.М.Бабаходжаев, В.С.Лутков,
М.Б.Акрамов, Х.С.Таджиудинов

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ТАДЖИКИСТАНА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ РУДОНОСНОСТИ ИГ АН ТаджССР

На территории Таджикистана сопрягаются герцинские складчатые системы Срединного и Южного Тянь-Шаня, Северного Памира и киммерийско-альпийские – Южного Памира, которые в свою очередь включают срединные (краевые) массивы, эвмиogeосинклинальные и рифтогенные структуры. Практически все они заложены на мощной коре

континентального (субконтинентального) типа, что определяет преобладающее развитие нижне- и верхнекоровых гранитоидных формаций и салический (фемическо-салический) металлогенический профиль Памиро-Тяньшаньской провинции. Роль базитового и ультрабазитового плутонизма и вулканизма возрастает лишь в некоторых эвгеосинклинальных и шовных зонах Южного Тянь-Шаня и Северного Памира.

В Карамазаре (Срединный Тянь-Шань), части Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса, к настоящему времени выделено 8 вулканических и 4 плутонических формации. Типичный магматизм раннегеосинклинальных этапов редуцирован, значительным развитием пользуются калиевые гранитоиды и андезитовиды карбон-пермского возраста (андезитовая, андезито-дацитовая, трахиандезит-дацитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая, монзонит-гранитовая формации). Выявлена "сквозная" положительная геохимическая и рудная специализация магматических образований в отношении серебра, полиметаллов, меди, а для ряда S_3 -P - формаций дополнительно в отношении молибдена, вольфрама, фтора, редких щелочей, висмута. Значительная часть проявлений указанных элементов, определяющих общий металлогенический фон региона, образовалась в связи с позднегерцинскими орогенными (активизационными) магматическими и гидротермальными процессами.

С геосинклинально-инверсионными этапами эволюции герцинских эвгеосинклинальных структур Северного Памира и Южного Тянь-Шаня связано формирование формаций альпийотипных гипербазитовых, натриевых базальтов, андезито-базальтов, габбро-плагиогранитов, тоналит-плагиогранит-гранодиоритов (C_1 - C_2). Эти образования, практически "стерильные" в отношении редких литофильных элементов, сопровождаются медно-колчеданной, железорудной, золоторудной и полиметаллической минерализациями. В ранние стадии развития эвгеосинклиналей в период активизации докембрийского меланократового фундамента (K?) образовались расслоенные тела габбро-анортоситовой (перидотит-пироксенит-норитовой) формации, несущие медно-никелевое оруденение (с платиноидами).

Специфический магматизм был связан с развитием структур рифтогенного типа, он имеет некоторые общие особенности с магматизмом этапов заложения эвгеосинклинальных структур. Этот магматизм отражал базификацию континентальной коры, сопровождался

субглаукофан-зеленосланцевым метаморфизмом высоких давлений, мощными флюидными потоками и многоэтапным щелочным калиевым и натриевым метасоматозом. В рифее (?) образовались толщи metabазитов формаций натриевых трахибазальтов и базальтов (толеитов), в среднем палеозое широко проявилась формация калиевых базальтов-трахитов, а в перми — щелочные вулканоплутонические серии (формации трахибазальтов-трахитов, феолитов-трахитов, гранитов-граносиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов). Интенсивность гранитоидного магматизма (C_{2-3}) невелика, но в связи с ним известны проявления олова, вольфрама, золота. Широко представлены эпitherмальные сурьмяно-ртутные месторождения.

Многоэпизодные структуры Гиссаро-Алая и Южного Памира на ранних стадиях развития характеризовались малointенсивным вулканизмом с нередко выраженным пикритоидным или субщелочным профилем. В связи с ним известно небольшое по масштабам оруденение — медно-колчеданное (иногда с золотом), титан-магнетитовое, апатитовое. Максимум магматической активности в структурах такого рода связан с внедрением крупных интрузивных тел инверсионно-орогенных этапов, входящих в разнообразные гранитоидные формации. Их состав и потенциальная рудоносность в первую очередь определялись составом коровых субстратов магмообразования и P-T-условиями и флюидным режимом кристаллизации гранитоидов. Последние обладают металлогенической специализацией в отношении ряда металлов (редкометаллы пегматиты и метасоматиты), золота, вольфрама, олова, бора.

Региональные геохимические и минералогические особенности Южнопамирской провинции, ранее отмеченные А.С. Ломтевой и В.В. Мога-ровским, заключаются в сквозной специализации преобладающих гранитоидов на бор, литий, цезий, олово, мышьяк (при повышенном T_h/μ -отношении), а также касситерит, арсеницит, фельдит, турмалин, аксинит, на фоне пониженной концентрации флюорита, магнетита, молибденита, сфалерита и др. Особую петрографическую (геохимическую) провинцию (субпровинцию) представляет собой шовная зона Центрального Памира, где вулканы и гранитоиды от протерозоя до неогена выделяются повышенной щелочностью K-Na — профиля, пониженной концентрацией лития, цезия и повышенной — некоторых других редких элементов.

Изученные магматические формации могут служить индикатором глубинного строения, геотектонического режима и металлогенического профиля структурно-формационных зон региона. Широко распространены

явления унаследованности (конвергенции) состава и металлогенических особенностей разновозрастных магматических формаций, сопряженных с развитием определенных блоков литосферы. Современное металлогеническое прогнозирование должно включать районирование территории республики по составу, петрогеохимическим особенностям рудоносных магматических продуктов, составу земной коры и верхней мантии (глубинное картирование кристаллического фундамента и составление корово-мантийных разрезов).

Л.Н. Шарпёнок, О.Г. Кангро

К МЕТОДИКЕ ОЦЕНКИ РУДОНОСНОСТИ ОРОГЕННЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

В С Е Г Е И

Рудоносность орогенных магматических формаций, как и прочих магматических формаций, прежде всего обуславливается их систематическими признаками — петрохимическими, геохимическими, минералогическими. Орогенные формации обладают отчетливыми, ярко выраженными систематическими признаками, отличающими их от других групп формаций, но незначительно различаются между собой. В связи с этим особую важность среди петрохимических признаков приобретают их такие особенности, как тип и степень щелочности, незначительные вариации содержания кремнекислоты, степень выдержанности состава и др. Ограниченно могут быть использованы также петрографо-минералогические и геохимические признаки, но большое значение при довольно выдержанном и однородном составе пород этих формаций приобретает их структурно-фациальные особенности.

Все орогенные формации полифациальны. Характер сочетания фаций в вертикальных и латеральных рядах и относительная роль отдельных фаций, в том числе фаций глубинности, служат дополнительными признаками рудоносности этих формаций.

Специфической особенностью рассматриваемых формаций является тот факт, что в пределах вулканических (вулкано-плутонических) поясов они образуют вертикальные ряды комагматических ассоциаций интрузивных и вулканогенных формаций или их парагенезов. Соответствующие парагенезы формаций постоянно сопряжены в пространстве и служат элементами одних и тех же магматогенных структур, в пределах которых привязка тех или иных рудных формаций

непосредственно только в вулканической или интрузивной фазе часто затруднительна. Данные по ряду регионов позволяют утверждать, что формирование оруденения можно рассматривать скорее всего как этап в пределах позднего периода эволюции магматического очага при определенном характере этой эволюции. Именно поэтому особую важность при оценке рудоносности орогенных формаций приобретает анализ соотношения фаций внутри формаций, а формаций внутри парагенезов, а также их взаимосвязи со специфическими магматогенными разрывными нарушениями, то есть анализ магматогенно-тектонических, в частности центрально-кольцевых структур.

В свою очередь постоянные взаимосвязанные сочетания магматогенных центрально-кольцевых структур (а не отдельных формаций) и рудных объектов позволяет перейти к специфическому методу оценки рудоносности орогенных магматических формаций-выделению магматогенно-рудных-центров различных типов.

Каждое геологическое тело единого магматогенно-рудного центра заключает в себе ту или иную информацию о характере рудоносности, однако лишь определенные сочетания признаков именно всей ассоциации магматитов и образованного ими магматогенно-рудного центра (соотношение вулканогенных и интрузивных комплексов, специфика геохимической и петрохимической эволюции магматитов и их сопряженность, тип структуры и т.д.), вероятно, находятся в соответствии с характером и масштабом оруденения и могут служить критериями рудоносности орогенных магматических формаций.

Л.А.Быков, М.Д.Баймухамедов
 ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ ПОЗДНИХ
 ЧЛЕНОВ ОРОГЕННОЙ ГАББРО-МОНЦОНИТ-СИЕНИТОВОЙ
 ФОРМАЦИИ (НА ПРИМЕРАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ)

С А И Г И М С

Орогенная габбро-монцонит-сиенитовая формация (по номенклатуре Ю.А.Кузнецова) охватывает в пределах вулканоплутоонического пояса несколько магматических комплексов, которые различаются по геологическому возрасту. Они неодинаковы по масштабам и рудоносности своих поздних членов, представленных массивами гранитов, щелочных гранитов, граносиенитов и др. Нами изуча-

лась продуктивность таких массивов в отношении флюорита и редких элементов-липтофилов. Наметились критерии такой рудоносности.

Петроформационные критерии. В вулканоплутоническом поясе циклы позднеорогенного магматизма, предвещающего режим эпигерцинской платформы Тянь-Шаня, выражен двумя гомодромными подциклами (по Н.П. Васильковскому, авторам и др.), причем указанная формация относится ко второму, а продуктивные гранитные массивы - к концу второго ("щелочного") подцикла.

Минералого-парагенетические критерии. Некоторая парагенетическая общность всех пород формации выражена на многопучковой диаграмме Д.С. Коржинского их принадлежностью к треугольному составу, образуемых в области повышенного потенциала калия. Поэтому преобладают пироксен-плагиоклаз-кальцикатовые ассоциации. Местами они сменяются продуктивной ассоциацией высокожелезистых слюд и щелочных полевых шпатов, с которой и связаны главные флюорит-редкометалльные объекты.

Минералого-структурные критерии. Продуктивные граниты обнаруживают: а) сложность состава и строения щелочных полевых шпатов (многообразные пертиты замещения, "запыленность" окислами железа и т.п.); б) местами массовое развитие минералов "автометаморфических" генераций, например литий - и рубидий - содержащих слюд; в) специфические аксессуарные минералы - берилл, флюорит, и др., не характерные для "обычных" гранитов района.

Петрохимические критерии. Важнейшие из них - признаки некоторой дифференциации состава отдельных продуктивных массивов. Выделены следующие петрохимические фации:

1) **н о р м а л ь н ы е** - составы близки вариационным линиям статистически средних гранитов - аляскистов. Они слагают внутренние части продуктивных массивов или отдельные относительно ранние непродуктивные массивы, сочетающиеся с продуктивными в определенном районе;

2) **а л к а л и т и т о в ы е** - отклонения от предыдущих в сторону менее кислых, но более щелочных составов. Эта фация в свою очередь охватывает две подфации - кварц-микроклиновую, наиболее богатую калием, и кварц-альбитовую, обогащенную натрием. Ими слагаются краевые и особенно апикальные части массивов;

3) **а ц и д и т о в ы е** - отклонения в сторону более кислых, но менее щелочных составов. Они слагают краевые части массивов.

В отношении флюорит-редкометального оруденения наиболее интересны вторая и третья группа петрохимических фаций, с которыми связаны во времени и пространстве соответственно рудоносные щелочные метасоматиты (иногда пегматоидного характера) и кварцево-грейзеновые образования.

Изложенные критерии ныне приобретают все большее значение, поскольку для вулканоплутонических поясов орогенного типа, выделяемых на основе работ Е.К. Устинова и других, намечается следующий петрометаллогенический принцип: плутонические и ближайшие им по возрасту вулканические фации комагматичны друг другу, причем их комагматичности соответствует единая металлогеническая специализация. Их можно использовать (с местными уточнениями) при поисках в пределах всего пояса.

А.И. Грабежев

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СОСТАВА ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

ИГГ УНЦ АН СССР

Послемагматические образования — заключительные продукты эволюции магматических систем, определяющие их состав и характер рудоносности.

Характер минерализации, связанной с гранит-лейкогранитной формацией позднепосторогенной стадии развития складчатых сооружений и зон активизации, определяется глубиной становления поздних фаз массивов и их кислотностью-щелочностью.

Мезоабиссальные гранитные массивы восточного склона Урала сопровождаются жильной редкометально-вольфрамовой и редкометальной минерализацией, которой предшествует образование апогранитных мусковит-полевошпатовых метасоматитов стадии кислотного выщелачивания (восточные контакты Адуйского, Коневско-Карасьеvского массивов).

С гипабиссальными посторогенными гранитами пониженной щелочнометальности ($\text{Na}_2\text{O} < 6,9$ вес%, $\Delta Z_{600}^{\circ} < 22$ ккал) связаны грейзеновые (мусковит-кварцевая фация) или жильно-штокверковые редкометально-молибденовые и молибденовые месторождения (Оренбургское Зауралье, Мугоджары). При повышенной кислотности-щелочности материнских лейкогранитов ($\text{Na}_2\text{O}' > 6,9$ вес%, $\Delta Z_{600}^{\circ} > 0,22$ ккал) с ними ассоциируют крупные тела ранних фельдшпа-

титов (с ниобиево-танталовой минерализацией) или редкометалльных гранитов (Зенковский, Кварцевогорский, Галочьегорский, Кремненский, Черноборский, Степнинский массивы). В целом с увеличением глубинности и щелочности материнских гранитов в отделяющемся флюиде увеличивается концентрация щелочей, алюминия, и его щелочность, что и определяет петрологический облик послемагматических образований.

С уменьшением глубинности становления раннеорогенных золотопродуктивных гранитоидов повышенной основности кали-натрового ряда также происходит смена жильной минерализации на прожилково-вкрапленную. В предпрудных березитах-лиственнитах уменьшается количество карбоната и отношение карбоната к кварцу вплоть до образования кварцитов в субвулканических условиях.

К.Л.Бабаев

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА В ГРАНИТОИДАХ

С А И Г И М С

1. Метаморфизм как активный процесс в развитии материи происходит с момента рождения любой геологической формации и продолжается бесконечно. Разнообразен субстрат, факторы метаморфизма и их продукты. Характерным примером этого понятия является метаморфизм гранитоидной формации.

2. Процесс метаморфизма начинается с момента становления и формирования каждого интрузивного тела и продолжается непрерывно во времени и в различных формах. В интрузивном теле по времени проявления и характеру процесса выделяются два главных генетических типа метаморфизма: сингенетический (автометаморфизм) и эпигенетический (наложенный).

3. Сингенетический (автометаморфизм) имеет площадное региональное развитие в результате деятельности остаточных межпоровых растворов, которые воздействуют на вмещающую среду при возникновении твердой фазы или коры массива. Этот процесс продолжается по мере роста мощности коры интрузивного тела до окончательного затвердения магматического бассейна.

Состав остаточного межпорового раствора изменчив - в одних случаях преобладает K_2O , в других - Na_2O . В первом случае раз-

вивается серицитизация – мусковитизация, калишпатизация с образованием грейзеновой формации и фельдшпатитов, а в другом – альбитизация с образованием альбититовой формации. Иногда в составе растворов содержатся Fe , Ca , с участием которых развивается хлоритизация и эпидотизация. Редко участвуют рудные элементы – редкие металлы, а еще реже фтор и фосфор.

Минералы указанных элементов рассеянные и образуют убогий гранитный тип оруденения, но иногда со значительными запасами (Нигерия). Эти формации служат обычно источником россыпеобразования.

4. Эпимагматический (маложенный) – локальный тип, это результаты деятельности постмагматических производных (эманационно-гидротермы) материнского массива или другой физико-химической системы, идущих из глубин земной коры. Процесс развивается вдоль линейных нарушений различного масштаба и в зонах трещиноватости. В составе эманации и гидротерм содержатся SiO_2 , K_2O , Na_2O , но иногда присутствуют фтор, фосфор, редкие элементы – Sr , W , Ta , Nb , Be и др. Развиваются в основном грейзенизация, реже калишпатизация и альбитизация, а в отдельных случаях – березитизация.

В рудоносном отношении все они различные. Например, для грейзенизации характерно олово-вольфрамовое, бериллиевое оруденения, редко с флюоритом и топазом. Для альбитизации – тантало-ниобиевое оруденение.

Березитизация отличается и по характеру процесса, и по вещественному составу; для нее характерна серицитизация, окварцевание, пиритизация, иногда сопровождающаяся оруденением золота и его спутников – мышьяка и очень редко молибдена и полиметаллов.

Таким образом, постмагматический метаморфизм гранитоидов подразделяется в основном на три петрологические ряда: грейзенизацию – грейзены; 2- альбитизацию – альбититы; 3- березитизацию – березиты. Каждому из них соответствует определенный тип оруденения.

А.М.Месхи, В.П.Коржаев, С.Е.Маслов, В.С.Полянин, В.С.Тохтасьев, М.А.Урасим, Ю.Ф.Шепелев, З.А.Юдалевич

РОЛЬ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА В РАЗМЕЩЕНИИ НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ

ВНИИ геолнеруд, МГ УзССР

1. Прогноз поисков промышленных типов месторождений полез-

ных ископаемых основан на всестороннем изучении факторов (причин) их пространственной локализации. Один из таких факторов — пространственная, генетическая связь месторождений с гранитоидами.

Гранитоиды и их производные сами выступают в роли сырья (полевошпатового, кварцевого, мусковитового) или стимулируют его появление и сохранение (воластонит, асбест, графит, горный хрусталь и др.). В последнем случае гранитоидный расплав играет роль источника тепловой энергии и вещества, основное значение имеет его химизм, особенно соотношение щелочей, температура и степень "обводненности". Так, для наиболее перспективных на воластонит скарноидов устанавливается связь с адамеллитами и гранитами повышенной основности и натровости, генерированными из высокотемпературного и энергоемкого маловодного расплава, тогда как проявления графита связаны в основном с калиевыми гранитами, иногда входящими в состав контрастных габбро-гранитных серий.

Устанавливается пространственная и, по-видимому, генетическая связь апокарбонатного маложелезистого асбеста с калиевыми гранитоидами, образующими: гипабиссальные и субвулканические тела. Особое значение имеют процессы щелочного метасоматоза, окварцевания, скарнирования. Для проявления апогипербазитового асбеста отмечена пространственная связь с гранитоидами высокой натровости, относимыми к габбро-плагиогранитной и диорит-плагиогранитной формациям. Генетическая связь проявлений асбеста этого типа с гранитоидами сомнительна.

2. С узлами концентрации гранитоидных тел или отдельными гранитными батолитами связаны разнообразные месторождения металлических и неметаллических полезных ископаемых. Такие районы представляют интерес для комплексной минерогенетической оценки и освоения. К ним можно отнести Чаткало-Кураминский регион, специализированный на ряд металлических полезных ископаемых, и апокарбонатный хризотил-асбест; Туркестанский район с графитовой, мусковитовой и полевошпатовой минерализацией; Нурагинский — с месторождениями вольфрама и воластонита и Северо-Памирский — апогипербазитового хризотил-асбеста. Появление этих перспективных районов определено всем ходом их тектоно-магматического развития.

Особое значение имеют структурное состояние и тип развития земной коры. Например, проявление магнезиального осадконакопления, калиевого гранитоидного магматизма и минерализации асбеста в

Чаткало-Кураминском регионе обусловлено развитием здесь герцинских орогенных прогибов, наложенных на основание с интенсивной геосинклинальной каледонской подготовкой, а интенсивный коровый магматизм Туркестанского хребта, сопровождаемый минерализацией мусковита, полевошпатового сырья и графита, объясняется наличием здесь зрелого сиалического основания. Несколько иной режим сопутствовал появлению габбро-гранитоидных серий и связанных с ними месторождений волластонита в Нуратинском хребте. Появление их обязано близости субокеанического прогиба (Китармайская зона). Столь же специфические, но закономерные условия сопутствовали появлению и других районов с комплексной минерализацией на территории Средней Азии. Всесторонний анализ этих условий и выявление закономерностей связи тектоно-магматических процессов и рудогенеза — основа успешного прогнозирования новых перспективных горно-промышленных районов.

Г.А.Булкин

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ГОРНЫХ ПОРОД, ЭНТРОПИЯ И
РУДООБРАЗОВАНИЕ
В С Е Г Е И

1. Одна из задач применения физико-химического анализа в петрологии — осмысление процесса дифференциации магматических и метаморфических горных пород. Вопрос о термодинамической направленности дифференциации в системе (вместе со степенью ее изолированности — открытости) заключается в основе выбора концепций, определяющих всю последующую интерпретацию условий формирования горных пород. Прямые способы решения вопроса пока отсутствуют, хотя необходимы не только качественные, но и количественные характеристики степени дифференциации, которые, как часто оказывается, прямо связаны с рудоносностью интрузий.

2. Отсутствие прямых физико-химических способов анализа направленности дифференциации привело к ее исследованию с применением математической теории информации. Анализ теоретической модели дифференциации химического состава горной породы показал, что информационная энтропия, рассчитанная как функция содержаний (в мольных долях) компонентов геохимической системы, не меньше суммы информационных энтропий ее отдельных дифференциатов, умноженных на доли этих дифференциатов в системе, а именно:

$$H(\bar{x}_i) \geq \sum_{\alpha} p^{(\alpha)} H[x_i^{(\alpha)}] \quad (I)$$

где H - функция информационной энтропии; \bar{x}_i - средние содержания (мольные доли) компонента i в системе; $x_i^{(\alpha)}$ - содержание (мольные доли) компонента i в дифференциате α ; $p^{(\alpha)}$ - доля дифференциата α в системе. Уравнение (I) показывает, что значение информационной энтропии при дифференциации всегда убывает, при интеграции - возрастает или, по крайней мере, не убывает.

3. Как показал анализ, энтропия Больцмана - Гиббса в условиях изолированных систем ведет себя аналогично. С учетом негэнтропийного принципа информации Л.Бриллюэна и других положений, доказанных в отношении взаимосвязи информационной и термодинамической энтропии, можно утверждать, что дифференциация антиэнтропийна и совершается только при открытом характере систем. Это в общем виде объясняет, почему дифференциация связана с рудообразованием (также антиэнтропийным) и почему к ней плохо применима классическая термодинамика, ориентированная на равновесные процессы в изолированных системах, связанные с убыванием энтропии.

4. Экспериментальное изучение информационной энтропии химических составов разнообразных горных пород показало, что ее значения закономерно убывают от основных к кислым породам, от ранних к поздним дерриватам одного магматического очага, от высоко- и низкотемпературным разностям горных пород. Эти значения существенны для классификации горных пород и для решения вопроса о составе родоначального магматического расплава, дифференциация которого привела к образованию главных типов магматических пород. В последнем случае оказалось, что если первоначальная магма имеет основной состав, а ее дифференциатами служат ультраосновные и средние породы, то процесс соответствует формуле (I); наоборот, если магма имеет кислый состав, а один из дифференциатов - основной, то процесс противоречит ей. Формула (I) позволяет также судить об ограничениях, накладываемых на процесс Вторым законом термодинамики.

5. Наконец, может быть введена количественная мера дифференцированности

$$K = 1 - \frac{\sum p^{(k)} N(x_i^{(k)})}{N(x_i)}$$

которая изменяется от 0 до 1, позволяет сравнивать степень дифференцированности интрузий и является характеристикой их потенциальной рудоносности; чем ближе эта степень к единице, тем большая вероятность связи оруденения с соответствующей интрузией.

А.Е. Антонов

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ
ОТДЕЛЬНЫХ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕПРЕССИЙ
ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИХ ГОР
САИГИМС

Отдельные вулканогенно-тектонические депрессии Чаткало-Кураминских гор отличаются особенностями эволюции вулканических процессов, фашиального и петрохимического состава продуктов извержений, геохимической специализации, которые рассматриваются как важные критерии их рудоносности.

Большинство депрессий заполнено породами последовательно дифференцированных слабо контрастных формаций-андезито-дацитовой и липарит-трахилипаритовой. Содержание окиси кремния в породах от фазы к фазе последовательно возрастает от 60 до 78%. Изменение щелочности пород носит ритмичный характер, содержание суммы щелочей увеличивается к концу каждого из двух крупных ритмов (от 7-7,5% до 9-10% и более). Среди типов вулканической деятельности на начальных стадиях каждого ритма преобладают эксплозии, на конечных - экструзии.

В отличие от депрессий с таким типом развития отдельные вулканоструктуры имеют более пестрый, контрастно дифференцированный состав пород. Продукты извержений представлены лавами, туфами, игнимбритами, экструзивными и субвулканическими образованиями, состав которых контрастно меняется от кислого до среднего и основного. Пестрота состава характерна и для продуктов отдельных фаз: экструзивы кристалло-классических игнимбритов начального периода вулканизма сложены породами от андезито-базальтов до липаритов (колебания окиси кремния от 56 до 79%).

В депрессиях с последовательно дифференцированными слабо контрастными сериями пород концентрации свинца, серебра, олова

закономерно возрастает к последним стадиям, однако значения их не превышают 1,5-2 кларков. В депрессиях с контрастно дифференцированным составом продуктов кислые разности пород заключительных фаз вулканизма характеризуются более высокими кларками концентраций (свинец 4,5, серебро до 10). Повышенным кларкам этих элементов соответствуют их постмагматические концентрации, масштабы которых значительно выше в депрессиях с контрастно дифференцированным составом пород.

М. А. Кажихин, И. М. Голованов, Е. И. Николаева

ГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРОВЫЕ МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ АЛМАЛЫКА И ИХ
СВЯЗЬ С МЕДНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ
САИГУМС

Тесная ассоциированность медно-порфирового оруденения с малыми интрузиями гранодиорит-порфиров обусловила актуальность изучения петрологических и общегеологических особенностей порфировых пород, их связи с рудным процессом, разработки модели интрузивного рудоносного комплекса.

Гранодиорит-порфиры района, разделяемые многими исследователями на различные типы, по комплексу петрографических и петрохимических признаков тождественны между собой. По составу они отвечают гранодиорит-, граносиенит-порфирам и завершают становление гомодромной магматической ассоциации габбро-диорит-диорит-сиенит-диорит (монцинит)-гранодиорит-, граносиенит-порфир с пострудной дайковой серией антидромного развития.

По скважинным материалам и различным эрозионным срезам выявлена грубая вертикальная зональность соотношения темноцветных минералов гранодиорит-порфиров при выдержанном их суммарном содержании (сверху вниз): биотит > амфибол > биотит > амфибол, амфибол > биотит > пироксен. Применение указанной тенденции возможно для предварительной оценки глубины формирования интрузивного тела и уровня эрозии.

По содержанию щелочей - независимому компоненту магматического петрогенезиса - гранодиорит-порфиры Алмалыкского рудного поля относятся к породам повышенного щелочного уровня калиевой серии; породы Кыз-Атинского штока - нормального уровня щелочности. Безрудные гранодиорит-порфиры востока Алмалыкского района (Ургаз-

сай, Шаугаз-сай, Кандыр-сай) — кали-натровые и натровые повышенного общего уровня щелочности.

Установленная латеральная зональность Na/K отношения выражена в уменьшении этой величины с востока на запад (I, 25-Кандыр-сай, 0,47-Дальнее). В гранодиорит-порфирах медно-порфировых месторождений величина Na/K лежит в пределах 0,47-0,77.

При значительных вариациях содержаний различных элементов стабильно повышенным в штоках месторождений является содержание меди с максимальным обогащением апикальных и апофизных частей. Перенос рудных компонентов осуществляется магматогенными, метеорными и вадозовыми растворами; состав магматогенного флюида-хлоридносолевой.

Малые порфировые интрузии района по А.В.Рабиновичу относятся к апатит-магнетитовому типу аксессуарной минерализации. Аксессуарный магнетит гранодиорит-порфиров Дальнего и Кальмакыра-низкотитанистый, Сары-Чеку — высокотитанистый. Содержание Ni в магнетитах уменьшается с востока на запад.

В пространственном отношении медно-порфировые месторождения приурочены к участкам сочленения долгоживущих глубинных дизъюнктивов с выступами апикальной части гранодиоритового массива ступенчатого строения.

Медно-порфировые рудные тела, околтуренные по различным содержаниям меди, представляют собой последовательно вложенные друг в друга грубоприближенные эллиптические параболоиды, погруженные в углубления кровли штоков, окаймленных апофизами. Мощность штоков с глубиной увеличивается, они обладают тенденцией слияния на глубине.

Предполагается рудогенерирующая роль гранодиорит-порфировых штоков с рудоподводящими каналами по долгоживущим дизъюнктивам, привнесом рудных компонентов от нижних частей остывающей магматической колонны и ремобилизацией из вмещающих пород в конвекционном приштоковом поле.

Н.Т.Сулейманова

ГАБРО-МОНЦОНИТ-СИЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ И КРИТЕРИИ ЕЕ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ АЛМАЛЫСКОГО СИЕНИТО-ДИОРИТОВОГО МАССИВА, СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

ИГиГ АН УзССР

Типичным представителем габро-монцонит-сиенитовой форма-

ции является Алмалыкский сиенито-диоритовый массив (C_{1-2}), который располагается на восточном фланге односторонней герц-антиклинали (северный склон Курамынского хребта, между речью Карамая-сай и Саукбулак-сай). Он сложен пестрой гаммой гибридизированных пород, состав которых варьирует от габбро-монзонитов до сиенито-диоритов и сиенитов, сформировавшихся в условиях малых глубин. Одна из основных особенностей массива — пространственно временная, а по мнению некоторых исследователей, генетическая сопряженность с ним месторождений меди, молибдена, чем и обусловлен постоянный интерес к изучению петрологии, минералогии и геохимии слагающих его пород.

Принадлежность Алмалыкского сиенито-диоритового массива к гипабиссальной фации глубинности, пестрота состава слагающих его пород, широкое развитие в пределах массива гибридизированных их разновидностей, трещинно-лаколитообразная форма внедрения, небольшая глубина эрозионного среза, наличие многочисленных апофиз, извилистости контактов соответствует общегеологическим и петрографическим критериям рудоносности.

Применение к данному комплексу критериев потенциальной рудоносности, разработанных И.Х.Хамрабаевым, использование выводов и заключений других исследователей о некоторых геохимических особенностях пород массива, а также синтез имеющегося в распоряжении автора материала позволяет наметить три группы критериев потенциальной рудоносности:

Геологические: локализация в областях с многократным и интенсивным магматизмом, малая глубина становления, лакколитообразная форма тел, пестрый состав пород, широкое развитие процессов ассимиляции, эманационной и кристаллизационной дифференциации.

Минералогические: высокие содержания акцессорного магнетита, меди, молибдена и золота в цветных минералах, амфибол-биотитовый парагенезис и полярные соотношения их железистости с содержанием магнетита.

Геохимические: высокая щелочность, кремниелюбность, насыщенность двухвалентными основаниями.

К числу новых, полученных автором критериев, свойственных Алмалыкскому сиенито-диоритовому массиву, могут быть отнесены:

а) повышенное содержание в составе калиевых полевых шпатов

железа (возможно его минерала), показывающее пересыщенность исходных магм железом вплоть до поздних стадий его кристаллизации, соответствующей моменту выделения калиевых полевых шпатов;

б) наличие в составе магнетита MgO (гейкелитового компонента), могущего указывать на относительно высокие термодинамические параметры магнообразования, стимулирующего взаимодействие тугоплавких оснований с силикатическим материалом, высокий фонд содержания титана в магнетитах.

Установлено, что в разнообразии состава пород интрузива наряду с процессами кристаллизационной дифференциации, ассимиляции и контаминации важную роль играли процессы кислотно-основного взаимодействия магматических расплавов, служивших причиной формирования пород повышенной щелочности и связанной с ними сульфидной минерализации.

Р.Ахунджанов, В.В.Балакин,
Р.А.Мусин, А.Х.Турсебеков

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ ИНТРУЗИВОВ, КОНТРОЛИРУЮЩИХ
МЕДНОПОРФИРОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ (АЛМАЛЫКСКИЙ РАЙОН,
САУКБУЛАКСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ)
ИГиГ АН УзССР

Предыдущими исследователями в строении месторождений Алмалыкского рудного района отмечались вулканогенные образования — андезитовые порфириты, андезито-дацитовые порфиры, кварцевые порфиры (D_1) и карбонатные породы (D_2-C_1), прорванные комплексом гранитоидных интрузий и даек (C_2-P). Рудовмещающими породами были признаны диориты и сиенито-диориты (Кальмакыр, Дальнее и др.), а также кварцевые порфиры и розовые гранодиорит-порфиры (Сары-Чеку).

В настоящее время последний объект разрабатывается карьером, вскрывшим месторождение на глубину. Здесь нами выявлены неизвестные ранее тела габбро, диоритов и сиенито-диоритов (последние не образуют самостоятельной фазы и ранее были описаны как розовые гранодиорит-порфиры). Установлена следующая последовательность внедрения интрузий: габбро-диориты и сиенито-диориты — сиенит-порфиры — гранодиорит-порфиры гущайского типа.

Оруденение приурочено к массиву сиенито-диоритов и к кварцевым порфирам в его экзоконтакте.

Содержание меди и молибдена в интрузивных телах, %: в габбро- 0,06 и 0,0008; в сиенито-диоритах - 0,6 и 0,0039; в сиенит-порфирах - 0,0085 и 0,0011 и гранодиорит-порфирах гущайского типа - 0,037 и 0,0008. Помимо обогащенности сиенито-диоритов этими элементами, в них отмечается вкрапленность (в % объемного веса породы): магнетита (2,8), халькопирита (2,4) и пирита (0,2), приуроченных к роговой обманке, ортоклазу и межзерновым пространствам.

Изложенное позволяет предположить, что рудовещающие интрузивы Сары-Чеку аналогичны таковым других меднопорфировых месторождений Алмалыка и между ними не существует особых отличий.

С.В.Ефремова, С.Е.Борисовский, Л.Н.Носик,
С.И.Гаврилова

ДАЙКИ - СОСТАВНАЯ ЧАСТЬ ПОТЕНЦИАЛЬНО РУДОНОСНЫХ
ФОРМАЦИЙ
ИГЕМ АН СССР

Детальное изучение взаимоотношений магматических пород, метасоматических образований и рудной минерализации в пределах медно-молибденовых месторождений Средней Азии и Казахстана дает основание утверждать, что дайки - составная часть потенциально рудоносных формаций. Их изучение способствует решению вопросов эрозионного среза месторождений, самостоятельности рудно-магматических систем, продуцирующих молибденовую, медную и полисульфидную минерализацию.

На примере Кальмакырекого месторождения показано, что это месторождение не следует относить к сильно эродированным, как это предполагают А.И.Кривцов и И.М.Един. Молибденитовая минерализация проявлена в надинтрузивной зоне, что доказывается широким развитием процессов контактового метаморфизма во вмещающих оруденение плутонических породах, наличием даек гранит-пегматитов с переходами до сиенит-пегматитов, наложением молибденитовой минерализации на все ранее образованные магматические породы, включая дайки кварцевых сиенит-порфиров (алмалыкский тип) и дайки гранит-сиенит-пегматитов.

Развитие березитизации во всех видах горных пород, включая

самые молодые дайки андезитов, андезито-базальтов, появление после их образования полисульфидных руд, самостоятельное развитие среды вулканитов подобной типов руд восточнее месторождения дает основание связывать полисульфидные руды с вулканогенным магматизмом. Среди медно-молибденовых месторождений Прибалхашья (Центральный Казахстан) наиболее сложные соотношения даек, метасоматитов и оруденения наблюдаются на месторождении Актогай. Как отмечали Н.М. Жуков, Л.Б. Филимонова, а еще раньше сотрудники Казахского института минерального сырья А.И. Полетаев, В.И. Сычов и др., турмалин не имеет прямого отношения к формированию молибденит-халькопиритового оруденения, он появился позднее.

С.М. Бабаходжаев, Г.Т. Таджибаев,
В.Н. Байков, Э.Б. Федчишин, Т. Джураев,
Ю. Мамаджанов

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАРАМАЗАРА И ОСОБЕННОСТИ ИХ РУДНОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ
ИГ АН ТаджССР, УГ ТаджССР

1. Кармазар — юго-восточная часть Бельтау-Хураминского вулканоплутонического пояса. В ней широко развиты палеозойские магматические образования. Выделяются восемь вулканогенных и четыре плутонических формаций. Значительное количество формаций образовано гомодромным рядом пород (плагиогранит-гранит, базальт-андезит, габбро-диорит-гранодиорит-гранит, диабаз-липарит и т.д.), сформировавшихся в каледонскую геосинклинальную и герцинскую орогенную стадии тектоно-магматического циклов. В этап активизации региона формируются магматиты формаций повышенной мелочности. Выделенные формации сопровождаются комагматическими телами малых интрузий и даек (таблица).

2. Характер геохимической специализации магматитов региона определяется составом пород, их фаціальными особенностями и увязывается с формационной принадлежностью магматических образований. Им свойственна "сквозная" положительная специализация на серебро и частично на свинец, что отражает провинциальную специфику наомощенного серебряным и свинцовым оруденением региона (таблица).

Герцинские магматические образования отрицательно специализированы на медь, в отличие от каледонских, где количество его значительно превышает кларковое содержание. Положительную специализацию

цию на свинец, цинк, висмут, вольфрам и молибден обнаруживают герцинские формации. Эти элементы вместе с фтором особенно характерны для позднегерцинского посторогенного этапа активизации тектоно-магматического процесса. Все фанерозойские породы основного состава отличаются вышекларковым содержанием редких щелочей, а среднего и кислото-нижекларковым.

3. При сопоставлении геохимических особенностей комплексов малых интрузивов и даек с соответствующими комагматичными вулканогенными и плутоническими формациями в целом обнаруживается сходство. Специализация на рудные элементы в комплексах малых интрузивов и даек проявляется менее четко вследствие большей пестроты их петрографического состава. Сквозная специализация на серебро и частично на свинец обнаруживается и в малых интрузивах и дайках.

Показательны редкие щелочи. Их значительные вышекларковые содержания характерны особенно для позднепермских дайковых комплексов. Примечательно, что и кислые разновидности пород, вопреки отмеченной выше тенденции, в ряду основных-кислых магматитов, содержат также вышекларковое количество редких щелочей, отражая тем самым их генетическое родство с породами основного состава (таблица).

С.М.Бабаходжаев, Д.Мамаджанов

ФОРМАЦИИ ПОЗДНЕГЕРЦИНСКИХ ВОЛЬФРАМОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ
КАРАМАЗАРА И МОГОЛТАУ
(СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)
ИГ АН ТаджССР

Петролого-геохимические исследования позднегерцинских гранитоидов Кармазара и Моголтау позволили выделить две разновозрастные вольфрамносные гранитоидные формации — монцонит-гранитную и аляскитовую, образование которых связано с позднеорогенным этапом развития региона.

Наиболее характерный представитель монцонит-гранитной формации — многофазный раннепермский Чорух-Дайронский монцонитоидный комплекс малых интрузий (горы Моголтау), обладающий наибольшей дифференцированностью пород. Формирование комплекса начинается внедрением кварцевых монцодиоритов и монцонитов и завершается субщелочными гранитами и лейкогранитами малых интрузий Чорух-Дайрона и вулкано-тектонический прогиб, к которому они приурочены,

контролируются зоной глубинного разлома. Основная особенность химического состава пород — их повышенная калиевая щелочность. С этими гранитоидами пространственно и парагенетически связаны окарново-шеллитовые и молибденовые месторождения (Чорух-Дайронское рудное поле).

Аляскитовая формация представлена, в основном, однофазными интрузивными массивами позднепермского возраста — Шайданским, Оби-Аштским и др. (Восточный Кармазар), которые образуют лакколитоподобные тела и приурочены к периферийным частям вулканотектонических мульд. Массивы сложены субщелочными лейкогранитами и аляскитами с повышенной кремнекислотностью (SiO_2 до 75%) и калиевостью (K_2O до 5%). С ними генетически связаны грейзеново-редкометалльные (W, Mo) и пегматит-вольфрамитовые рудопроявления (Пазман, Аштское и др.).

Состав позднегерциньских гранитоидов Кармазара и Моголтау и характер связанный с ними вольфрамового оруденения позволяют отнести породы монцитит-гранитной и аляскитовой формаций соответственно к двум генетическим типам рудоносных гранитоидов.

С.М.Бабаходжаев

КЛАРКИ ЭЛЕМЕНТОВ И ВОПРОСЫ РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИВОВ
КАРАМАЗАРА И МОГОЛТАУ
ИГ АН ТаджССР

В геологической литературе отмечается, что магматические горные породы, в частности плутонические, служат первоисточниками и носителями большинства рудных элементов. Однако для образования последних в виде рудных концентраций необходимо влияние определенных факторов (петрологических, структурных, геохимических и др.). Один из факторов — особенности первоначальной концентрации элементов в магматических породах отдельных рудных регионов. Определение кларковых величин этих элементов в породах способствует выделению рудоносных и нерудоносных типов магматических пород, характера их геохимической специализации. С этой целью нами в течение многих лет изучались характер и факторы рудоносности пород интрузивных комплексов Кармазара и Моголтау, расположенных в одном из важнейших в Советском Союзе рудном районе.

Интрузивный магматизм рассматриваемого региона довольно сложный. Он формировался в результате каледонского собственно геосин-

клипального режима в период герцинской орогенной и более поздних тектонических процессов. Карамазар составляет юго-восточную часть Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса в Среднем Тянь-Шане. Более половины площади Карамазара и Моголтау сложено породами интрузивных комплексов среднего, кислого и субщелочного составов.

Выделяются пять плутонических формаций, объединяющих несколько комплексов и фаз интрузивов. По данным более 10 тыс. анализов (химических и количественно-спектральных), в породах плутонической формации были высчитаны среднеарифметические содержания некоторых рудогенных элементов, составляющих рудные типы Карамазара и Моголтау (таблица). Установленные величины элементов и сравнения с кларками по А.П.Виноградову отчетливо указывают на различный уровень рудоносности пород плутонических формаций. Все возрастные формации интрузивов этого региона носят отрицательные признаки специализации на редкие щелочи. Средние содержания Rb, Li, Cs не всегда достигают кларковых значений. Рудогенные элементы ($Pb, Zn, Bi, W, Mo, Ag, Sn, F$) во всех возрастных группах интрузивов региона содержатся в количествах, выше кларковых (более 1,5 раз), и обладают отчетливо выраженной геологической специализацией. Повышение кларков элементов в породах согласуется с широким развитием в Карамазаре и Моголтау типов рудных формаций и многих промышленных месторождений. Особенно отчетливо выделяется резко повышенное содержание рудогенных элементов в породах пермских вулканоплутонических ассоциаций (таблица).

Таким образом, установление значений кларков элементов может послужить одним из основных критериев выявления степени рудоносности магматических, в том числе плутонических формаций, широко развитых в рудных районах.

С.В.Шанин

АЛТЫНДЫКСКАЯ ЭКСТРУЗИЯ И ЕЕ РУДОНОСНОСТЬ

ТашГУ

Рассматриваемая экструзия расположена на правом берегу р.Ангрен в юго-восточной части Шаваз-Дукентского грабена и размещается в ядре Карабаусской вулканотектонической структуры, которая, по В.П.Коржаеву, относится к мульде экстрозивных куполов.

Кларки некоторых рудогенных элементов в породах плутоинических формаций
 Карамазара и Моголтау, г/т

Плутоиническая формация, возраст, массивы													Рудные формации
	Rb	Li	Cs	Pb	Zn	Cu	Bi	W	Mo	Sn	Ag	F	
Аляскитовая, P ₂ Шейданский	190	15	3	46	65	12	0,9	8,4	3,2	11	0,30	1600	кварц-флюорит-барит- карбонатная, подиметал- лическая, серебро-свин- цовая, медно-висмутовая, скарново-полиметалли- ческая, медно-молибдено- вая, кварц-полевощато- вая - шеелитовая
трахилипаритовая, P ₂ , Самгарский	250	19	5	56	100	21	0,9	6	3,5	4,2	0,64	1400	
монзонит-гранитовая, P ₁ , Бобойобский, Чорух- дайронский	150	32	5	36	76	30	0,8	4,8	1,5	4,5	0,60	1200	пегматит-редкометалльно- грейзеновая
габбро-диорит-грано- диорит-гранитовая, C ₂ , Сырдарьинский, Музбекский, Кураминский, Акташский, Аштский и др.	135	34	2,5	36	75	40	0,5	7,5	1,5	7,5	0,22	1100	
плагригранит-гранитовая, S ₂ -D ₁ , Каракинский	112	43	3,5	24	78	50	0,7	5,3	0,5			735	
кларки, по А.П.Виногра- дову, средние породы, кислые породы	100	20	-	15	72	35	0,01	1	0,9	-	0,07	500	
	200	40	5	20	60	20	0,01	1,5	1,0	3	0,05	800	

Геохимическая специализация пород магматических формаций Кармазара и Моголтау

Магматические формации и фации		Свиты, массивы, дайки	Возраст	Геохимическая специализация	
вулканогенная	плутоническая			положительная	отрицательная
щелочно-базальтовая		дайковые пояса СВ прости- рания	P ₂	Ag, Pb, Rb, Li, Cs, F	Cu
диабаз-липа- ритовая		дайковые пояса СВ прости- рания	P ₂	Ag, Pb, Mo, Rb, Li, Cs	Cu
		дайковые пояса; диорит-порфи- риты-гранит-порфиры	P ₂	Ag, Li	Pb, Zn, Cs
	аляскитовая	Шайданский, Обиштский массивы		Ag, Pb, Zn, Bi, W, Mo, Sn, F	Rb, Li, Cs, Cu
трахилипа- ритовая		Кызылнуринская	P ₂	Ag, Pb, Zn, Bi, W, Mo, F	Li, Cs, Cu
		дайковые пояса; гранит-пор- фиры-монзонит-порфиры	P _I	Ag	Li, Cs
	монзонит-гра- нитовая	БобоЙобский, Чорухдайро- ский массивы		Ag, Pb, Zn, Bi, Cu, W, Mo	Rb, Li, Cs
трахиандезит- дацитовая		дайковые пояса; эссекит- диабазы лабрадеровые	P _I	Pb, Rb, Li	
		Шурабсайская		Ag, Mo, Rb, Cs	Li, Cu
липаритовая		поля дайкообразных тел; гранит-порфиры лейкокра- товые	C ₃	Ag	Li, Cs
		Оясайская		Ag, Pb, Zn	Rb, Li, Cs, Cu

Магматические формации и фации		Свиты, массивы, дайки	Возраст	Геохимическая специализация	
вулканогенная	плутоническая			положительная	отрицательная
андезито-дацитовая		дайки; диорит-порфиры-монцит-порфиры	C ₃	Ag	Li, Cs
		Надакская	C ₃	Ag, Pb, Mo, Rb, Li	Cu, Cs
		дайкообразные тела; гранит-порфиры		Ag	Mo
		меланократовые			
		Джамансайская	C ₂ -C ₃	Ag, Pb, Zn, Mo	Rb, Cs, Cu
		Акчинская		Ag, Pb, Mo	Rb, Li, Cs, Zn, Cu
		интрузивные залежи; диорит-порфиры-гранодиорит-порфиры			Zn, Cs
	габбро-диорит-гранодиорит-гранитовая	Сырдарьинский, Курукский, Музбекский, Кураминский, Акташский, Аштский и другие массивы	C ₂	Ag, Pb, Bi, W	Rb, Li, Cs, Zn, Cu, Mo
андезитовая		Уя-минбулакская	C _I	Ag, Pb, Zn	Rb, Li, Cs, Cu, Mo
базальто-андезитовая		Катрангинская, Агаджальская	D _I	Pb, Cs, Cu, Ag	Li, Pb, Zn, Mo
	плагиигранит-гранитовая	Каракиинский массив	S'-D _I	Ag, Bi, W, Li, Cu	Rb, Cs, Pb, Zn, Mo

В нижнем течении р. Карабау эрозией вскрыта основная часть структуры, площадь развития которой составляет 6,8 км². Центральная ее часть сложена экстрюзией андезитов, трахиандезитов и монцонитов. Она имеет в плане меридионально-вытянутую форму. В разрезе это крутопадающее в западном направлении лакколито-подобное тело. В структурном отношении экстрюзия приурочена к зоне Алтындыкского разлома. Возраст экстрюзии определяется прорыванием осадочной толщи, датируемой такими палеофитологическими данными, как С₂-С₃ (Т.А. Сикстель, Л.И. Савицкая) и по перекрытию ее в юго-восточной части пачкой туфов липаритового состава, датируемой как Р^I_I.

Алтындыкская экстрюзия образована в результате двух фаз вулканической деятельности. Ранняя фаза внедрения представлена трахиандезитами и монцонитами, занимающими разное положение по вертикали. Она имеет локальное распространение в северной и западной окраинных частях рассматриваемой экстрюзии. Породы второй фазы внедрения представлены андезито-дацитами, трахиандезитами, образующими систему штоков и покровов, выполняющих эту структуру в целом.

В породах второй фазы экстрюзии содержится большое количество ксенолитов габброидов, сланцев, причем наибольшее их скопление установлено в северо-восточной и северо-западной частях. Наблюдаются также блок-ксенолиты осадочной пачки С₂-С₃. Наибольший из них 50x85 м.

Экстрюзивный купол, расположенный в нижнем течении р. Карабау, рассечен кварцевыми и кварц-карбонатными жилами. Причем, кварцевые жилы несут пиритовую минерализацию и прослеживаются как в теле экстрюзии, так и во вмещающих ее породах; кварц-карбонатные, в свою очередь, содержат пирит-халькопиритовую минерализацию и прослежены только во вмещающих экстрюзийных образованиях.

Л.М. Глейзер, Т.М. Воронич, Я.М. Рафиков

ФТОР И РЕДКОЩЕЛОЧНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ НИЖНЕПЕРМСКИХ
БАЗАЛЬТОИДОВ КУРАМИНСКОЙ И КАССАНСКОЙ ПОДЗОН
МГУ УзССР, ИГиГ АН УзССР, ТашГУ

Продукты нижнепермского основного вулканизма характеризуются повышенной в целом щелочностью и объединены в трахибазальт-трахиандезитовую формацию, которая по времени формирования зани-

мает промежуточное положение между липаритовой и более поздней трахилипаритовой формациями, образуя с ними единый позднеорогенный контрастный комплекс.

Вулканогенные образования комплекса слагают крупные грабенообразные и кольцевые вулканотектонические депрессии. Основной вулканизм проявлен в структурах глубокого заложения по зонам дуговых и линейных разломов СВ и СЗ простирания.

Выделяются ассоциации базальтоидов трех петрохимических серий: субщелочной калий-натриевой, субщелочной калиевой и щелочной калиевой.

Базальтоиды первой серии развиты преимущественно в Кассанской подзоне (Кассанский грабен) и в ЮВ и СЗ частях Кураминской подзоны (Кугалинская, Гавасайская, Чадакская, Кызылнури-ская и др. депрессии). Ассоциация представлена в основном субщелочными оливиновыми базальтами, трахибазальтами со средним содержанием по отдельным депрессиям $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2,7-6\%$.

$$(\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} = 1,2-2,5), \text{MgO} = 2,8-4,8\%$$

Калиевые существенно мезократные трахибазальты субщелочного ряда установлены в центральной части Кураминской подзоны (Чилтенская депрессия). По петрохимическим особенностям ($\text{Na}_2\text{O} = 2,5\%$, $\text{K}_2\text{O} = 4,5\%$, $\text{MgO} = 6,6\%$, $\text{TiO}_2 = 1,2\%$) эта ассоциация является переходной к щелочной серии.

К основным породам собственно щелочной калиевой серии относятся эпидейцитовые шонониты Бадамской депрессии, приуроченной к зоне Угам-Кумбельских разломов. Они отличаются общей повышенной щелочностью ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 9-10\%$ при $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} = 0,5$), но относительно низкой магнезиальностью ($\text{MgO} = 2,5-3\%$) и титанистостью ($\text{TiO}_2 = 0,6-0,8\%$).

Высокие концентрации фтора ($0,18-0,2\%$) отмечаются в калиевых субщелочных и щелочных базальтах. В базальтоидах субщелочной калий-натриевой серии содержание фтора составляет в среднем около $0,08\%$. В породах более щелочного подтипа этой серии (Самгарская депрессия) оно возрастает до $0,13\%$.

Содержание Li зависит от общей щелочности пород и их магнезиальности. Значительно обогащены им ($150-170$ г/т) относительно высокомагнезиальные субщелочные калиевые трахибазальты. В эпидейцитовых низкомагнезиальных шононитах количество невысокое ($30-35$ г/т). В субщелочных калий-натриевых базальтоидах

различных депрессий содержание колеблется в основном от 35 до 65 г/т, максимальных значений достигает в породах Самгарской депрессии (в среднем 100 г/т). Минимальные содержания (35г/т) характерны для низкомагнезиальных ($MgO - 2,8\%$) трахибазальтов Кассанского грабена.

Рубидий и цезий коррелируются в целом с количеством в породах калия. Эпидейцитовые пошониты содержат в среднем 230 г/т Rb и 15 г/т Cs , субщелочные калиевые трахибазальты -соответственно 190 и 20 г/т. В базальтоидах субщелочной калий-натриевой серии содержание Rb колеблется от 70 до 140 г/т и Cs -от 2 до 10г/т.

Таким образом, нижнепермские базальтоиды отдельных вулканотектонических структур существенно отличаются по своим петрохимическим характеристикам и геохимической специализации на фтор и редкие щелочные элементы, что связано с различными условиями развития и застывания исходных магм.

Р.И.Ярославский, А.И.Егоров, А.Я.Котунов,
А.Г.Спирин, А.А.Рубанов, И.В.Мущикин

ЭПИПЛАТФОРМНАЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ ЗАПАДА
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРЕДПОСЫЛКИ СВЯЗИ С НЕЙ ОРУДЕНЕНИЯ
МГ УзССР

Раннемезозойская щелочно-базальтоидная формация проявлена в виде даек и диатрем, образующих дискретные пояса, ром, узлы, ареалы развития которых независимы от структурно-формационной зональности каледонид и герцинид. Формирование их связано с процессами посторогенной (?) и эпиплатформенной автономной тектономагматической активизации. Проводится сравнительный анализ характера эволюции и закономерностей пространственного размещения магматизма в ряду пермо-триасовых (?), триасово-юрских, палеогеновых и четвертичных базальтов Тянь-Шаня, Алтая, Прибайкалья, Монголии.

Формация трассирует, как правило, скрытые разломы глубинного заложения. Эти разломы, движения по которым неоднократно повторялись в геологической истории, сопровождались притоком вещества и энергии, контролируя деформации в сопряженных с ними блоках литосферы.

В своем составе щелочно-базальтоидная формация сочетает петрографические и петрохимические черты базальтов, щелочных пород и кимберлитов. Выделяются петрологические ассоциации пород: трахиба-

зальт-эссексит-диабазовая (лампрофировая), кринанит-тералитовая, камптонит-мончикито-либурги́товая, базанитовая (триалолибурги́товая). Породным группам присущи повышенная щелочность, кальциевость, магниальность, умеренная титанистость. Характерны повышенные и высокие концентрации золота, отчасти серебра, сурьмы, вольфрама, ртути и др. Акцессорно-минеральная специфика, в некоторой степени отражающая потенциальные возможности расплава, реализована в виде прениит-альбит-кварц-карбонатных жил с высоким содержанием металлов, пирита, арсенопирита, знаков золота и др. метасоматическими преобразованиями исходных пород, вплоть до карбонатитоподобных, знаменуя в общем начало киммерийско-альпийского металлогенического цикла.

Совокупность признаков свидетельствует о возможности обнаружения концентраций золота, серебра, вольфрама, сурьмы, ртути, олова и др. в парагенетической связи с породами щелочно-базальтоидной формации.

А.Х.Хасанов, М.М.Мамадвафоев,
И.У.Рахмонов, Н.И.Кривошекова

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ, АКЦЕССОРНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ
РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНОГО
ГИССАР-АЛАЯ
Т Г У

1. Исследуемые гранитоидные массивы приурочены к герцинской Зарафшано-Гиссарской структурно-формационной зоне и представляют собой продукты геосинклинально-инверсионного магматизма конца среднего и верхнего карбона.

2. Различные по размерам и морфологии они характеризуются неоднородным внутренним строением. Так, Пиндарский массив сложен меланократовыми гранодиоритами; Кашка-Терякский - кварцевыми диоритами и гранодиоритами; Тагоби-Кульский - кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами; Ярмазарский - сиенодиоритами, метасиенитами, щелочными гранитами; Калай-Занкинский - мелано- и лейкократовыми плагиогранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами; Ванджрудский (Гори́фский) - биотитовыми, микроклинизированными, альбитизированными и грейзенизированными (двуслюдяными турмалинизированными) гранитами.

3. Породы массивов, судя по особенностям их химизма и внут-

ренного строения, относятся к палингенному известково-щелочному геохимическому типу гранитоидов (Таусон, 1977), сформированных при существенном участии явлений магматического замещения базальтовых пород и последующих наложенных метасоматических процессов.

4. Они в целом характеризуются положительной геохимической специализацией в отношении Be, Rb, Zr, Ba, Sr, Zr, Cs (таблица), а также Li, Cs, В и Sn.

5. Изученные массивы характеризуются постоянным присутствием аксессуарных циркона, апатита, турмалина, флюорита, ильменита, магнетита. Кроме того, в массивах I, II, IV, V присутствуют ортит, гематит, антимонит и целестин, в массивах III, IV – обилие апатита, шеелита, граната, турмалина, анатаза, барита, арсенопирита; в массиве IV – гадолинита, пирохлора, торита, уранинита; в массиве III – бастнезита; в массиве IV – колумбита. Исследуемые массивы относятся к числу потенциально-оловоносных или сопровождаются оловянной минерализацией (массивы III, V).

Среднее содержание элементов-примесей в гранитоидных и щелочных породах Восточного Гиссаро-Алая, (г/т)

Элемент	Массивы					Кларки		
	I(13)	II(34)	III(44)	IV(43)	V(72)	гранодиоритов	гранитов	щелочных гранитов
Be	5,8	7,9	8,0	11,9	9,1	2,5	3,5	6
Rb	25	38	30	56	40	15	19	20
Y	-	40	20	84	17	34	40	-
Zr	270	380	350	630	269	160	180	850
Ba	-	2000	1300	357	1657	450	840	100
Sr	-	500	56	384	1470	440	110	40
Zn	120	100	70	120	80	56	39	60
Cs	110	39	80	29	32	26	10	4

Примечание. Массивы: I- Пиндарский; II- Кашка-Терякский; III- Тагоби -Кульский; IV- Ярмазарский; V- Калай-Занкинский; в скобках – количество проб; кларки гранодиоритов и гранитов по А.А. Беусу, а щелочных гранитов – по Ю.Б.Марину.

И.У.Рахмонов

ПЕТРОЛОГИЯ И ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНОСТИ ГРАНИТНЫХ
ФОРМАЦИЙ МАЛЫХ ГЛУБИН БАСЕЙНА РЕК ДУБУРСА И
ГОРИФ (ВОСТОЧНЫЙ ГИССАР)

Т Г У

1. Магматические формации малых глубин бассейна рек Дубурса и Гориф представлены штоко- и линзообразными интрузиями Сардара, Дарай-Ванджруд и Хаданго. Суммарная площадь их выходов составляет 12-15 км². Они прорывают раннесилурийские кварцево-хлорит-серицитовые сланцы и имеют с ними отчетливые интрузивные контакты. Ширина ореола контактовых изменений достигает 100-300 м. Среди интрузий до глубины 300-500 м от ее кровли отмечаются в различной степени гранитизированные ксенолиты вмещающих сланцев.

2. Дарай-Ванджрудский массив имеет зональное строение и сложен крупно- и среднезернистыми гранитами в северной эндоконтактовой части, двуслюдяными гранит-порфирами в центральной зоне, крупно- и гигантопорфиробластическими гранитами в южной зоне. Сардаринский представлен мелко-среднезернистыми двуслюдяными грейзенизированными аплитовидными гранитами, а Хадангоский - среднезернистыми биотитовыми гранитами - гранодиоритами. Последние в приконтактных зонах имеют облик гранит-порфиров с обилием ксенолитов вмещающих пород. Все гранитные образования обнаруживают положительную геохимическую специализацию на ряд малых элементов ($Sn, W, Mo, Ag, Be, Rb, Cs, B, F$ и др.)

Среди пород массивов широко развиты метасоматические зоны изменения (альбитизации, микроклинизации, турмалинизации и окварцевания). К ним приурочены редкометальные кварц-амазонитовые, кварц-турмалин-флюоритовые и кварцево-сульфидные образования, что, по-видимому, обусловлено тяготением указанных массивов к зоне глубинного Гиссаро-Каратегинского разлома, способствовавшего подъему и транспортировке постмагматических растворов.

К. Дж. Боконбаев, Я. И. Колесников, М. П. Кузнецов,
С. Е. Сабельников, Д. С. Туровский, Э. Д. Ногаев

О ПЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА ВОСТОЧНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
ИГ АН КиргССР

Наиболее перспективное рудообразование Тянь-Шаня ранее связывалось с поздними стадиями герцинского магматизма. Полученные нами данные позволяют высказать следующие положения.

1. Среди гранитоидов поздних стадий не только герцинского, но и каледонского, байкальского, гренвилевского(?) циклов отчетливо различаются потенциально рудоносные и нерудоносные граниты.

2. К нерудоносным гранитам отнесен петрогенетический тип моношпатовых гиперсолъбус-гранитов, развитых в пределах стабильных глыб Северного и Среднего Тянь-Шаня.

3. В группе потенциально рудоносных гранитов выделены интрузии лейкогранитов и "малые интрузии" пестрого состава. Лейкократовые граниты, двуполовшпатовые субсолъбусграниты локализируются в краевых частях складчатых зон, контролируясь региональными разломами и складчатыми структурами. Они специализированы на широкую гамму элементов, отличаются разнообразием и высоким содержанием аксессуарных минералов. Многие интрузии обладают высокой рудогенерирующей способностью, с ними связан ряд месторождений.

4. "Малые интрузии" спессартитов, лампрофиров, вогезитов, минетты, монзонитов, акеритов, порфиритов, гранодиорит-, гранит-порфиров, ранее рассматривавшиеся как поздние дифференциаты интрузивных комплексов, отнесены нами к самостоятельному формационно-генетическому типу. Они формировались в завершающие стадии тектономагматической активизации, специализированы на полиметаллы, редкие элементы. В связи с ними в Киргизии открыты месторождения редких элементов и полиметаллов.

5. Закономерности размещения и минералого-геохимические особенности потенциально рудоносных интрузий позволяют наметить схему петрографо-металлогенетической зональности Восточного Тянь-Шаня. Северная зона включает интрузии, контролируемые высокоподвижной Чилико-Кеминской структурой, геохимически специализирован-

ные на полиметаллы, медь, золото, молибден, редкие металлы, редкие земли (байкальские, каледонские лейкограниты). Центральная-охватывает Киргизско-Терсейскую складчатую систему и южную часть Иссык-Кульского срединного массива. Гренвилевские граниты имеют редкометалльную специализацию, байкальские и каледонские - редкометалльно-редкоземельную, Южная металлогеническая зона соответствует Южно-Тяньшаньской складчатой системе герцинид. Лейкограниты здесь специализированы на редкие металлы. Таким образом, при переходе от северных зон к южным происходит смена полиметаллически-редкоземельно-редкометалльной специализации редкоземельно-редкометалльной и далее редкометалльной.

6. При переходе от северных складчатых зон Тянь-Шаня к более молодым южным наблюдается снижение числа полезных компонентов в рудных месторождениях. Однако рудная продуктивность отдельных интрузивов возрастает. Возможно, это вызвано менее глубоким эрозийным срезом южных зон.

7. Широта спектра рудных элементов месторождений северных, более древних зон по сравнению с южными может быть связана: со значительным разнообразием гранитовых интрузий (по составу, генезису, возрасту), влиянием на рудоносность интрузий вещества кристаллического основания складчатых зон - сложного, гетерогенного в Северном и Срединном Тянь-Шане (присутствие фрагментов гранито-гнейсового, базитового и переходного типов фундамента) и относительно простого, в основном меланократового, в Южном Тянь-Шане.

8. Сульфидно-золото-полиметаллическая минерализация, связанная с формацией малых интрузий, проявлена в равной мере во всех зонах, т.е. носит сквозной характер.

Независимость специализации малых интрузий от строения структурно-фациальных зон, отличие от специализации магматизма главных циклов подтверждает их формационную и генетическую самостоятельность.

Б.А.Трифонов, Л.И.Соломович, Б.Б.Фунт

ГРАНИТ-ПОРФИРЫ ИНЫЛЬЧЕКСКОГО ОЛОВОРУДНОГО УЗЛА И СВЯЗЬ ИХ С ОРУДЕНЕНИЕМ

ФПИ

1. В Иныльчекском оловорудном узле Восточной Киргизии изучены особенности вещественного состава гранит-порфиров, завершив-

ших формирование позднепалеозойского (пермского) посторогенного интрузивного комплекса (Кокшаальского). Гранитоиды комплекса относятся к геохимическому типу пльмазитовых редкометалльных лейкогранитов (по Л.В.Таусону). Изученные гранит-порфиры прорывают как ранние порфировидные граниты главной фазы комплекса (Ташкоринский массив), так и поздние литий-фтористые лейкограниты заключительной фазы (Суходольский массив). Они относятся к специфическим производным остаточных низкотемпературных магм, обогащенных летучими и редкими элементами.

2. Выделяются две разновидности гранит-порфиров. Ранние производные редкометалльных лейкогранитов представлены натриевыми ($K/Na=0,8$) гранит-порфирами, которые являются петрографическими аналогами онгонитов. Онгониты характеризуются кварц-калишпат-альбитовой ассоциацией вкрапленников, калишпатовыми каймами обрастания вокруг альбита, наличием среди первичномагматических породообразующих минералов топаза и лепидолита, повышенными относительно литий-фтористых лейкогранитов содержаниями в породах натрия (3,3%), редких щелочей, редких элементов, фтора и бора при равном соотношении последних ($F/B=50$). Поздние производные представлены калиевыми ($K/Na=1,6$) гранит-порфирами, которые, по аналогии с Забайкальем и Корнуэллом, следует относить к эльванам. Эльваны отличаются кварц-калишпатовой ассоциацией вкрапленников, наличием агрегатных гранофировых вкрапленников, наличием среди первичномагматических породообразующих минералов флюорита и турмалина, повышенными относительно литий-фтористых лейкогранитов содержаниями в породах калия (4,2%), фтора и бора при резком уменьшении соотношения последних ($F/B=25$) за счет избыточного накопления бора. Характерная особенность эльванов - ассоциация с ними взрывных брекчий. Взрывные брекчии в разных сочетаниях цементируются гранит-порфирами и турмалином. Турмалинизация брекчий непосредственно связана с повышенной боросодержащей эльвановой магмы.

3. Особенности вещественного состава онгонитов и эльванов отражают определенную этапность эманационной дифференциации исходной магмы, сопоставимой по времени с этапностью оруденения. Натриевые литий-фтористые онгониты являются предрудными по отношению к кварц-касситерит-вольфрамитовым рудам раннего (редкометалльно-оловянного) этапа оруденения. Калиевые фтор-борные эльваны

являются предрудными по отношению к кварц-турмалин-касситеритовым рудам позднего (оловянного) этапа, основным по продуктивности. Характер соотношения оруденения с гранит-порфирами хорошо согласуется с гипотетической схемой развития в интрузиях редкометальных гранитов остаточных очагов низкотемпературных расплавов, предложенной Л.В.Таусоном. Последовательность процессов свидетельствует о наличии двух уровней формирования остаточных расплавов - верхнего (онговитового и нижнего (эльванового) и соответственно о прогрессивном увеличении от этапа к этапу относительной глубинности рудных источников при сохранении прямой генетической связи оруденения с гранитами.

М.Б.Акрамов, Ю.Б.Пейкре

РУДОНОСНОСТЬ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

ЮЖНОГО ПАМИРА

ИГ АН ТаджССР, УТ ТаджССР

Рудоносность магматитов определяется суммой признаков, включающих формационную и фациальную (РТ условия) принадлежность пород, их геохимическую, акцессорно-минеральную и металлогеническую специализацию.

Южнопамирская складчатая система включает зоны Центрально-юго-Восточного Памира и Рушанско-Шартскую. В этих зонах мезокайнозойские гранитоиды широко распространены и характеризуются региональной акцессорно-минеральной специализацией на касситерит, арсенопирит, молибденит, шеелит; геохимической на олово и бор и имеют высокое отношение Th/U . Металлогеническая специализация этих гранитоидов выражена в их оловоносности, вольфрамоносности, молибденоносности и проявлена наличием рудных формаций этих элементов различных генетических типов.

Породы формации высокоглиноземистых гранитов (среднеюрский хиджисский, триасово-юрский башгумбезский, меловой памиро-шугнанский комплексы) геохимически специализированы на литий, рубидий, цезий, бериллий, олово и бор и относятся к турмалин-силлиманит-андалузитовому акцессорно-минеральному типу. Биотиты из этих пород соответствуют лепидомеланам и характеризуются высокой глиноземистостью. Становление пород формации происходило в условиях фаций больших и средних глубин, пониженной щелочности расплава и сопровождалось интенсивным проявлением постмагматической калиш-

патизации и мусковитизации. С этими гранитами связаны проявления олова, вольфрама и редкометалльные петматиты и метасоматиты.

Породы габбро-диорит-гранитовой (ванч-язгулемский, кумач-даринский комплексы), гранит-диоритовой (аличурский, пангазджилгинский комплексы), гранитовой (хуфский, шатпутский комплексы) формаций мел-палеогенового возраста образованы в условиях фаций средних и малых глубин; характеризуются нормальной щелочностью, высокой магнитностью и относятся к ортитовому акцессорно-минеральному типу. Геохимически они специализированы на Тl и радиоактивные элементы. Потенциальная рудоносность названных формаций выражена в золото-сульфидно-шеелитовой, кварцево-молибденитовой, редкометалльно-альбититовой, сфалерито-гранитовой и хрусталеносной минерализации.

Становление пород лейкогранитовой формации (мел-палеогеновый балгынский комплекс) происходило в условиях малых и средних глубин и повышенной щелочности расплава. Как породы, так и биотиты из них отличаются высокой железистостью и низкой глиноземистостью. Геохимически лейкограниты специализированы на рубидий, бериллий, олово, радиоактивные элементы, фтор и относятся к монацит-бастнезит-ортит-флюоритовому акцессорно-минеральному типу. С ними связана оловоносная редкометалльная, редкоземельная, радиоактивная и флюоритовая минерализации различных генетических типов.

Для магматитов латитоид-монцитонитовых вулканоплутонических ассоциаций (кызылрабатский комплекс) и малых интрузий кислого состава (бахмалджилгинский и сунгаитский комплексы) мел-неогенового возраста характерно становление в условиях поверхностных, приповерхностных фаций и фации малых глубин. Породы этих формаций характеризуются высокой щелочностью при ведущей роли калия и низкой железистостью биотитов, находящихся в парагенезисе с амфиболами и пироксенами. Для этих пород отмечены геохимическая и металлогеническая специализации на серебро, золото и бор.

Ш.СИСТЕМАТИКА И НАКОПЛЕНИЕ (БАНК) ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Ф.А.Усманов, А.А.Кустарникова

БАНК ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО СРЕДНЕЙ АЗИИ (ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ, СТРУКТУРА, ЗАДАЧИ)

ИГиГ АН УзССР

Создание банка петрохимических данных по Средней Азии предусматривает сбор и накопление информации о составе магматических пород Средней Азии и математическую обработку петрохимических данных (упорядочение, группирование, выборки и др.). Банк создается на базе измерительно-вычислительного комплекса ИВК-8, включающего ЭВМ-СМ-3; Основной язык программирования - ФОРТРАН.

Петрографическая информация - часть общей базы региональных геологических, геофизических и космогеологических данных по Средней Азии.

Пространственное совмещение данных различного вида, относящихся к одному и тому же участку, достигается использованием единой иерархической системы деления территории на части, совпадающие с листами топографических карт различных масштабов. В качестве элементарной ячейки взят участок размером $5^{\circ} \times 7^{\circ} 30'$ в географической системе координат, что примерно соответствует 100 км^2 (всего около 20 тыс. участков).

В структуре банка основной оперируемой информационной единицей является описание одного полного силикатного анализа. Описание включает географическое и геологическое месторасположение пробы (географические координаты с точностью размеров элементарного участка), содержания породообразующих окислов и др.

При составлении программ, выборе технических средств для хранения информации, операционной системы, структур записи данных основное внимание уделяется выполнению следующих требований: наибольшая универсальность системы (независимость от прикладных программ), возможность постоянного пополнения банка новыми данными, быстрый поиск и извлечение информации по различным запро-

сам (выборки по территориальному признаку, типам пород, составу и др.), надежное и долговременное хранение без потери информации.

Математическое обеспечение включает программы двух видов: для предварительной обработки данных (упорядочение, группирование, выборки и др.) и для решения геологических задач. К последним относятся, в частности, следующие задачи: выявление пространственных закономерностей изменения состава пород (построение поверхностей тенда), установление эволюции состава магматических образований во времени, определение количественных характеристик состава различных ассоциаций магматических пород (формаций, комплексов и т.п.), а также отдельных районов, зон, провинций; выявление корреляционных связей состава магматических пород с различными геологическими, геофизическими и космогеологическими признаками.

Создание Среднеазиатского банка петрохимических данных магматических пород позволит

- произвести петрохимическое районирование территории Средней Азии;
- коррелировать магматические комплексы по петрохимическим данным при крупномасштабном картировании;
- создать петрохимические стандарты магматических пород и формаций Средней Азии;
- выявить закономерности пространственного размещения и эволюции магматических процессов на территории Средней Азии;
- моделировать эндогенные режимы по петрохимическим данным.

Т.Г.Петров, А.А.Книзель, С.С.Усанова

ИНФОРМАЦИОННО-ПОИСКОВАЯ СИСТЕМА "ХИМИЯ ПРИРОДНЫХ ОБЪЕКТОВ" Л Г У

В НИИ земной коры Ленгосуниверситета создана фактографическая ИПС "Химия природных объектов" в ручном варианте, идет подготовка к переводу ее на ЭВМ. Объем хранения - около 22 тыс. химических анализов горных пород, руд, минералов, метеоритов, лунного вещества. Основное отличие от иных ФИПС заключается в возможности поиска аналогов объектов по химическому составу, минуя название.

Используется система описания RHA. Здесь R - ранговая формула,

упорядоченная по падению содержаний в анализе последовательность химических элементов; $H = - \frac{\sum p_i \log p_i}{\log n}$, где

p_i - доля элемента; n - число элементов в R , принятое равным I_0 ; H - информационная энтропия - мера сложности состава;

$A = - \frac{\sum p_i \log p_i}{n} - \log n$ - энтропия - мера чистоты системы.

R, H и A -координаты области в n - I -мерном симплексе, представляющем пространство химических анализов. Перевод на "язык РНА" производится программой "Стандарт" на ЭВМ типа М-222. Выдается две последовательности результатов: по порядку ввода и по лексикографическому упорядочению R (алфавит - таблица Менделеева).

ФИПС имеет блоки. I. "Основной" - картотека. Вход - R_{I_0} ; выходы: название объекта, H, A , кодový №, "избыточность" - число элементов в первичном анализе сверх I_0 . II. "Каталог" - картотека. Входы - название, а внутри названия - R_6 ; выходы - дополнения к названию, кодový №. III. "Поступления" - журнал. Вход - порядковый номер поступления источника; выходы - библиографическая ссылка, кодový № массива перфокарт и "Текстов". IV. "Тексты" - кодированная для машины запись химических анализов с их названиями и кодowymi №. V. "Выдача". Вход - кодový №; выход - результаты перевода "Текстов" на язык РНА (IV и V блоки хранятся совместно). VI. "Библиография" - картотека. Вход - автор источника; выходы - порядковый № поступления, библиографическая ссылка, кодový № "Текста". VII. "Аналоги" - упорядоченные по R диаграммы НА с числом анализов $\geq I_0$. Вход - R_{I_0} ; выходы - названия объектов, их НА. VIII. "Массивы перфокарт" со входом - кодový № массива.

Возможности использования ФИПС следующие: 1) поиск объектов с аналогичным химическим составом без их идентификации, 2) поиск объектов с аналогичным составом в пределах определенного названия, 3) выявление типичных, модальных составов и сопоставление их со "средними", 4) оценки однородности и разнообразия составов объектов с данным названием, 5) выявление химических особенностей объектов по их территориальному, формационному, возрастному и иным признакам, введенным в название объекта, 6) уточнение идентификации объектов, 7) уточнение номенклатуры объектов, 8) оценка оригинальности - новизны вносимого материала как в целом, так и по отдельным анализам.

При эксплуатации ФИПС установлено, что а) пространство хими-

ческих составов горных пород является непрерывным (к проблеме классифицирования); б) горные породы, имеющие разные названия, резко различаются по размерам занимаемых ими областей в пространстве химических составов и характеру распределения в нем точек составов (идентификация и номенклатура); в) среднеарифметические составы ряда пород существенно отличаются от наиболее вероятных -модальных (сжатие информации); г) составы образцов, относящихся к ксенолитам верхней мантии, сильно различаются по количествам их коровых аналогов, при этом близость составов явно мантийных ксенолитов обнаружена для образцов из лав Японии и Франции (выделение мантийных ксенолитов и строение мантии).

Фипс открыта для поступления любых химических анализов, в которых определено не менее 10 элементов, первых по значимости в составе данного объекта. Организация ФИПС может быть полезна при упорядочении имеющихся запасов данных, при обследовании новых территорий как средство обоснованного распределения внимания к их отдельным частям, при сопоставлении химизма новых и изученных территорий, а также при теоретических исследованиях.

Г.А.Булкин

УНИВЕРСАЛЬНАЯ АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ ИНФОРМАЦИОННО-
ЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ПО ГЕОЛОГИИ НА ЯЗЫКЕ ПРЕДИКАТОВ
(НАЗНАЧЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ)

В С Е Г Е И

Анализ результатов НИР по петрохимии и петрологии показал, что среди этих результатов с точки зрения автоматизации НИР имеются три категории. К первой относятся выводы, для получения которых необходим поиск информации и ее последующая переработка статистическими методами. Ко второй категории относятся выводы, для получения которых необходима логическая переработка сведений о той или иной геологической ситуации, зафиксированной с помощью отношений между ее составляющими (например, выявление последовательности минералообразования, рядов зональности, ассоциаций). Наконец, к третьей категории относятся результаты НИР, связанные с заданием новых понятий и категорий, интерпретацией, разработкой генетических и иных моделей, т.е. результаты, которые не могут быть автоматизированы сейчас и являются прерогативой человека. На опытном массиве выводы первой категории составля-

ют около 60%, второй — около 35, третьей — не более 5%. Следовательно, для автоматизации получения 90–95% всех результатов НИР необходима автоматизация поиска информации, ее статистической переработки, а также логической переработки отношений. Этого можно достигнуть, если хранение, поиск и переработка информации ведутся на языке предикатов.

Автоматизированная информационно-логическая система (АИЛС) на языке предикатов от других систем, функционирующих сейчас в геологии, отличается: а) практически полным отсутствием потерь и искажений информации при ее вводе в систему; б) возможностью переработки отношений, характеризующих пространственную и временную структуру геологических объектов; в) возможностью учета точки зрения пользователя на содержание используемых им понятий, признаков, запросов и алгоритмов получения ответа; г) использованием любых источников информации о любых геологических объектах на входе системы; д) комплексированием с любыми системами информации и математической обработки данных; е) отсутствием стандартной формы ввода. Перечисленные особенности АИЛС позволяют характеризовать ее как универсальную типовую систему для геологии.

АИЛС на языке предикатов представляет собой совокупность блоков, каждый из которых характеризуется собственной тематической областью, что сказывается на его словаре и информационном массиве (ИМ), а все вместе обладают единими принципами функционирования, средствами реализации, технологией обработки информации, а также единым программным обеспечением. В настоящее время завершена разработка универсальных составляющих любых блоков АИЛС, а также локальных составляющих некоторых из них.

Важнейшей универсальной составляющей всех блоков является структура информационного языка (ИЯ), на котором функционирует система. Эта структура определяется его грамматическим строем, представленным, с одной стороны, стандартизированным текстом в виде любой последовательности простых предикатных высказываний типа ARB (где A и B — термины, R — бинарные отношения между ними); с другой, типом дескрипторного словаря, в котором отражены родо-видовые (иерархические) и синонимические (эквивалентные) отношения терминов. Допускается использование одного словаря в разных массивах и разных словарей в одном массиве АИЛС.

Матобеспечение АИЛС позволяет отвечать на три типа запросов: 1) найти в массиве данных определенную информацию, в том числе и ту, из которой вытекает данный вывод; 2) подтвердить или опровергнуть априорно сформулированное высказывание; 3) сформировать матрицу, в столбцах которой располагаются определенные признаки или выводы, причем содержание понятий, а также формат матрицы задаются пользователем.

Для экспериментальных блоков созданы словари терминов и массивы описаний. На примере массива описаний пегматитов, включая их петрохимию, произведены экспериментальные поиски, показавшие, что (при точности около 100%, полноте ответов 40-60%) АИЛС подготовлена к опытной эксплуатации. Один из ее основных аспектов - подготовка матриц, которые бы годились к последующей переработке на ЭВМ любым имеющимся комплексом программного обеспечения, включая решение петрохимических задач.

В целом, АИЛС по геологии на языке предикатов делает возможным автоматический поиск и подготовку информации для получения новых геологических выводов и совершенствования методов, которыми эти выводы получены.

С.Ф.Паламарчук

АККУМУЛЯТИВНЫЕ ВЕКТОРОГРАММЫ ИЗОТОПНОГО, ХИМИЧЕСКОГО,
МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ
В С Е Г Е И

Аккумулятивные векторограммы для географического изображения на плоскости составов многокомпонентных объектов путем последовательного геометрического суммирования радиус-векторов, соответствующим по направлениям составным элементам, а по длине пропорциональным заданным концентрациям, были предложены Е.С.Федоровым для наглядного представления химических составов в окислах некоторых минералов, руд и горных пород. Эти векторограммы позволяют строго математически изображать на плоскости в виде векторов составы любых многокомпонентных объектов без ограничения числа составных частей и решать некоторые задачи в наиболее простой и общедоступной форме непосредственно на векторограмме без выполнения большого количества утомительных арифметических вычислений. Особое значение аккумулятивные векторограммы приобретают в настоящее время в связи с развитием в последние годы методов машинной

графики и работы с ней в режиме взаимодействия человек - ЭВМ. Однако предложенный Е.С.Федоровым способ построения векторограмм с помощью транспортира и линейки не позволяет выполнять построения с необходимой точностью, не предусматривает учета метрологических параметров аналитических данных и непригоден для автоматизированной машинной обработки. Большие потенциальные возможности аккумулятивных векторограмм пока реализованы только частично, а некоторые из них вообще не были раскрыты. До сих пор никем не была показана возможность последовательного векторного изображения на одной и той же координатной основе составов природных объектов всего иерархического ряда - атомов, изотопов, химических элементов, химических соединений, минералов, минеральных ассоциаций - руд, пород, почв, биологических объектов, геологических тел и более сложно организованных вещественных объектов.

С целью повышения точности построения векторограмм состава, учета аналитических погрешностей результатов измерения концентраций и реализации потенциальных возможностей аккумулятивных векторограмм автором разработаны алгоритмы последовательного графического изображения на одной и той же координатной основе составов сначала атомов (изотопов), потом химических элементов, химических соединений, минералов, руд, горных пород, растворов, почв и других, более высокоорганизованных объектов природного иерархического ряда.

Состав объектов графически изображается в прямоугольной системе координат в виде векторной кумулятивной кривой и результирующего вектора, исходящих из начала координат и заканчивающихся в одной и той же точке. Построение векторных кумулятивных кривых выполняется по вычисленным значениям координат точек перегибов кривой и ее конца. Последовательное геометрическое сложение векторов, соответствующих заданным концентрациям составных частей объекта, выполняется в порядке увеличения значений дирекционных углов, определяющих ориентировку векторов по отношению к оси абсцисс. Исходное положение векторов в прямоугольных координатах задается с учетом значений параметров, по которым составные компоненты отличаются друг от друга.

Процесс построения и анализа аккумулятивных векторограмм состава может быть полностью автоматизирован с помощью ЭВМ, графопостроителя и графического дисплея.

Л.И.Соломович, В.Г.Петров

ПЕРФОКАРТотека интрузивных массивов Киргизии

Ф П И

На кафедре полезных ископаемых Фрунзенского политехнического института создана перфокартотека интрузивных массивов Киргизии. Разработана, размножена и используется при сборе и обработке информации специальная учетная карта, распечатанная на перфокартах ручной обработки формата 297 x 206 мм.

Общее количество информативных признаков, фиксируемых перфокартой, равно тридцати четырем. По периферии лицевой стороны перфокарты обозначены кодируемые признаки. К ним относятся наименование массива, номенклатура топографической основы, название геолого-географического района, согласно принятой схеме, наименование пород, слагающих массивы, их разновидностей, формационная принадлежность интрузии, геологический и абсолютный возраст, профиль фактической и потенциальной рудоносности.

Все кодируемые признаки обозначены прямым ключом. Центральную часть лицевой стороны перфокарты занимают не кодируемые признаки. Это источник исходной информации (автор работы, ее название, год издания), описательные признаки, характеризующие общее строение массива (местоположение, форма и размеры тела), условия залегания (вмещающие породы, околоконтактные изменения и т.п.), дополнительные петрографические характеристики пород (цвет, характер и степень вторичных изменений, структура, текстура и т.п.), количественный минералогический состав, особенности породообразующих минералов, набор и количество аксессуаров.

Оборотная сторона перфокарт вмещает в себя аналитические данные.

Использование перфокарт позволяет свести воедино значительную информацию об интрузивных массивах киргизской части Тянь-Шаня, разрозненную в многочисленных опубликованных и фондовых работах. В дальнейшем информация с перфокарт может вводиться в ЭВМ для различных научных и практических обобщений.

Я.С.Висъневский

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИОННЫХ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ
 ДИАГРАММАХ
 ТашПИ

В петрохимии все явственнее намечается тенденция возврата к выражению химического состава горных пород на диаграммах непосредственно в весовых процентах окислов. Эту тенденцию следует всячески приветствовать, ибо только такое выражение химического состава пород однозначно показывает соотношение в них количества (массы) различных компонентов, поскольку используется стандартная единица измерения. Всякого же рода пересчеты только затемняют и даже искажают истинное положение вещей.

Намечается возврат к принципу, положенному в основу старой (60 лет) диаграммы Гроута. Это также следует приветствовать, так как диаграмма Гроута, как мы считаем, наиболее простая и удачная классификационная диаграмма, строится на соотношении основных классификационных компонентов — кремнезема и суммы окислов щелочей. Однако, как показано ниже, при использовании диаграммы Гроута искажается ее основной классификационный смысл.

Используя принцип Гроута и идею В.Н.Лодочникова о выражении состава пород на диаграмме тремя фигуративными точками, соединенными двумя сопряженными векторами, мы предложили нашу шестикомпонентную ($SiO_2, Na_2O + K_2O, Al_2O_3, CaO, MgO, Fe_2O_3 + FeO$) окисную диаграмму, которая демонстрировалась в 1969г на Всесоюзном петрохимическом совещании в Ленинграде. На этой диаграмме, как и на диаграмме Гроута, четко выступает основная классификационная закономерность, а именно, деление всех магматических пород на два ряда — щелочной и щелочно-земельный. Необходимо подчеркнуть, что эти два ряда расходящиеся (а не параллельные) и обладают прямо противоположной тенденцией соотношения в них кислотности и щелочности. В щелочном ряду, который начинается группой гранита и заканчивается уртитом, понижение кислотности (содержание SiO_2) сопровождается повышением щелочности ($Na_2O + K_2O$), а в щелочно-земельном ряду (от гранита до перидотита) наоборот — с понижением кислотности понижается и щелочность.

Группа гранита, в которой смыкаются расходящиеся ряды, должна быть отнесена к щелочному ряду. Об этом можно судить по форме

фигур (положение сопряженных векторов), выражающих состав пород. У гранитов, так же как и у пород прочих групп щелочного ряда, верхний вектор почти вертикален (малое содержание CaO), а нижний — почти горизонтален (малое содержание MgO).

Можно привести и другие прямо противоположные тенденции в щелочном и щелочноземельном рядах. Например, простой коэффициент щелочности ($Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$) : ($Al_2O_3 + CaO - Na_2O - K_2O$) в щелочном ряду возрастает (от 3,7 у аляскиита до 5,7 у содалитового сиенита), а в щелочноземельном уменьшается (до 1,4 у гарцбургита).

К сожалению, отмеченные выше закономерности совершенно затуманиваются на классификационной диаграмме авторов "Классификации и номенклатуры" (1981), а также их предшественников (А.А. Макашев), поскольку они откладывают по ординате сумму щелочей, а не кремнезем, как у Гроута. Такое неоправданное изменение "курса" делает диаграмму невыразительной, что еще усугубляется обилием надписей взамен закономерного ряда точек. Причем авторы не предлагают и каких-либо определенных критериев для разграничения выделяемых ими параллельных рядов. И, наконец, сугубо прямолинейное деление пород на кислые, средние, основные и ультраосновные по процентному содержанию кремнезема может быть принято только для щелочноземельного ряда, но никак не для щелочного.

На нашей диаграмме пространство между двумя четко расходящимися рядами также заполнено многими переходными породами, в частности, здесь полностью размещается группа щелочных габброидов. Однако связи между двумя основными рядами непрямолинейны и неоднозначны. Если два генеральных ряда рассматривать как подобие бифуркационных линий первого порядка, то можно наметить и ряд подобных линий второго порядка (И.М. Мирходжиев), связывающих эти ряды. Выделение более тонких связей и закономерностей и должно составить задачу дальнейшей разработки и интерпретации нашей диаграммы как наиболее простой и рациональной.



IV. ФАЦИИ И ФОРМАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДНЕЙ АЗИИ

А. Бакиров

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ТЯНЬ-ШАНЯ ИГ АН КиргССР

1. **Метаморфическая формация (Фм)** – это геологическое тело, сложенное определенным набором метаморфических пород (Пм) и характеризующееся однородным внутренним строением (С), т.е. $Фм = Пм \cdot С$. На территории Киргизии описано более 50 конкретных метаморфических формаций. Запись формаций в виде приведенной формулы позволила классифицировать их по структурным и вещественным параметрам. Однотипные по составу и структуре формации образуют формационный вид. Различные по составу, но однородные по строению формации объединены в структурные, а однородные по составу, но различающиеся по строению формации – в вещественные ряды.

Естественное сочетание метаморфических формаций в пространстве названо комплексом формаций. На территории Киргизии описаны более 20 комплексов метаморфических формаций.

2. Петрология и петрофизические свойства пород Тянь-Шаня свидетельствуют об образовании большинства метаморфических формаций в глубинных частях земной коры. Местами в их строении участвует вещество верхней мантии (эклогиты и гипербазиты).

3. Физико-химические и геологические условия образования метаморфических формаций Тянь-Шаня позволяют выдвигать четыре типа моделей формирования и взаимодействия веществ верхней мантии и глубинных слоев коры.

А. Модель "снятия" давления, когда происходило раздвижение блоков коры. Основную роль в образовании веществ верхней мантии и нижних слоев коры в этом случае играли магматические процессы. Из метаморфических образований в Тянь-Шане описана пироксенит-горнблендитовая формация, которая, по всей вероятности, слагала

линзовидное тело разуплотненного вещества верхней мантии, располагающееся обычно под рифтом. Коровые образования в этих условиях испытали метаморфизм низких ступеней также с разуплотнением вещества (п: метаморфизм базитов и ультрабазитов Кара-Арчи).

Условия усиления давления при метаморфизме включают остальные три типа моделей:

Б. Модель надвигания сегмента континентальной коры на океаническую, когда образовались метаморфические формации высоких давлений, происходило выжимание вещества верхней мантии (эклогиты и перидотиты) и смешение их с породами коры, образуя своеобразный глубинный меланж (п: актозская, атбашинская и др. формации).

В. Модель надвигания сегмента океанической коры на континентальную, когда первично магматические породы офиолитовой ассоциации, ширьированные на многоосиноклиньяльный край древнего континента, испытали метаморфизм с привнесом воды и гранитного материала. Вероятный источник последних является метаморфизм пород поддвинутого многоосиноклиньяльного сиалического комплекса (кеминский и касанский комплексы формаций).

Г. Модель смятия блоков континентальной коры. Формировались зональные метаморфические комплексы с древними "ядрами". Происходили подъем (выдвижение в результате надвига) пород глубинной части коры, их смятие и преобразование совместно с породами осадочного чехла. Первые испытали диафторез, а вторые — прогрессивный зональный метаморфизм (п: тахтамыкский, туркестанский комплексы формаций).

4. По физико-химическим и геологическим условиям метаморфизма все метаморфические формации можно объединить в две неравные группы. Первая охватывает формации, возникшие в условиях "снятия" давления (модель А) и формирования океанической коры, а вторая — формации, возникшие в условиях усиления давления (модели Б, В и Г) и формирования континентальной коры. Это обстоятельство позволяет выделить два типа метаморфизма: океанический и континентальный.

5. Формационный подход к метаморфическим образованиям показывает, что в становлении глубинных слоев земной коры большую роль играют взаимный обмен веществом между корой и верхней мантией, а также между слоями коры, преобразование вещества верхней мантии в коровое и наоборот. Немаловажное значение имеет механическое перемешивание пород разных глубин Земли.

А.В.Покровский

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФАЦИИ И ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
КАК ИНДИКАТОРЫ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО, ГЕОХИМИЧЕСКОГО И
ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЖИМОВ

ИГиГ АН УзССР

Фациальный анализ лежит в основе учения о метаморфизме, а формационное направление еще недостаточно разработано. На современном этапе оно стало особенно интенсивно развиваться после выявления петрогенических типов метаморфизма и отвечающих им различных фациальных серий (формационных рядов) метаморфических пород (А. Миясиро, А. А. Маракушев, Н. Л. Добрецов, Б. Я. Хорева, Г. Винклер и др).

Дается определение метаморфической формации как конкретной ассоциации парагенетически тесно связанных метаморфических пород, характеризующихся определенной геологической позицией, фациальными, геохимическими и тектоническими условиями формирования. Это крупные таксономические единицы гранито-гнейсового и гранулитобазитового слоя земной коры, представляющие разновидность геологических формаций. Они образуют сопряженные ряды с осадочными и магматическими формациями и играют важную роль как индикаторы термодинамического, геохимического и тектонического режимов в развитии геосинклинально-складчатых зон и поясов. Представляет интерес и металлогеническая их специализация, зависящая от состава исходных пород, характера и степени их метаморфизма и сопутствующих процессов.

Метаморфические формации объединяют преимущественно первичноосадочные или магматические вулканогенные породы, петрографический облик которых в значительной степени преобразован процессами метаморфизма или ультраметаморфизма в условиях той или иной фации.

Намечаются четыре ряда метаморфических формаций, отвечающие метаморфизму океанического погребения, а также жадеит-глаукофановому, кианит-силлиманитовому и андалузит-силлиманитовому петрогеническим типам метаморфизма (по А. Миясиро). В каждом из них различаются группы формаций, возникшие в результате регионального и контактового метаморфизма.

В формационных рядах кианит-силлиманитового и андалузит-силлиманитового типов метаморфизма выделяются и группы ультраметаморфических формаций (магматиты, гранито-гнейсы, реоморфические анатектиты и др.) через формацию автохтонных анатектитов и гнейсо-гранитов, непосредственно связанных с формационным рядом магматических палингенных гранитоидов. Эти формационные ряды характеризуются все более возрастающими отношением температуры к давлению и активности калия при метаморфических процессах и образуются в зонах со все более возрастающим геотермическим градиентом, соответственно в условиях океанического или протогеосинклинального, эвгеосинклинального, миогеосинклинального и субгеосинклинального тектонического режимов.

В формировании геосинклинально складчатых зон и поясов ряды метаморфических формаций последовательно сменяют друг друга во времени и пространстве и образуют единый формационный мегоряд, отражающий эволюцию термодинамического и геохимического режимов в поступательном геосинклинальном развитии и становлении континентальной Земной коры. Каждая метаморфическая формация несет достаточную информацию о термодинамических, геохимических и тектонических условиях ее формирования и может служить их индикатором. Поэтому при комплексных геологических исследованиях и прогнозно-металлогенических построениях необходимо выделение и отражение на соответствующих картах метаморфических фаций и формаций.

К.Дж.Боконбаев

ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ГРАНИТОВ СЕВЕРНОГО
ТЯНЬ-ШАНЯ И ВОПРОСЫ ИХ РУДОГЕНЕЗИСА

ИГ АН КиргССР

Геологическая и петрографическая изученность изверженных пород Тянь-Шаня позволяет на современном этапе перейти к генетической классификации. Такая классификация, помимо геолого-петрологических аспектов, открывает возможность научного познания закономерностей формирования эндогенных рудных формаций.

На территории киргизского Тянь-Шаня нами выделяется несколько генетических типов гранитоидов, два из которых (аляскиты и лейкограниты) были охарактеризованы ранее.

В настоящее время все более отчетливо выявляется развитие в докембрии и нижнем палеозое Тянь-Шаня ультраметаморфогенных и метаморфогенных гранитоидов.

Метаморфогенные граниты в виде небольших шлировых, послойно-лизовидных тел широко распространены в докембрийских метаморфических толщах (Каргынской, Куйлинской, Каракульджинской, Актызской и др.).

"Диффузные" контакты с вмещающими гнейсами, директивные текстуры и структуры, отсутствие корней и стратифицированность свидетельствуют об их автохтонности.

Типично метаморфические структуры с отчетливыми следами собирательной перекристаллизации, высокая степень упорядоченности калишпатов, зависимость минералогического и химического состава гранитов от состава вмещающих пород, присутствие в больших количествах граната, кордиерита, наличие детритового циркона указывают на метасоматически-метаморфогенную природу их формирования без существенных явлений анатексиса.

В процессе образования метаморфогенных гранитов осуществляется вынос за их пределы ряда петрогенных (дебазификация) и геохимически связанных с ними акцессорных компонентов, сопровождающийся перераспределением и изменением минеральных форм их нахождения. Автолизия образующихся гранитов от ряда рудных элементов обуславливает нерудоносность собственно гранитов, но способствует формированию парагенных с этим процессом рудоносных флюидов метаморфогенного генезиса.

Масштабы процесса, пути миграции и области разгрузки метаморфогенных растворов пока неясны.

Ультраметаморфогенные граниты или гранитоиды гнейсовых куполов в виде батолитоподобных массивов слагают ядерные участки крупных куполов, антиклинориев (Тасакеминский, Бериктасский, Долонатимский и др.) в докембрийских блоках Тянь-Шаня.

Для массивов ультраметаморфогенных гранитов характерна зональная смена неравновесных по составу петрографических разновидностей от центра к периферии и далее постепенный переход через мигматиты и гранито-гнейсы в гнейсы. Внутренняя зональность массивов наглядно отражает конформность их в структуре гнейсовых куполов.

Структурные и текстурные характеристики гранитоидов, характер взаимоотношений с вмещающими породами, особенности вещественного состава свидетельствуют о сложной, полигенной природе их формирования — метаморфогенная гранитизация перерастала в мощный анатексис с явлениями реоформизма.

При формировании гранитоидов указанным способом происходит огромное по масштабам перераспределение вещества литосферы, которое в благоприятных литолого-структурных условиях может привести к образованию таких многокомпонентных рудных месторождений, как, например, месторождения Актюзского рудного узла.

Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ (ФОРМАЦИИ)
ДОКЕМБРИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ
В С Е Г И

В составе докембрийских образований Средней Азии выделяются пять историко-геологических комплексов, характеризующихся различными особенностями регионального метаморфизма, магматизма, металлогении, тектоники — архейский, нижнепротерозойский, среднепротерозойский, среднерифейский, верхнерифей-вендский.

Архейский комплекс гнейсов, амфиболитов, кварцитов, кальцифиоров и др. пород — формация кристаллических пород высокой степени регионального метаморфизма (гранулитовая, амфиболитовая и эклогитовая фации) — пространственно и генетически связан с анатектит-палингенной формацией гранитов. Этот магматизм проявился в конце архея в эпоху регионального метаморфизма высокой степени и складчатости и обусловил широкое развитие мигматитов, гранит-мигматитов (анатектитов) и реоморфических гранитов среди кристаллических пород. С метаморфической и ультраметаморфической формациями архея связано оруденение железа, редких, щелочно-редкоземельных и других металлов.

Нижнепротерозойская формация кристаллических пород средней степени (эпидот-амфиболитовая и низкотемпературная амфиболитовая фации) характерна оруденением железа (серноколчеданного и джеспелитового типов), редких и благородных металлов.

В конце раннего протерозоя, в эпоху регионального метаморфизма и складчатости, в связи с разломообразованием на террито-

рии развития архея и нижнего протерозоя проявился первый в истории Средней Азии ультраосновной и основной интрузивный магматизм в виде небольших тел, заполнявших трещины разломов (дунит-перидотитовая, габбровая и др. формации), с минерализацией хрома, никеля и кобальта.

Среднепротерозойский комплекс амагматичен.

Среднерифейский этап геологической истории в зоне Среднего Тянь-Шаня ознаменовался подводным вулканизмом и образованием кварцевой ортофир-кератофировой формации, с которой пространственно и генетически связано оруденение цветных металлов (меди, свинца, цинка). В других зонах Средней Азии с среднерифейской метаморфической углеродистой формацией филлито-микросланцевой ступени (фашия зеленых сланцев и микросланцев) связано оруденение цветных и благородных металлов Кызылкумского типа.

Среднерифейский этап завершился образованием формации субщелочных (ранакивидных) гранитов во всех зонах Средней Азии. С этой формацией связано формирование месторождений редких металлов — вольфрама, олова, молибдена ("скарновый тип") и др.

В позднерифейский этап в Северотяньшаньской зоне, в начальный этап развития эвгеосинклинали образовалась спилито-диабазовая формация, с которой генетически связано оруденение колчеданного типа.

В Каратау-Талаасской зоне с позднерифей-вендской формацией слабе метаморфизованных пород (метагенез) связано полиметаллическое оруденение.

К. Т. Будагова

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ТАДЖИКИСТАНА

ИГ АН ТаджССР

Метаморфические комплексы Таджикистана располагаются в пределах герцинид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира и мезозойд Центрального и Южного Памира. Выделяются комплексы фундамента, геосинклинального этажа, платформенного типа структур и комплексы офиолитовых зон. Первые гетерогенны, включая высокотемпературные, внутренние неоднородные полиметаморфические комплексы (Ю-З Памир, Каратегин) и зональные полифацальные дистен-силлиманитовой (боршитокая, шипадская, музкольская серии) и андалузит-силлиманитовой серий (ванч-язгулемская).

Высокотемпературные полиметаморфические комплексы фундамента, где зачастую неясна первичная формационная принадлежность пород, объединяют различные метаморфические формации и классифицируются по характеру и типу метаморфизма и эволюции его во времени. В каждом последующем цикле метаморфизма первичные метаморфические формации полиметаморфического класса (чарнокит-базитовая, эклогит-гнейсовая, кинцигитовая, магнезиальных скарнов и др.) испытывают диафторез и в разной степени замещаются формациями нового типа: гранатовые амфиболиты развиваются по эклогитам и эклогитоподобным породам, дистен- и силлиманит-мигматитовые — по кинцигитовой и дистен-гнейсовой; формация магнезиальных скарнов дополняется водосодержащими минералами и т.д. Образующиеся при этом новые формации выступают как первичные в породах верхних структурных этажей фундамента (формации аличурской, боршитской, музкольской, чубайской серий). По мере омоложения возраста комплексов фундамента все отчетливее проявляется связь метаморфизма с гранитоидным метаморфизмом, достигая максимальной наглядности в полиметаморфических комплексах геосинклинального этажа.

Последние классифицируются по :а) типу исходных осадочно-вулканогенных формаций и соответственно выделяются эв- и миогеосинклинальные ряды формаций; б) характеру и типу метаморфизма; в) связи с гранитоидным магматизмом. В особые ряды формаций выделены образования офиолитовых зон и формаций субплатформенного этажа, общим для них является низкий уровень метаморфизма (однородного, монофациального), не превышающий зеленосланцевой фации, и отсутствие связи метаморфизма с гранитоидным магматизмом.

В эвгеосинклинальном ряду формаций выделяются класс полифациальных и, возможно, полиметаморфических (горифская серия) и класс монофациальных (включая условно монофациальные комплексы с начальным и низкотемпературно зеленосланцевым метаморфизмом — пренит-пумпеллитовая фация и добиотитовые ступени зеленосланцевой). Уровень их метаморфизма не превышает фацию зеленых сланцев, по давлению выделяются глаукофан-зеленосланцевые и зеленосланцевые типы. Ни в одном из этих классов не устанавливается связь метаморфизма с гранитоидным магматизмом, как и в монофациальных комплексах миогеосинклинального ряда. Напротив, эта связь наиболее отчетлива в полифациальном классе формаций миогеосинклиналь-

ного ряда, что, по-видимому, объясняется заложением соответствующих прогибов на зрелой континентальной коре и высоким положением фундамента в эпохи метаморфизма.

Каждый тип метаморфизма объединяет несколько метаморфических формаций, при этом породы близкого состава, но испытавшие разные типы метаморфизма, образуют разные формации, хотя и с одинаковым названием. Например, зональная филлит-сланцевая выделяется и в дистен-силлиманитовых, и в андалузит-силлиманитовых сериях, но конкретное наполнение формации различно. Всего выделено около 70 формаций. Металло- и минералогическая специализация некоторых формаций устойчива и коррелируется с соответствующими типами полезных ископаемых в других регионах (месторождения магнетитно-скарновой формации, хризотил-асбестовые месторождения офиолитовой формации, золоторудные проявления зеленосланцевой формации и др.). Предлагаемая классификация — первая попытка формационного подхода в изучении метаморфических толщ региона.

А. В. Покровский, Т. А. Карасева

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЛАУКОФАН-ЗЕЛЕНΟΣЛАНЦЕВОГО
МЕТАМОРФИЗМА В ФАНОРОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-СКЛАД-
ЧАТЫХ ПОЯСАХ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ)
ИГиГ·АН УзССР

Известно, что жадеит-глаукофановый тип метаморфизма (по А. Мияширо) наиболее характерен для зон Бенюффа океанических окраин континентов, а также для зон глубинных разломов эвгеосинклиналей внутриконтинентальных геосинклинально-складчатых поясов. Он проявляется в условиях высоких давлений и активности натрия (А. Мияширо, Н. Л. Добрецов и др.). Высокие давления обычно объясняются тектоническими напряжениями в зонах "субдукции", а также "автоклавым эффектом". В фанерозойских поясах глаукофановый метаморфизм тесно связан с филлит-зеленосланцевым и по P-T параметрам отвечает переходной глаукофан-зеленосланцевой фации (по Н. Л. Добрецову).

По имеющимся данным, в пределах Южного Тянь-Шаня отчетливо выделяются два пояса глаукофан-зеленосланцевого метаморфизма: северный (Букантау-Карачатыр-Атбашинский) и Южный (Султануиздаг-Зиаэтдино-Зарафшанский), которые отделяют его внутреннюю геосинклинальную систему от смежных консолидированных кристаллических

массивов Среднего и Юго-Западного Тянь-Шаня. Они протягиваются вдоль прилегающих к ним окраин Туркестано-Алайской и Зарафшано-Алайской структурно-формационных зон, контролируемых краевыми глубинными разломами, и сложены условно рифейскими метавулканиками офиолитовой формации и ниже-среднепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, претерпевшими метаморфизм филлит-зеленосланцевой фации. В них, однако, спорадически встречаются минеральные ассоциации с винчитом, кросситом, стильпномеланом и иногда лавсонитом, свидетельствующие об условиях повышенных давлений и активности натрия, отвечающих переходной глаукофан-зеленосланцевой фации (по Н.Л.Добрецову). Возраст метаморфизма пород обоих поясов, по радиологическим данным, силур-девонский.

Характерная особенность обоих поясов в том, что породы с минеральными ассоциациями повышенных давлений распределены в них не равномерно, а образуют по 2-3 сравнительно узкие (до 1 км) разобщенные полосы в зоне шириной до 20 км, приуроченные к участкам сопряжения крупных антиклинальных поднятий. В связи с этим при объяснении причин высоких давлений при метаморфизме существенное влияние только тектонических напряжений зон глубинных разломов признается неудовлетворительным и предлагается новая модель "консолированного динамического упора", согласно которой тектонические напряжения, повышающие давление, обусловлены тангенциальной составляющей вертикальных движений масс пород при инверсии геосинклинальных прогибов, ограниченных жесткой консолидированной рамой.

Предлагаемая модель "динамического упора" наряду с "автоклавиным эффектом", вероятно, определяет проявление глаукофан-зеленосланцевого метаморфизма в фанерозойских геосинклинально-складчатых поясах. Этот тип метаморфизма наиболее ранний в развитии геосинклиналей (Н.Л.Добрецов, А.А.Маракушев, А.Мияширо и др.). Он свойствен в основном эвгеосинклинальным зонам, а в миеосинклинальных и субгеосинклинальных сменяется соответственно кианит-силлиманитовым и андалузит-силлиманитовым типам. Эта смена типов метаморфизма находит выражение в латеральной метаморфической зональности подвижных поясов, в том числе и Южного Тянь-Шаня, а во времени отражает эволюцию термодинамического и геохимического режимов в поступательном геосинклинальном развитии земной коры.

В. Е. Минаев

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ
ГЛАУКОФАН-ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОЙ ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
ИГ АН ТаджССР

Глаукофан-зеленосланцевая формация выделена в соответствии с классификацией Н. Л. Добрецова. В таджикском секторе Южного Тянь-Шаня она подразделена на нижне-среднепалеозойский осадочно-метаморфизованный и рифейский метаморфический комплексы. С рифейским комплексом пространственно совмещена сульфидно-кварцевая минерализация метаморфогенно-гидротермального типа; она часто сопряжена с наложенными зонами графитизации.

Произведен анализ содержаний полезного компонента на кларковом уровне (мг/т). Петрологическими критериями рудоносности служит зависимость этих содержаний от первичного состава пород (повышенный фон в кремнисто-метабазитовой части разреза), от фации по давлению и от некоторых процессов замещения, связанных с особенностями режима флюида на регрессивной стадии метаморфизма метабазитов.

Некоторые черты геохимии углерода указывают на существенную роль его соединений в процессах рудообразования.

Предлагается рассматривать глаукофан-зеленосланцевую формацию повышенной основности (метабазиты и метаграувакки) на территории Таджикистана и Узбекистана как потенциально рудоносную наряду с уже известной черносланцевой формацией. Глаукофан-зеленосланцевую формацию можно выделять не только в составе офиолитовых зон (иттунусайская, канская свиты), но и в составе раннегеосинклинального зеленосланцевого типа формаций (горифская серия, катармайская свита). Офиолитовый и раннегеосинклинальный типы формаций закономерно сосуществуют в асимметричных сланцевых поясах южнотяньшаньского типа.

Т. А. Карасева

ФАЦИИ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКИХ ВУЛКАНО-
ГЕННО-ТЕРРИГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАРАФШАНО-
АЛАЙСКОЙ ЗОНЫ
ИГиГ АН УзССР

Для выявления закономерностей проявления метаморфизма в Зарафшано-Алайской зоне благоприятны наиболее древние нижнепа-

палеозойские вулканогенно-терригенные формации, выделяемые в обикалонскую (O_2), шахриомонскую (O_3) и шингскую (S_1) свиты. Они вместе с вышележащей карбонатной аргской (S_2 - D_1) свитой представляют единую (до 6 км) трансгрессивную серию осадков и вулканитов каледонского геосинклинального комплекса зоны.

По мнению некоторых исследователей, палеозойские образования Южного Тянь-Шаня не метаморфизованы и их изменения не превышают стадию диагенеза. В результате исследований установлен разнообразный метаморфизм нижнепалеозойских отложений Зарафшано-Алайской зоны и свойственная ей в целом вертикальная и латеральная метаморфическая зональность.

Сверху вниз по разрезу геосинклинального комплекса от отложений аргской свиты, претерпевших лишь диагенетические изменения, интенсивность метаморфизма все более нарастает.

Так, в метапелитах шингской свиты в хр. Чакилкалян появляются новообразованные хлорит, гидрослюда, альбит, а в вулканитах, кроме того, пренит, пумпеллит и клиноцоизит, отвечающие пренит-пумпеллитовой (филлитовой) фации. Наиболее вероятные ее термодинамические параметры: $T=150-250^{\circ}\text{C}$, $P=2-3$ кбар.

В метатерригенных породах и туфах кварцевых порфиров шахриомонской свиты повсеместно образуются альбит, хлорит, фенгит, стильномелан, клиноцоизит и, возможно, пиррофиллит, отвечающие мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации ($T=200-250^{\circ}\text{C}$, $P=3-4$ кбар).

Сероцветные метаграувакки и сланцы обикалонской свиты характеризуются парагенезисами кварца и альбита с хлоритом, мусковитом, зеленовато-бурым биотитом, магнетитом, а metabазиты (г. Каратюбе, Р. Ягнуб) — с хлоритом, эпидотом, актинолитом, отвечающими биотит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации ($T=200-400^{\circ}\text{C}$, $P=3-4$ кбар). Граница ее с мусковит-хлоритовой субфацией, определяемая изоградой биотита, отмечается в базальных слоях шахриомонской свиты.

Отражением вертикальной зональности в плане является латеральная зональность, выражающаяся в повышении степени метаморфизма пород от периферических к внутренней части каледонского геосинклинального прогиба и повышении давления при метаморфизме в направлении с запада на восток. Об этом свидетельствуют снижение железистости сосуществующих хлорита и биотита и расширение поля

устойчивости стильпнозелена в метатерригенных породах, появление в метабазах (рр. Ягноб, Фандарья и др.) субглаукофана, а в карбонатных породах, впервые обнаруженных нами, устойчивых ассоциаций с тремолитом вместо доломита с кварцем (р. Кштут), а также порфиробластов арагонита (уроч. Шахриомон) и широкое развитие апоарагонитовых кальцитовых жил.

Таким образом, в изученной части зоны геосинклинальный комплекс претерпел обычный низкотемпературный региональный метаморфизм зеленосланцевой, а в восточных районах при все более высоких давлениях (до 6-7 кбар) - переходной глаукофан-зеленосланцевой фации (по Н.Л. Добрецову).

Мы рассматриваем его как "метаморфизм погружения", проявившийся в тесной связи с тектоно-магматической эволюцией Зарафшано-Алайской зоны. В пользу этого свидетельствует и среднепалеозойский возраст регионального метаморфизма, подтвержденный геологическими и радиологическими данными.

К.Х. Худайкулов, Б.И. Мирходжаев

ЛИТОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЯГНОБСКОГО ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

ТашП

В центральной и восточной части Зарафшано-Гиссарской структурно-формационной зоны протягивается на 200-250 м мощная (около 5 км) толща метаморфических сланцев, известных под названием "ягнобский комплекс", "ягнобская свита" или просто "ягнобские сланцы". О ее возрасте, фациальной принадлежности и структурно-тектонической позиции существуют различные мнения.

Результаты детального картирования, специального структурно-петрологического профилирования и литолого-петрографических исследований показали, что в составе метаморфических образований ягнобского комплекса преобладают разнотипные литолого-петрографические разновидности пород, представленные метабазами, метатерригенными, кремнистыми и карбонатными породами.

Метабазиты прослеживаются в основании ягнобского комплекса и представлены рассланцованными спилитами, андезитовыми порфиритами, амфибол-эпидот-кварцевыми, биотит-кварц-альбит-актинолитовыми и амфибол-эпидот-хлоритовыми сланцами с порфирировой, порфиробластовой, гранобластовой, бластоалевро-псаммитовой структурами.

Главными породообразующими минералами являются амфибол, эпидот, биотит, хлорит и альбит. Амфибол представлен актинолитом, встречающимся в виде тонких призматических и игольчатых кристалликов, находящихся в ассоциации с эпидот-хлоритовым агрегатом. По оптическим свойствам в них предполагается повышенное содержание натровой щелочи, свидетельствующее о субглаукофановом характере амфиболов. Эпидот в породах распределен неравномерно и в большинстве случаев превращен в землистую массу. Биотит в виде листочков и чешуек ассоциируется с серицитом, хлоритом и кварцем.

Метатерригенные породы повсеместно перекрывают метабазальтоидные образования и представлены метапесчаниками, метаалевролитами, серицит-хлорит-альбитовыми, серицит-хлорит-кварцевыми, альбит-серицитуглистыми и филлитовидными сланцами. Структуры пород. — лепидогранобластовая, бластопсаммитовая, бластоалевритовая. Встречаются в угловатых и различно окатанных зернах (0,1—0,15 мм) акцессорные минералы апатит, рутил, сфен, турмалин, циркон.

Кремнистые породы представлены кварцитами, кварцитовидными сланцами, углистыми и сланцеватыми кварцитами. Породы с гранобластовой, иногда нематогранобластовой структурами. Все эти разновидности главным образом образованы по первичным моно- и олигомиктовым кварцсодержащим песчанистым и алевритым породам.

Среди карбонатных пород выделяются кальцитсодержащие и доломитсодержащие. Первые подвергнуты слабой метаморфизации, проявившейся в частичной перекристаллизации кальцита с образованием мраморизованных известняков. Доломиты встречаются в виде обособленных пластовых тел.

Приведенный материал свидетельствует о разнотипном характере литологического состава зеленосланцевых образований ягнобского комплекса.

В.И. Павлов

СЛАНЦЫ НЕКОТОРЫХ УЧАСТКОВ ЗАРАФШАНО-ГИССАРСКОЙ
ГОРНОЙ ОБЛАСТИ
Львов ГУ

Вулканогенно-сланцевый комплекс Зарафшанского и Гиссарского хребтов исследовался особенно интенсивно. Анализ собран-

ного нами фактического материала по отдельным участкам его развита позволяет наметить некоторые различия в составе сланцев-преобладающих образований всех разрезов комплекса.

На севере основной мощного (около 4 км) разреза полосы ягнобских сланцев (верховья р.р. Сардаимиона, Ягноб, Ханак, Каняз) являются породы хлорит-мусковит-альбит-кварцевого состава с редкой примесью биотита или стильпномелана. Второстепенные компоненты - метавулканыты (до 10-12%), яшмокварциты (до 5-7%) тяготеют к его нижней половине, а карбонаты (до 1-2%) - к верхней. Состав метавулканытов (порфиритоидов, их туфов и порфиройдов) - от пикрито-базальтов до дацито-андезитов, реже - липаритов.

На юге горной области (бассейны р.р. Шатрут, Кызылдарья) разрез мощностью 3,5 км состоит из кристаллосланцев, или хлорит (+биотит)-мусковит-альбит-кварцевых сланцев с пластами метавулканытов (до 35-40%) - ортоамфиболитов, биотит-амфиболовых сланцев и мелкоочковых ортогнейсов, или порфиритоидов, порфиройдов, метатуфов. В нижней части иногда встречаются яшмокварциты и мраморы, в верхней части (до 30%) известняки. Состав метавулканытов - базальтоиды и кварцевые альбитофиры.

Разрез мощностью до 1,5 км, занимающий промежуточное положение между двумя отмеченными выше (бассейны р.р. Каняз, Варзоб, Гелан), сложен альбит-хлорит-(± биотит) -мусковит-кварцевыми сланцами с андалузитом в некоторых пунктах. Метавулканыты основного-среднего и меньше кислого составов отмечены в его нижней части на западе и в верхней - на востоке. Кремнистые и карбонатные породы в нем редки.

Отличия в строении этих близких по возрасту (ордовик-низы раннего силура) разрезов фиксируются прежде всего по колебаниям объема, состава и позиции метавулканытов. Кроме того, оказалось, что главная их составляющая - сланцы обладают автономными признаками и по средним петрохимическим значениям сопоставимы с граувакковыми песчаниками (1,2-северный и южный разрезы) и с явно более глинистыми породами (3- промежуточный разрез).

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	<i>n</i>
1	69,5	0,6	13,5	1,9	2,9	1,9	1,2	3,7	2,0	30
2	69,0	0,7	13,5	1,0	3,5	2,6	1,7	2,8	3,0	20
3	64,3	0,7	16,8	1,3	4,7	2,7	1,1	1,3	3,1	25

Эти различия свидетельствуют несомненно в пользу дифференцированности геосинклинального трога и существования в нем линейных зон с неоднородным режимом осадконакопления.

Метаморфизм пород центрального сектора полосы ягнобских сланцев не превышает зеленосланцевого уровня и сопровождается напряженной изоклинальной складчатостью. На его фоне в локальных участках возникают приуроченные к метабазитам минералы повышенных давлений (винчит, кроссит). В то же время два других южных разреза попадают в область неравномерного теплового потока. Это приводит к формированию в некоторых местах метаморфической зональности с колебаниями условий от зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой и даже амфиболитовой.

Н.А.Гнутенко, В.Н.Куземко

КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАРАФШАНО-ГИССАРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

ЛьвовГУ

Гранитоидные средне-позднекаменноугольные и щелочные позднeperмские интрузии, залегающие главным образом среди сланцев, сопровождаются отчетливыми ореолами контактового метаморфизма. Несмотря на малые и средние размеры интрузивных тел, ширина ореолов достигает сотен метров - первых километров в плане и 500-800 м по вертикали.

Как правило, ореолы имеют концентрически-зональное строение, что хорошо видно на примере Тагобикульского и Кумархского массивов. Внешняя зона сложена биотитизированными сланцами, возникшими в результате изохимического преобразования сланцев в условиях мусковит-роговиковой фации. В пределах этой зоны за счет парагенезиса хлорит-фенгит-альбит-кварц, характерного для сланцев, возникает парагенезис биотит-фенгит-альбит-кварц. Железистость биотита - 44-59%.

Внутренняя зона калишпатизированных роговиков формировалась в условиях амфибол-роговиковой фации. Ширина зоны в плане - до 1000 м, по вертикали - до 200-500 м. Железистость биотита - 60-80%. Калишпат - ортоклаз, реже микроклин ($-2\sqrt{=70-80^\circ}$), его состав в 100 м от контакта: $Or_{80}Al_2$. Непосредственно вдоль интрузивного контакта выделяется кайма мигматитов и гранитизиро-

ванных роговиков, к ней примыкает полоса высокоглиноземистых роговиков с корундом, андалузитом, гранатом шириной до 250 м. Метаморфизм во внутренней зоне сопровождался калиевым метасоматозом, которому сопутствовали базификация и десиликация оланцев. Объемный вес их уменьшался от 2,68-2,70 до 2,60-2,63, а пористость возрастала.

Температура образования роговиков в 100 м контакта достигала 520-535° (по двуполюсовпатовому термометру), а в 5-15 м была выше 573,5° (судя по присутствию дигексаэдрического кварца). Температурный градиент для всего ореола в целом составлял примерно 200°/км.

Характерная черта околотрузивных ореолов — сохранение сланцами свойственных им полосчатых текстур при слабом развитии новообразованных пятнистых и узловатых.

Околотрузивные ореолы служат местом локализации оловянного, вольфрамового, полиметаллического и иного оруденения, при этом контур ореола служит границей месторождения или рудного поля. Наиболее рудоносна внутренняя зона, где максимально проявлены постмагматические изменения. В связи с этим конфигурация ореола и его зональность могут быть использованы в качестве поисковых критериев. Так, значительное расширение ореола к востоку от Курмархской интрузии указывает на пологое погружение контакта в этом направлении, что повышает перспективы оловоносности надинтрузивной зоны.

Контакты метаморфические ореолы могут показывать расположение и форму массивов, не вскрытых эрозией. Большие поля роговиков на месторождении Такфон и на левобережье р. Пасрутдаря в ее нижнем течении дают основание предполагать, что Петинская интрузия и мелкие тела участков Яфч, Чоре, Рарз являются лишь выступами крупного гранитоидного массива сложного строения, к экзоконтакту которого приурочено оруденение района.

А. В. Покровский, Т. А. Карасева, А. Р. Кусельман,
Ж. А. Аскерова, Т. Н. Салахова

МЕТАМОРФИЗМ И НЕКОТОРЫЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ РИФЕЙ-НИЖНЕ-ПАЛЕОЗОЙСКИХ ТОЛЩ ЮЖНОГО И СЕВЕРНОГО НУРАТАУ

ИГиГ АН УзССР

Древние метаморфические толщи Нуратинского региона в разных структурно-формационных зонах существенно отличаются по составу,

характеру и степени метаморфизма и возможной рудоносности.

В Туркестано-Алайской зоне они расчленены (Р.У.Усманов, О.А.Старцев и др.) на иттыусайскую ($R-S_2^?$), джалатарскую (O_{I-2}) и иланчисайскую (O_{2-3}) свиты, составляющие эвгеосинклинальный вулканогенно-кремнисто-терригенный ряд формаций. Метаморфизм их сверху вниз по разрезу нарастает от филлитовой до переходной глаукофан-зеленосланцевой фации, а местами эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений (до 6-7 кбар). Возраст его вероятнее всего ниже-среднепалеозойский. Эти образования составляют часть протяженного Букантау-Фергано-Атбашинского офиолит-глаукофан-сланцевого пояса северной окраины геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня, возможно представляющей древнюю зону Заварицкого-Беньюффа.

В Северном Нуратау с ними связаны рудопроявления железа, марганца и меди (Болосай, Ухум и др.). Учитывая геохимическую специализацию глаукофан-сланцевых комплексов на свинец и цинк, можно предполагать перспективность этого пояса и на полиметаллическое оруденение, что подтверждается приуроченностью к нему известного месторождения Кан.

В Туркестано-Зарафшанской зоне выделяются оврукская ($R_3^?$), тасказганская ($R_3-E, ?$), живачисайская (E_2-O_I), бесапанская (O_{2-3}) и калтадаванская (O_3-S_1) свиты. Они составляют полиметаморфический гетерогенный комплекс основания герцинской миеогеосинклинали зоны и претерпели наиболее существенные метаморфические преобразования в тесной связи с ее тектоно-магматической эволюцией. Региональный метаморфизм этого комплекса в низах разреза (оврукская свита) достигает амфиболитовой фации с проявлениями палингенеза и существенно варьирует в латеральном плане и во времени. В области раннего центрального прогиба по Р-Т параметрам он отвечает кианит-силлиманитовому, а в более поздних интрагеосинклинальных прогибах - андалузит-силлиманитовому типам. В стадии частной и общей инверсий геосинклинали активизировались процессы ультраметаморфизма, в основном охватывавшие более глубокие горизонты коры, происходило формирование гнейсо-гранитовых куполов. В постинверсионные стадии проявлялись процессы регионального кислотного выщелачивания и разнообразного локального метасоматоза с сопряженным метаморфогенным и постмагматическим рудообразованием.

Для зоны в целом характерна редкометально-золоторудная металлогеническая специализация. Наряду с известным скарново-шеелитовым выявлен новый роговиково-шеелитовый тип вольфрамового оруденения. Подавляющее большинство золоторудных проявлений приурочено к древним метаморфическим толщам. Установлена значительная подвижность золота при процессах метаморфизма, с выносом его из высокотемпературных зон и локализаций в низкотемпературных зонах зеленосланцевой и филлитовой фаций, преимущественно в породах черносланцевой формации. Намечены петролого-геохимические критерии прогноза и оценки метаморфогенных золоторудных проявлений и отличия их от постмагматических. Выявлена важная роль сингенетично-эпигенетических и метаморфогенных концентраций и проявлений золота в формировании постмагматических золоторудных месторождений.

А.Р.Кусельман

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГОР КАРАКЧАТАУ (ЮЖНЫЙ НУРАТАУ)

ИГиГ АН УзССР

Метаморфическая толща обнажается в ядре крупной антиклинали гор Каракчатау в восточном окончании хребта Южный Нуратау. С севера и юга она контактирует с слабометаморфизованным кембрийско-ордовикскими и силурийскими отложениями. Несмотря на длительную историю изучения вопрос метаморфической зональности изучен недостаточно, хотя практически интересен с точки зрения установления генетической связи оруденения и метаморфических зон.

По данным наших исследований, в пределах толщи наблюдаются породы различной степени метаморфизма. Изучение переходов между ними позволило выделить изограды мусковита, биотита, граната и ставролита, что позволяет охарактеризовать метаморфическую зональность. Она сформировалась при прогрессивном метаморфизме умеренных давлений условно нижнепалеозойской карбонатно-терригенной толщи.

Метаморфические зоны в целом вытянуты по простиранию главной антиклинориевой структуры гор Каракчатау, в значительной степени осложнены блоковым строением толщи, обусловленным пересечением ее субмеридиональными и субширотными разломами. Метаморфичес-

кая зональность развита в пределах наркулбулакской, кайнакбулакской, кутанбулакской, сартабулакской, буратбулакской (по Ю.И. Лошкину) свитах. Анализ минеральных парагенезисов позволил выделить филитовую, зеленосланцевую и эпидот-амфиболитовую фации метаморфизма.

Зеленосланцевая фация подразделена на три субфации. Самая низкотемпературная хлорит-серицитовая субфация развита в северной части толщи, в пределах буратбулакской, а в южной - в сартабулакской свитах. Ее низкотемпературная граница определяется изоградой серицита (мусковита), а высокотемпературная - изоградой ставролита, биотита. Характерные парагенезисы $Kв+Сер+Алб+Хл$. В пределах этой субфации широко развиты карбонаты сидеритового ряда.

Биотит-хлоритовая субфация. При дальнейшем повышении степени метаморфизма образуется мелкочешуйчатый биотит. Эта субфация развита в пределах наркулбулакской и кутанбулакской свит, выделена при составлении разрезов по Тусунсаю, Коксаю, Алямды. Для нее характерны следующие парагенезисы: $Би+Хл+Му+Кв$, $Кв+Му+Би$, $Кв+Альб+Му$, $Би+Кв+Пл+Алб$.

Альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация. Отмечается с появлением в метатерригенных породах граната (альмандина). Из минералов предыдущих зон остаются устойчивыми альбит, мусковит, биотит. Субфация развита в пределах наркулбулакской свиты. Характерные парагенезисы $Би+Му+Алб+Кв$, $Гр+Би+Сер+Кв$. Следует отметить, что биотит в этой зоне более глиноземистый и титанистый, чем в предыдущей. Хлоритоид в ней не обнаружен.

Эпидот-амфиболитовая фация (ставролитовая фация, по С.П. Кориловскому). Выделена пока одна наиболее низкотемпературная ставролит-хлоритовая субфация. Она отчетливо картируется в бассейнах саев Тусун, Алямды, Коксай, Ингичка, Сартбулак и в основном расположена в пределах кутанбулакской свиты. По зернистости пород, сохранности первично-осадочных структур и текстур эта зона не отличается от предыдущей. Следует отметить избирательную способность ставролита формироваться по черным, так называемым муаровым сланцам, где он образует порфиробласты до 4 см в длину и характерные крестообразные двойники. Парагенезисы $Хл+Гр+Кв$, $Ст+Хл+Кв$, $Би+Му+Ст+Гр+Кв$.

По результатам опробования установлена миграция золотого оруденения из зон высокотемпературной эпидот-амфиболитовой фации

в зоны низкотемпературные и осадение в них. Таким образом, наиболее перспективными участками для дальнейшего изучения являются участки пород зеленосланцевой фации, где эпидот-амфиболитовая фация расположена на глубине.

И. М. Мирходжаев, В. Е. Головин, В. А. Хохлов

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ГИССАРСКОГО РЕГИОНА

ТашПИ

Данные последних исследований показали, что для Гиссарского региона характерны полифациальные зональные формации типа "термальных куполов".

Здесь относятся мигматит-гнейсовые купола юго-западных отрогов Гиссара. Установлено, что они распространены более широко, захватывают метаморфическую толщу т.н. "сурхантауской серии", которая по литолого-петрографическому составу и истории формирования является аналогом байсунтауской.

Мигматит-гнейсовые купола характеризуются четкой концентрической латеральной и вертикальной зональностью в распределении фаций прогрессивных этапов метаморфизма. Ширина зон — 2–6 км, температурный интервал, определенный по биотит-гранатовому и мусковит-плагиоклазовому палеотермометрам — от $620-670^{\circ}$, 4,5–5,5 кбар для прогрессивных этапов и $50-420^{\circ}\text{C}$ для регрессивных (интервал фации — от кордиерит-гранатовой до истонит-сидерофиллитовой).

Второй тип зональных метаморфических образований развит в западной зоне, отделенной южногиссарским глубинным разломом от Гиссарской зоны.

Субстратом для куполов служит флишеидная толща мастоватской свиты (обизарангской и куктепинской, по Э. Б. Безуглову). Цепочки эпицентральных частей "термальных куполов" вытянуты в субширотном направлении (от сотен метров до 2–3 км). Периферические части их сливаются и образуют сплошную зону протяжением 60 км и шириной 3–10 км.

Максимальный интервал фаций, наблюдающийся в пределах одного купола — от биотит-силлиманитовой до филлитовой. Эти купола отличаются высокий (до $80-100^{\circ}\text{C}$) температурный градиент и меньшая глубина формирования. По сравнению с мигматит-гнейсовыми куполами юго-западных отрогов: в них меньше развиты процессы гранитизации. Характерна тектоническая позиция "термокупольных" образований:

они трассируют зону глубинного Богаинского разлома, а их эпицентральные части совпадают с пересечениями этого разлома с разломами "Антитяньшаньского" направления; на космических снимках они совмещаются с кольцевыми структурами.

Все термокупольные структуры имеют четкую металлогеническую специализацию (золоторудную, редкометальную, медную), которая определяется составом субстрата, характером и масштабом проявления метаморфических процессов. Главная масса рудопроявлений и месторождений связана с регрессивными этапами становления зональных "куполов", носящих характер кислотного выщелачивания и пропилитизации.

В.Е. Головин, И.М. Мирходжаев

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА И ОРУДЕНЕНИЕ

ТашПИ

Метаморфические формации (М.Ф.) отражают тип и стадию геосинклинального развития геосинклинальной структуры.

В Западном Узбекистане метаморфические породы образуют субширотные офиолитовые и вулканогенно-терригенные пояса, в пределах которых выделены следующие М.Ф.:

сланцево-и гнейсово-амфиболитовая (каракудукская, учкудуктауская, иттунысайская свиты);

зеленокаменно-(карбонатно)-кремнистая (тасказганская свита);

спилит-зеленокаменная (елемесадинская, чимкурганская, шавазская свиты). Эти формации отвечают "догранитному" метаморфизму, отражают латеральную неоднородность офиолитового пояса и его эволюцию во времени (от докембрия до верхнего палеозоя).

В сопряженных с офиолитовыми вулканогенно-терригенных поясах выделены следующие М.Ф.:

амфиболит-мигматит-гнейсовая (калиевого профиля) - джургантауская свита;

плагнокристаллических сланцев и плагногнейсов (султануиздагская, урусайская, джамансайская, бешмазарская свиты Султануиздага, ауминзинская свита Сев.Нуратау);

зональная кристаллических сланцев и филлитов (ордовик-силурийские толщи Северного и Южного Нуратау).

Становление М.Ф. происходило в два этапа. Первый - в период инверсии каледонгерцинской геосинклинали, в корневых частях которой в это время зарождаются гранитные расплавы и образуются зональные "термальные купола", второй - в постинверсионный этап, когда на породы этого зонального комплекса накладываются регионально-контактовые образования, непосредственно связанные с верхнепалеозойскими гранитоидами.

М.Ф. обнаруживает четкую металлогеническую специализацию, определяемую составом исходного субстрата, геохимическим профилем и интенсивностью метаморфизма.

В зональной филлитово-кристаллосланцевой формации в пределах одной зоны (фации) метаморфизма встречаются различные типы месторождений, т.е. не наблюдается прямого соответствия между степенью регионального метаморфизма и характером рудной минерализации.

СПИСОК

принятых сокращений в названиях организаций

ВСЕГЕИ -	Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского Министерства геологии СССР.
ВНИИгеолнеруд-	Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых Министерства геологии СССР.
ИГ АН КиргССР-	Институт геологии Академии наук Киргизской ССР
ИГ АН ТаджССР-	Институт геологии Академии наук Таджикской ССР
ИГГ УНЦ АН СССР-	Институт геологии и геохимии им. академика А. Н. Заварицкого Уральского научного центра АН СССР.
ИГЕМ АН СССР -	Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР.
ИГиГ АН УзССР-	Институт геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева АН Узбекской ССР
ЛГУ	Ленинградский ордена Ленина и ордена Трудового Красного Знамени государственный университет им. А. А. Жданова.
ЛьвовГУ -	Львовский ордена Ленина государственный университет им. И. Франко.
МГ УзССР -	Министерство геологии Узбекской ССР.
ОМЭ МГ УзССР-	Опытно-методическая экспедиция Министерства геологии УзССР.
ПГО "Самарканд-геология" МГ УзССР	Самаркандское производственное геологическое объединение Министерства геологии УзССР.

ПГО "Ташкентгеология" МГ УзССР -	Ташкентское производственное геологическое объединение Министерства геологии УзССР.
ПГО "Уралгеология" МГ РСФСР -	Уральское производственное геологическое объединение Министерства геологии РСФСР.
САИГИМС -	Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья Министерства геологии УзССР.
ТашГУ -	Ташкентский государственный университет им. В.И.Ленина
ТашПИ	Ташкентский политехнический институт им. Беруни
ТГУ -	Таджикский государственный университет им. В.И.Ленина
УГ ТаджССР -	Управление геологии Таджикской ССР
ФПИ -	Фрунзенский политехнический институт

С о д е р ж а н и е

	Стр.
ПРЕДИСЛОВИЕ	3
И.Х.Хамрабаев, А.А.Кустарникова, Т.Н.Далимов. Состояние и задачи петрологических исследований в Средней Азии (о деятельности Средне- азиатского петрографического совета за 1978-1983гг.).	6
ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ.	
Т.Н.Далимов, И.Х.Хамрабаев, А.А.Кустар- никова, И.К.Абубакиров, В.Н.Богдец- кий, М.Б.Акрамов, В.С.Дутков, В.А.Пав- лов, Х.У.Узаков, И.Н.Ганиев. Типы магма- тизма и особенности пространственно-временного размеще- ния магматических формаций Средней Азии.	12
Э.В.Пояркова, А.А.Кустарникова, Я.С.Висъневский, А.Х.Халматов, А.В.Го- ловко. Ликриты и коматииты Южного Тянь-Шаня.	39
И.Х.Хамрабаев, В.И.Айзенштат. Генети- ческая классификация и формации малых интрузий (на при- мере Южного и Среднего Тянь-Шаня).	40
Г.Б.Ферштатер. О принципах формационного расчле- нения серий магматических пород.	44
Г.Б.Ферштатер, В.Н.Смирнов. Петрохимичес- кий анализ причин незавершенности эволюции гранитоидных серий.	45
В.Г.Гарьковец, Г.Б.Ферштатер, З.А.Юда- левич, М.С.Рапопорт. Возрастная, формацион- ная и металлогеническая корреляция интрузивных комплек- сов Тянь-Шаня и Урала.	47
В.И.Айзенштат, Х.У.Узаков, Р.Н.Рахим- бердиев. Магматические формации закрытых террито- рий юга Туранской плиты (Бухарская и Амударьинская ступе- ни УзССР).	50

- А.Б.Н е с т е р о в . Типы колонн пород западного окончания Тянь-Шаня, вмещающие позднекаменноугольно-раннепермские гранитоидные массивы. 52
- М.Д.Г е с ь . Гранитообразование и его роль в становлении континентальной коры Северного и Среднего Тянь-Шаня. 53
- Е.П.З а й ч е н к о . К вопросу о выделении конкретных формаций в каледонидах Тянь-Шаня. 54
- С.А.Л е с к о в . Позднеорогенные граниты каледонид Северного Тянь-Шаня. 56
- К.А.Р а х м а н о в . Некоторые особенности формирования калий-базальтоидных формаций Среднего и Южного Тянь-Шаня. 58
- В.П.К о р ж а е в . Расчленение и некоторые особенности локализации позднепалеозойских вулканитов Чаткало-Кураминского региона. 59
- В.П.К о р ж а е в , З.А.Ю д а л е в и ч . Контрастная базальт-диоритовая ассоциация Чаткало-Кураминского региона. 61
- Я.М.Р а ф и к о в . Петрографические особенности позднеорогенных вулканитов (на примере пермской трахибазальт-трахиандезитовой формации Кураминской зоны). 63
- Г.А.А б д у р а х м а н о в , Т.Н.Д а л и м о в , Р.Г.Ю с у - п о в , Я.М.Р а ф и к о в . Новые данные о генезисе пермских магматических формаций Кураминской зоны. . . . 64
- М.К.К а р а б а е в . Геолого-генетические типы пермских игнибритов юго-западных отрогов Чаткальского хребта (Кураминская зона). 66
- Г.Т.Т а д ж и б а е в . Радиологический возраст пермской трахибазальт-диоритовой формации Карамазара. 67
- Н.Г.Б у з к о в а . Петрологические критерии рудоносности аляскитовых гранитов. 68
- Д.М а т ч а н о в . Отличительные особенности близких по составу и внешнему облику разновозрастных даек Алма-тынского рудного района. 70

- Т.Джуроев .Некоторые особенности петрологии гранитоидов Музбекского массива (Срединный Тянь-Шань, Кураминская зона). 71
- Ю.Мамаджанов .О формационной принадлежности монзонитоидов Чорух-Дайронского интрузива (Срединный Тянь-Шань). 73
- С.М.Бабаходжаев ,Х.К.Куддусов ,Г.Т.Таджибаев .Петрофизические особенности гранитоидов Карамазара и Моголтау. 74
- Р.Б.Баратов ,В.Н.Байков ,А.Б.Дзаинуков ,М.Е.Запрометов ,В.С.Лутков ,В.В.Наржинев ,В.М.Стеблова ,Х.С.Таджидинов .Вулканогенные формации Таджикистана. 76
- А.В.Покровский ,Т.А.Карасева .Вулканогенные формации центральной части Зарафшано-Алайской зоны и их эволюция. 78
- Н.А.Гнутенко ,И.А.Ковальчук ,В.Н.Куземко ,В.И.Павлов .Формационная принадлежность метавулканитов Зарафшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня как показатель тектонического режима. 80
- К.У.Урумбаев .Петрогеохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов Тянь-Шаня. 81
- П.Т.Азимов .Петро-геохимическая зональность гранитоидных формаций западной части Южного Тянь-Шаня. 83
- В.Н.Метик ,С.А.Лесков .Типы геохимической зональности массивов гранитоидных формаций Южного Тянь-Шаня. 84
- Р.Б.Баратов ,С.И.Щукин .Формационные типы гранитоидов Гиссарского плутона. 86
- С.М.Бабаходжаев ,Р.Х.Хасанов ,А.К.Мельниченко .Вертикальные и латеральные ряды гранодиоритов плутонических формаций Таджикистана. 87
- А.К.Мельниченко .О раннеорогенной диорит-гранодиоритовой формации Южно-Гиссарской зоны (Южный Тянь-Шань). 89

- М.М.Мамадзафоев, А.С.Ниезов. К петрохимии и геохимии гранитоидных интрузий бассейнов рр.Шинг-Арчамайдан (Зарафшано-Гиссар) в связи с их формационным анализом. 91
- С.Е.Сабельников. О формационной принадлежности гранитоидов Кокшаальской мегасинклинали Южного Тянь-Шаня. 92
- В.Д.Дусматов, Ф.Н.Абдусаломов. Фонолит-нефелин-сиенитовая формация Гиссаро-Алая. 94
- И.К.Абубакиров, Н.Х.Якубов. Некоторые петрохимические особенности ультрамафитов Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. 95
- А.В.Головко, Я.С.Висъневский. Некоторые магматические и метасоматические компоненты Канского меланжа. 96
- Г.К.Климов, В.Д.Дусматов. Проблемы формационного расчленения и типизации даек и трубок взрыва Центрального Таджикистана. 98
- Ф.К.Диваев, Г.С.Тесленко, З.А.Юдаевич. Некоторые геолого-петрографические особенности трубки взрыва "Кызылалма" (гора Кугитангтау). 100
- Х.С.Тадждинов. Вулканические формации Южного Памира. 101
- Х.С.Тадждинов, М.Б.Акрамов. Магматические формации Южного и Юго-Западного Памира. 103
- Р.Х.Хасанов, А.М.Месхи. Магматические формации зоны Юго-Восточного Памира. 104
- М.Б.Акрамов. Мезозой-кайнозойские гранитоидные формации Южного Памира. 106
- О.Норметов. Палеогеновая гранитоидная формация западной части Рушанского хребта (Западный Памир). 109
- А.А.Лиев. О взаимоотношениях магматического и рудного процессов в ходе эволюции узлов длительной эндогенной активности Южного Памира. 109

Х.К.Куддусов, М.Б.Акрамов. Петрофизические особенности plutonic formations Южного Памира (по профилю ГСЗ Ванч-Хорог-Мургаб). III

II. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ
МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

- В.Г.Гарьковец, О.А.Коновалов. Палеозойские магматические и рудные формации палеометаллогенических зон западного окончания Тянь-Шаня. II3
- М.Г.Руб, В.А.Павлов, О.И.Яшухин. Распределение щелочных элементов и стронция как показатель петрогенезиса рудоносных гранитоидов Средней Азии. II5
- Р.Б.Баратов, С.М.Бабаходжаев, В.С.Лутиков, М.Б.Акрамов, Х.С.Тадждинов. Магматические формации Таджикистана и некоторые вопросы их рудоносности. II6
- Л.Н.Шарпенюк, О.Г.Кангро. К методике оценки рудоносности орогенных магматических формаций при геологическом картировании. II9
- Л.А.Быков, М.Д.Баймухамедов. Петрографические критерии рудоносности поздних членов орогенной габбро-монзонит-сиенитовой формации (на примере Средней Азии). I20
- А.И.Грабежев. Петрологические критерии состава послемагматических образований. I22
- К.Л.Бабаев. Петрологические типы постмагматического метаморфизма в гранитоидах. I23
- А.М.Месхи, В.П.Коржаев, С.Е.Маслов, В.С.Полянин, В.С.Тохтасьев, М.А.Урасин, Ю.Ф.Шепелев, З.А.Юдалевич. Роль гранитоидного магматизма в размещении нерудных полезных ископаемых на территории Средней Азии. I24
- Г.А.Булкин. Дифференциация горных пород, энтропия и рудообразование. I26
- А.Е.Антонов. Петролого-геохимические критерии рудо-

- ности отдельных вулкано-тектонических депрессий Чаткало-Кураминских гор. 128
- М.А.К а ж и х и н , И.М.Г о л о в а н о в , Е.И.Н и к о л а - е в а . Гранодиорит-порфировые малые интрузии Алмалыка и их связь с медным оруденением. 129
- Н.Т.С у л е й м а н о в а . Габбро-монзонит-сиенитовая формация и критерии ее потенциальной рудоносности (на примере Алмалыкского сиенито-диоритового массива, Срединный Тянь-Шань). 130
- Р.Ах у н д ж а н о в , В.В.Б а л а к и н , Р.А.М у с и н , А.Х.Т у р е с е б е к о в . Новые данные о составе интрузивов, контролирующих меднопорфировое оруденение (Алмалыкский район, Саукбулакское рудное поле). 132
- С.В.Е ф р е м о в а , С.Е.Б о р и с о в с к и й , Л.Н.Н о с и к , С.И.Г а в р и л о в а . Дайки - составная часть потенциально-рудноносных формаций. 133
- С.М.Б а б а х о д ж а е в , Г.Т.Т а д ж и б а е в , В.Н.Б а й - к о в , Э.Б.Ф е д ч и ш и н , Т.Д ж у р а е в , Ю.М а м а д - ж а н о в . Магматические формации Карамазара и особенности их рудной специализации. 134
- С.М.Б а б а х о д ж а е в , Ю.М а м а д ж а н о в . Формации позднегерцинских вольфрамоносных гранитоидов Карамазара и Моголтау (Срединный Тянь-Шань). 135
- С.М.Б а б а х о д ж а е в . Кларки элементов и вопросы рудоносности интрузивов Карамазара и Моголтау. 136
- С.В.Ш а н и н . Алтындыкская экструзия и ее рудоносность. 137
- Л.М.Г л е й з е р , Т.М.В о р о н и ч , Я.М.Р а ф и к о в . Фтор и редкощелочная специализация нижнепермских базальтоидов Кураминской и Кассанской подзон. 141
- Р.И.Я р о с л а в с к и й , А.И.Е г о р о в , А.Я.К о т у н о в , А.Г.С п и р и н , А.А.Р у б а н о в , И.В.М у ш к и н . Эпипалеозойская щелочно-базальтоидная формация запада Южного Тянь-Шаня и предпосылки связи с ней оруденения. 143
- А.Х.Х а с а н о в , М.М.М а м а д в а ф о е в , И.У.Р а х м о - н о в , Н.И.К р и в о щ е к о в а . Геохимические типы, аксессуар-

- ная минерализация и потенциальная рудоносность гранитоидных и щелочных массивов восточного Гиссаро-Алая. 144
- И.У.Рахмонов .Петрология и особенности рудоносности гранитных формаций малых глубин бассейна рек Дубурса и Гориф (Восточный Гиссар). 146
- К.Д.Боконбаев ,Я.И.Колесников ,М.П.Кузнецов ,С.Е.Сабельников ,Д.С.Туровский ,Э.Д.Ногаев . О петрологической и геохимической зональности гранитоидного магматизма восточного Тянь-Шаня. 147
- Б.А.Трифонов ,Л.И.Соломович ,Б.Б.Фунт . Гранит-порфиры Иньльчекского оловорудного узла и связь их с оруденением. 148
- М.Б.Акрамов ,Ю.Б.Пейкре .Рудоносность мезокайнозойских гранитоидов Южного Памира. 150

Ш.СИСТЕМАТИКА И НАКОПЛЕНИЕ (БАНК)

ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

- Ф.А.Усманов ,А.А.Кустарникова .Банк петрохимических данных по Средней Азии (принципы построения , структура,задачи). 152
- Т.Г.Петров,А.А.Книзель,С.С.Усанова.Информационно-поисковая система "Химия природных объектов". 153
- Г.А.Булкин .Универсальная автоматизированная информационно-логическая система по геологии на языке предикатов (назначение и особенности). 155
- С.Ф.Паламарчук .Аккумулятивные векторограммы изотопного,химического,минерального составов геологических объектов. 157
- Л.И.Соломович ,В.Г.Петров .Перфокартотека интрузивных массивов Киргизии. 159
- Я.С.Висневский .К вопросу о классификационных петрохимических диаграммах. 160

IV.ФАЦИИ И ФОРМАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

СРЕДНЕЙ АЗИИ

- А.Бакиров .Метаморфические формации и модели формирования земной коры Тянь-Шаня. 162

- А.В.Покровский .Метаморфические фации и формации Южного Тянь-Шаня как индикаторы термодинамического, геожимического и тектонического режимов. 164
- К.Дж.Боконбаев .Петрология метаморфогенных гранитов Северного Тянь-Шаня и вопросы их рудогенеза. 165
- Л.Н.Белькова ,В.Н.Огнев .Магматические и метаморфические комплексы (формации докембрия Средней Азии и их рудоносность. 167
- К.Т.Буданова .Метаморфические формации Таджикистана. 168
- А.В.Покровский ,Т.А.Карасева .Особенности проявления глаукофан-зеленосланцевого метаморфизма в фанерозойских геосинклиналино-складчатых поясах (на примере Южного Тянь-Шаня). 170
- В.Е.Минаев .Петрологические критерии рудоносности глаукофан-зеленосланцевой формации Южного Тянь-Шаня. . . . 172
- Т.А.Карасева .Фации регионального метаморфизма нижнепалеозойских вулканогенно-терригенных образований центральной части Зарафшано-Алайской зоны. 172
- К.Х.Худайкулов ,Б.М.Мирходжаев .Литолого-петрографические особенности Ягнобского зеленосланцевого комплекса (Центральный Таджикистан). 174
- В.И.Павлов .Сланцы некоторых участков Зарафшано-Гиссарской горной области. 175
- Н.А.Гнутенко ,В.М.Куземко .Контактово-метаморфические образования Зарафшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня и их рудоносность. 177
- А.В.Покровский ,Т.А.Карасева ,А.Р.Кусельман ,Ж.А.Аскерова ,Т.Н.Салахова .Метаморфизм и некоторые критерии рудоносности рифей-нижнепалеозойских толщ Южного и Северного Нуратау. 178
- А.Р.Кусельман .Метаморфическая зональность гор Каракчатау (Южный Нуратау). 180

И.М.Мирходжаев, В.Е.Головин, В.А.Хохлов. Метаморфические формации Гиссарского региона.	182
В.Е.Головин, И.М.Мирходжаев. Метаморфические формации Западного Узбекистана и оруденение.	183
Список принятых сокращений в названиях организаций.	185

Коллектив

МАГМАТИЧЕСКИЕ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СРЕДНЕЙ АЗИИ И
ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ИХ РУДОНОСНОСТИ

Тезисы докладов IУ регионального петрографического
совещания, Ташкент, ноябрь, 1983 г.

Утверждено к печати

Ученым советом Института геологии и геофизики и
Отделением наук о Земле АН УзССР

Редактор Л.И.Китман

Н/К

Подписано в печать 22.09.83. Р - 05740.

Формат бумаги 60x90 I/16. Бум. для множ.аппаратов.

Печать плоская. Усл.п.л.12,25. Уч.-изд.л. 10,9.

Тираж 500 экз. Цена 1р.80к. Заказ 144 I

Издательство "Фан" УзССР, Ташкент, ул.Гоголя, 70.

Картфабрика Института "Узгипрозем", Ташкент, ул.Мукими, 176.

Цена 1 р. 80 к.

5055

