

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР
Среднеазиатский научно-исследовательский институт
геологии и минерального сырья (САИГИМС)

К. Б. Ш. (62) 5/1

**Вопросы региональной
геологии и петрологии
Средней Азии**

Ташкент — 1978

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР
Среднеазиатский научно-исследовательский институт
геологии и минерального сырья (САИГИМС)

559.11

67 2/1

ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ
СРЕДНЕЙ АЗИИ

1395

Ташкент - 1975



В сборнике приводятся материалы, преимущественно новые, полученные в результате исследований последних лет. Они касаются вопросов структурного районирования территории Средней Азии с учетом геофизических данных, региональных особенностей развития отдельных структурно-формационных зон. Большое внимание уделяется вопросам петрологии гранитоидных комплексов, их геохимической и металлогенической специализации на ряд элементов. В сборнике представлены новые материалы по эволюции состава отдельных магматических комплексов.

Работа рассчитана на специалистов, занимающихся вопросами региональной геологии, тектоники и петрологии.

Таблиц 20, иллюстраций 12.

Ответственный за выпуск канд. геол.-мин. наук А. Б. Габелко

С Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья (САИГИМС) Министерства геологии УзССР,

1975

П р е д и с л о в и е

В настоящем сборнике приводятся новейшие материалы по региональной геологии, петрологии докембрийских образований Среднего и Южного Тянь-Шаня. Сборник как бы состоит из двух частей.

В первой помещены работы, касающиеся местоположения юго-западной границы Урало-Монгольского складчатого пояса, тектоники Гиссарского хребта, связи блоковой тектоники, магматизма и металлогении гор Кульджуқтау, ритмостратиграфии нижнего палеозоя и девона.

Вторая часть посвящена петрологии кислых вулканитов, закономерностям размещения редкометалльных проявлений.

Приведенные материалы по региональной геологии, петрологии, закономерностям размещения отдельных рудопроявлений могут служить основой для пересмотра некоторых сложившихся представлений об особенностях геологического районирования, перспектив потенциальной рудоносности Средней Азии.

О ЮГО-ЗАПАДНОЙ ГРАНИЦЕ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

История вопроса

Несмотря на обилие разноречивых взглядов на тектоническое строение фундамента Туранской и Скифской плит, большинство исследователей признает существование единого (хотя и неоднородного) структурного элемента, располагающегося между Кавказо-Памирским отрезком Средиземноморского герцинско-альпийского пояса и герцинскими сооружениями (в том числе погребенными) Донбасса - Южного Тянь-Шаня. Среднеазиатская часть данного структурного элемента известна в геологической литературе как Каракумо-Таджикская и составляет фундамент Туранской плиты.

В зависимости от подхода к генезису данного структурного элемента определяется юго-западная граница Урало-Монгольского складчатого пояса, а также характер его взаимоотношений со Средиземноморским. Существующие взгляды можно объединить в три основные концепции.

Согласно п е р в о й, в Предкавказско-Каракумо-Таджикском регионе или отдельных его прогибах в раннеальпийское время либо существовали геосинклинальные условия развития (Д.В.Наливкин), либо здесь располагался передовой прогиб альпийского складчатого пояса (К.Н.Паффенгольц). Северная граница внешней окраинной зоны Средиземноморского пояса проводилась по системе дислоцированных мезозойско-кайнозойских отложений Мангышлака,

Туаркира, южной части Каракумов и Кугитанга и далее по южным отрогам Гиссаро-Алая.

Вторая концепция наиболее признана. В соответствии с ней основная консолидация фундамента произошла в поздне- (А.Д.Архангельский, Н.С.Шатский, М.В.Муратов, Р.Г.Герццкий, Н.В.Неволин, Б.П.Бархатов, А.Е.Шлезингер, В.Е.Хаин) или раннегерцинский (А.Л.Яншин, В.Г.Васильев, Н.А. Крылов, А.Г.Бабаев, А.А.Борисов, В.С.Князев, Г.И.Амурский, Н.А.Калинин) циклы. Юго-западная граница проводилась по югу Скифской и Туранской плит и северным склонам альпийских орогенных наложенных прогибов. Д.П.Бархатов (12) относит ее к районам герцинид Северного Кавказа и Северного Памира.

Отсутствие обнаженных участков палеозоя с ясно выраженной геосинклинальной природой, наличие плащеобразного чехла верхнепалеозойских орогенных и платформенных формаций, пологоскладчатый брахиформный характер складок, телеорогенный тип гранитоидных массивов (Р.В.Баратов) и другие особенности с точки зрения данной концепции не объясняются.

Третья концепция базируется на работах Э.Зюсса, Г.Штилле, А.Д.Архангельского, М.М.Тетяева, Д.И.Мушкетова, Л.Кобера, Р.Штаубе, Э.Аргана и др., считавших, что каледонские и герцинские геосинклинали сформировались на докембрийской платформе и включают ее обломки в виде приподнятых или опущенных "жестких масс" различной величины и конфигурации. Так, в районе Предкавказья намечается глыба архейд (Л.Кобер; "докембрийская плита", по С.С.Кузнецову), в Закаспии - "подземный горст Устврта" (А.Д.Архангельский), в районе Каспийского моря - "Каспийская глыба" (Р.Штауб). В ряде

схем Мангышлак и Устюрт рассматриваются как юго-восточный выступ Русской платформы (А.Д.Архангельский, Р.Штауб, Э.Арган). Н.Г.Кассин (24) считал, что этот выступ простирается до Таджикской депрессии и лишь в герцинский цикл его Каракумо-Таджикская часть была отделена Бузачи-Центральноустюртской субгеосинклиналью. К югу, по его мнению, располагалась относительно устойчивая область (платформа), пересеченная узкой зоной Мангышлак-Туаркырского шельфа, который по характеру и мощности осадков является переходным между геосинклиналью и платформой.

О.С.Вялов (18) в юго-восточный выступ Русской платформы включил Устюрт, Каракумы и Таджикскую депрессию, впервые выдвинув идею о постепенном сочленении его с Таримским массивом. На схеме районирования тихоокеанской эпохи складчатости Азии он выделил "плацидарные" и "складчатые" зоны. В частности, к Русско-Ордосской плацидарной зоне отнесена Русская платформа, сочленяющаяся через Устюрт, Гиссар, Каратегин и Тарим с Китайской. К северу от последней расположен Урало-Верхоянский ороген, к югу - Кавказско-Памирский (в том числе Предкавказье, Мангышлак и Туаркыр).

В.И.Попов и Т.Д.Филин (34) составили схему, на которой впервые была четко определена южная граница Урало-Монгольского пояса. Южнее геосинклинальной ветви "междядерных" структур Донбасса - Центрального Устюрта - Южного Тянь-Шаня они выделили почти сплошное поле "ядерных участков", плавно переходящее на востоке в Таримский ядерный участок, а на северо-западе - в Предкавказье. Однако "ядерные" участки они включили в пределы материковых провинций кавказид и памирид. Следовательно, указанная граница разделила два складчатых пояса - Урало-Мон-

гольский и Средиземноморский.

Авторы в ряде своих работ развивали представления О.С.Вялова, В.И.Попова, Т.Д.Филина о наличии в пределах Предкавказья-Каракумо-Таджикской депрессии крупного, относительно устойчивого и древнего основания (2, 5, 7, 14).

Мы базировались на представлениях А.В.Пейве и В.М.Синицина (33) о том, что в рифее в Средней Азии уже существовала древняя платформа, служившая "соединительным звеном между ныне разобщенными Русской, Африканской, Китайской и Индостанской платформами". Однако в отличие от указанных авторов мы полагали, что после образования рифейского комплекса активно проявилась наложенная активизация, обусловившая платформенный тип осадков, возникновение наложенных вулканических ареалов и вулканических дуг, формирование телеорогенных плутонов, блоковое строение земной коры.

С позиций данной концепции Урало-Монгольский и Средиземноморский подвижные пояса непосредственно не сочленяются. Они разобщены крупным межпоясовым мегаблоком эпикарельской платформы, который на северо-западе непосредственно сочленяется с Украинским, а на востоке через Алайскую долину - с Таримским массивами. Эта межплатформенная перемычка с несколько повышенной магмо-тектонической активностью (по сравнению с древними платформами) строением и развитием напоминает подвижные активизированные платформы (по В.Е.Ханну и Е.В.Милановскому), параплатформы (по В.В.Белому) или краевые массивы (по В.Е.Ханну).

Следовательно, Донбассо-Южно-Тяньшаньская ветвь герцинид является южной фронтальной частью Урало-Монгольского каледоногерцинского пояса, а Манчско-Мангышлакско-Южно-Тяньшаньская сис-

тема разломов — его естественноисторической границей.

Последняя рассматривалась как юго-западная граница Урало-Монгольского пояса М.В.Муратовым на совещании по тектонике байкальских и палеозойских складчатых образований СССР (Москва, 1972). Однако нельзя согласиться с его предположением о существовании южнее ее байкальского складчатого основания, расчлененного узкими герцинскими геосинклиналями.

На этом же совещании Д.П.Резвой (38) рассматривал Южный Тянь-Шань как краевую геосинклиналичную систему Урало-Монгольского пояса и фактически встал на точку зрения авторов, указав, что "область к югу от краевой геосинклиналичной системы Южного Тянь-Шаня обладает рядом отличий, среди которых отметим широкое распространение массивов платформенного типа (Таримский, Афгано-Таджикский и др.); геосинклиналичный характер развития в раннем и среднем палеозое; магматогенный (интрузивно-эффузивный) характер развития в каменноугольном периоде (Южный Гиссар, Северный Памир, Кузнь-Лунь); орогенное развитие в перми и триасе. Таким образом, вся эта область уже утрачивает многие черты Урало-Монгольского пояса и должна быть выделена в особую геоструктурную область".

Д.П.Резвой (39) показал, что указанные области разграничены крупнейшим краевым швом, близким к "краевым вулканическим поясам" А.А.Богданова, и который "на очень большом протяжении окаймляет с юга обширную область развития палеозойских геосинклиналей центральной части азиатского материка".

Взгляды на строение Предкавказско-Каракумо-Таджикского региона

Из сказанного выше очевидно, что многие исследователи признают своеобразие строения и состава Предкавказско-Каракумо-Таджикского региона, хотя не всегда выделяют его в обособленный структурный элемент.

В начале 20-х годов в работах Э.Эсса, А.Д.Архангельского и Н.С.Шатского почти весь степной Крым, Предкавказье и частично Устьурт рассматривались как юго-восточная окраина Русской платформы. Затем преобладающим стало мнение о сплошном герцинском геосинклинально-складчатом происхождении фундамента эпигерцинских Скифской и Туранской плит. Новые данные, полученные в результате глубокого бурения и применения геофизических методов исследования, свидетельствуют о том, что фундамент гетерогенен и представляет собой сочетание относительно стабильных участков — срединных массивов (геосинклинальных плит, по И.О.Броду; ядер консолидации, по В.И.Попову) и вмещающих их геосинклинально-складчатых систем. Кроме того, в вертикальном разрезе намечается по крайней мере три структурных комплекса: осадочный мезозойско-кайнозойский чехол, промежуточный или переходный (предчехольный, по В.Н.Соболевской) слой и консолидированный фундамент (основание). По мере накопления материалов взгляды на объем, время формирования, внутреннее строение последнего существенно менялись.

В пределах рассматриваемого структурного элемента участки консолидированного фундамента слагают ядра сводовых поднятий (Ставропольское, Северо-Кавказское, Каспийское, Карабагазгольское, Центральнокаракумское), частично обнажаясь на поверхности

(Гиссарский и Каратегинский выступы). На поднятиях блоки фундамента перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями, в обнаженных участках на крыльях поднятий выступают образования палеозоя.

По мере накопления фактических данных исследователи отводили все большее место жестким массам. Если в схемах А.Д.Архангельского, И.О.Брода и др. они занимали примерно 20-30% площади, Ю.Н.Година, М.П.Казакова - 40-50%, то у В.И.Попова, Н.А.Калинина, А.А.Богданова и В.Е.Хаина - до 60-70%.

Определенную эволюцию претерпели и наши представления. Согласно взглядам А.В.Пейве, В.М.Синицина, В.Н.Огнева о наличии древней платформы и регенерации геосинклинального режима в палеозое, на территории Предкавказья-Таджикской депрессии предполагалось существование трех срединных массивов: Ставропольского, Каракумского и Гиссарского (Таджикского), разделенных узкими герциньскими геосинклинальными трогами (1).

Однако в результате анализа данных, полученных при бурении и использовании геофизических методов, выявлено, что между Бухаро-Хивинским регионом и юго-западными отрогами Гиссара отсутствуют разделяющие геосинклинальные трог (13). В связи с этим в схеме геоструктурных зон и подзон Средней Азии предложено выделить единый крупный срединный Каракумо-Таджикский массив (2). Предполагалось, что этот массив, включающий и фундамент Предкавказья, отделяется от Русской платформы Крымско-Донбасской герциньской геосинклиналью, наличие которой, однако, не подтвердилось в ходе геолого-геофизических исследований. В связи с этим была высказана идея о существовании Предкавказско-Каракумо-Таджикской параплатформы (14). В последующих схемах геологического районирования данный структурный элемент рас-

сма тривался как естественнo-историческая граница, разделяющая каледoно-герцинский Урало-Монгольский и герцинско-альпийский Средиземноморский складчатые пояса и являющаяся частью крупной дорифейской Евро-Азиатской платформы (3, 4, 5).

Наличие единого консолидированного фундамента на Каракумо-Таджикской части параплатформы под отложениями мезо-кайнозоя и палеозоя, разбитого на относительно дифференцированную систему блоков, подтверждается геофизическими данными. Сходство его строения и состава с Южными Гиссаром (а не с явно геосинклинальными сооружениями Южного Тянь-Шаня) — отличительная черта Каракумо-Таджикского региона (З.А.Макарова, Д.П.Голуб, Л.Н.Котляровский, И.А.Фузайлов, И.Г.Кремнев, А.В.Глазунова). Таким образом, наряду с крупными приподнятыми блоками, образующими ядра мезозойско-кайнозойских сводов и поднятий, существуют более мелкие приподнятые глыбы докембрийского фундамента, перекрытые осадками мезозойско-кайнозойского чехла. Работами В.А.Макаровой установлены Каракумский, Вахшский, Яхсуйский, Кугитангский выступы. Приподнятые и опущенные блоки и глыбы фундамента имеют слабо наклоненную поверхность типа плит, тогда как в Южно-Тяньшаньской герцинской геосинклинали докембрийское основание раздроблено на систему мелких удлиненных блоков-моноклиналей (Ф.Х.Зуннунов). Это свидетельствует о том, что в Каракумо-Таджикском регионе тектонические движения были незначительными.

Для понимания истории развития фундамента молодых платформ важное значение имеет знание возраста пород, слагающих эти срединные массивы. В.И.Попов, выделяя Каракумское семейство ядер, считал, что их сердцевины образовались в докембрийско-девонскую эпоху. Ю.Н.Годин, Н.П.Казаков, И.О.Брод полагали, что и ядра

относятся к образованиям каледонской консолидации. Однако в последние годы большинство исследователей пришло к мнению об их докембрийском возрасте (Р.Г.Гарецкий, Г.И.Амурский, Н.Я.Кунин, В.С.Князев, А.А.Бакиров, Л.Б.Вонгаз, М.К.Мирааханов, А.Е.Шлезингер и др.). При этом многие из них разделяют точку зрения М.В.Муратова (32) о том, что складчатое основание Средиземноморского пояса и Скифско-Бухарской плиты сформировалось в байкальский тектонический цикл и до "начала этого периода земная кора между Восточно-Европейской и Африканской платформами, т.е. на пространстве рассматриваемого пояса, обладала океаническим типом строения, может быть, только с отдельными участками материкового типа".

В.Е.Хаин указывал, что фундамент древних глыб Скифской, Туранской и Западно-Сибирской плит состоит, по-видимому, из двух структурных комплексов: зеленосланцевого байкальского и гнейсового гренвилльского. Не исключено, что последний (хотя бы частично) относится к более древнему возрасту. К почти аналогичному выводу пришел Б.П.Бархатов (12), полагая что складчатое основание возникло в нижнем протерозое, в рифее же повсеместно существовал платформенный режим.

Строение и состав кристаллического основания

Обнаружение нами в 1965 г. в Западном Узбекистане докембрийских образований (аумилзинская, кокпатасская свиты и их аналоги) и последующее их выделение из состава нижнего и среднего палеозоя (Ш.Ш.Сабдушев, Б.В.Яскович, А.К.Бухарин, В.Г.Гарьковец, К.К.Пятков, Р.Н.Абдуллаев, Э.Р.Базарбаев, А.И.Ким, В.А.Хорева, В.П.Лощинин и др.), находки органики рифей,

данные абсолютного возраста, установление стратиграфической последовательности, выявление степени метаморфизма и т.д. позволили условно разделить докембрий на архей-нижний протерозой, рифей и венд (3, 5, 6, 7, 15).

Архей-нижнепротерозойское основание обнажается в Каратегине, Юго-Западном Гиссаре и вскрыто скважинами в Газли, Карабогазгольском и Каракумском сводах. В разрезе осадочно-метаморфогенных образований четко выделяются две толщи. Нижняя представлена метасланцами амфиболитовой фации (амфиболиты, силлимонитовые, шпинелевые, кордиеритовые, гранато-слюдистые, кварцево-биотитовые и другие сланцы и гнейсы), а также породами, переходными к гранулитовой фации. Видимая мощность ее - около 5-5,5 км. В Гармском блоке возраст кристаллических сланцев, вычисленный изохронно-свинцовым методом, равен 2,5-2,9 млн. лет (35), что соответствует архею.

Верхняя толща сложена метасланцами эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (роговообманковые, кварцево-биотитовые, кварцево-двуслудяные сланцы), микрокнейсами, кварцитами с прослоями амфиболитов, мраморов и их диафоритов. Общая мощность - 3 - 3,5 км.

В обеих толщах встречаются пластовые тела metabазитов и аполерцолитовых серпентинитов (до 10% разреза), а также более поздний комплекс магматит-плутонов высокоглиноземистых гранитоидов (формация гнейсогранитов). Последние секутся инъекционными и метасоматическими магматитами и крупными телами лейкократовых гранитоидов палингенного типа (Обинаврузский, Гуматахский и другие массивы гранодиорит-гранитовой формации). Гранодиорит-гранитовая формация несогласно перекрывается базальным горизонтом нижнего карбона, абсолютный возраст которого, согласно

подсчетом, проведенным кали-аргоновым методом, составляет 345-370 млн. лет (Ф.А. Аскарлов). В связи с этим гранодиорит-гранитную формацию большинство исследователей относят по времени образования к раннепалеозойской (додевонской) и даже девонской.

Мы полагаем, что по возрасту она является дорифейской по следующим причинам:

подобных по составу и генезису массивов среди образований палеозоя Среднего, Южного Тянь-Шаня и Памира не существует;

признаки, свидетельствующие о проявлениях интенсивных магма-тектонических процессов каледонского цикла развития, отсутствуют;

рифейские отложения Южного Тянь-Шаня метаморфизованы до зеленых сланцев и не несут следов гранитизации и палингенеза;

палингенный магматизм района по составу (и, вероятно, и по возрасту) близок к среднепротерозойским палингенным гранитам Украинского массива. Термодинамические условия образования, согласно расчетам Т.Н. Далимова и В.И. Айзенштата (23), соответствуют абиссальной фации их становления (8-14 км) при современной глубине среза до 5 км. Подобная же величина среза (5 - 7 км) установлена и по степени метаморфизма верхней колонки пород А.В. Покровским и В.А. Хохловым.

Аналогичная формация (граниты, плагиограниты, гранодиориты, часто гнейсированные) слагает Курговатский и другие мелкие массивы Северного Памира. Она прорывает нижнепротерозойские (?) образования боршитской серии, на которые с размывом налегают породы карбона. По мнению Н.Г. Власова и Г.В. Гниловского (20), возраст формирования массивов - доверхнепротерозойский, так как они, по-видимому, обнажились до отложений свиты. В послед-

них встречаются обломки гнейсированных гранитоидов.

Кристаллические сланцы и гнейсы вскрыты скважинами в Карабогазголе, на Красноводском полуострове, в Бухаро-Газлинском районе, западнее Кугитанга. По степени метаморфизма они соответствуют эпидот-амфиболитовой фации.

С указанными породами ассоциируют массивы гранито-гнейсов (Шахадам, Гаэли) и гнейсовидных гранодиоритов-гранитов (Карабогазгол, Центральнокаракумский свод, Бухаро-Газлинский район), абсолютный возраст которых (кроме последнего района), вычисленный кали-аргоновым методом, — 330-440 млн. лет (В.С.Князев, В.С.Прилуцкий, Е.А.Худобина, А.И.Проскурко, П.Н.Куприн, А.М.Чарыгин, О.А.Шнип и др.), т.е. совпадает с возрастом гранодиорито-гранитной формации Юго-Западного Гиссара. В.С.Князев (27) полагает, что эти массивы формировались в архей-нижнепротерозойский период.

Следовательно, гранодиорит-гранитная формация довольно широко развита в Каракумо-Таджикском регионе и на Северном Памире. Пространственная связь только с метаморфическими комплексами пород позволяет отнести ее к дорифейскому возрасту (?).

Если сравнить породы метаморфического комплекса основания Юго-Западного Гиссара и Каратегина со сходными толщами соседних регионов, то становится более очевидным их архей-нижнепротерозойское происхождение. Возраст пород горанской и шахдаринской серий (Бадахшанский срединный массив) — 2600 ± 100 и 2400 ± 100 млн. лет определялся свинцово-изотопным методом (37). Эти серии развиты и южнее, где они входят в состав фундамента Восточно-Афганского и Хазарского массивов (сарысангинская и файзабадская серии). Выше они перекрываются толщами эпидот-амфиболитовой фации (нижняя часть гунт-аличурской и ванч-музкольская

серия Центрального Памира; I2), которым аналогична боршитская серия Северного Памира, несогласно перекрытая песчаниками, сланцами и филлитами вирхарской свиты (2,5 км). В средней части ее обнаружены споры позднего рифея-венда и раннего кембрия (20). Отложения боршитской серии подверглись метаморфизму в условиях амфиболитовой фации и наряду с метаморфическими толщами Гиссара и Каратегина относятся к архей-раннепротерозойскому (?) этапу развития (21).

В Восточно-Афганском массиве верхняя толща представлена биотит-амфиболовыми, биотитовыми, двуслюдянистыми гнейсами с прослоями амфиболитов, кварцитов (десабазская серия и ее аналоги), перекрытыми менее метаморфизованными отложениями (кабульская серия рифея и ее аналоги) со стромитолитовыми известняками, вероятно, среднего рифея (36).

В Западном Узбекистане (Южный Тянь-Шань) аналоги отложений архей-нижнего протерозоя (ауминзинская, иттыусайская, учкудукская свиты) также несогласно перекрыты метаморфизованной в зеленосланцевой фации песчаниково-сланцевой толщей с проблематичной среднего-верхнего рифея (3). В результате анализа всех данных по докембрию Каракумо-Таджикской территории, Южному Тянь-Шаню и Индо-Памиру здесь выявлено два разновозрастных по степени метаморфизма и происхождению структурных комплекса: интенсивно смятый в складки архей-нижнепротерозойский и несогласно перекрывающий его в виде платформенного плаща - рифейский (зеленосланцевый). Нижний комплекс, в свою очередь, подразделяется на две толщи: нижнюю, метаморфизованную в амфиболитовой фации и верхнюю - в эпидот-амфиболитовой. Свинцово-изотопным методом установлен возраст нижней толщи, равный

2,5-2,9 (Гари) и 2,4-2,6 (Про-Западный Памир) млрд.лет, что соответствует архею. Основные структуры - куполовидные и удлиненные складки, осложненные сериями линейных крутых и опрокинутых структур с многочисленными складками течения, а также гранито-гнейсовые купола. В Западном Узбекистане для них характерно север-северо-западное простирание, в Гиссаре - субширотное, Каратегине и Северном Памире - северо-восточное, в Индо-Памирской области - субмеридиональное (36).

Верхняя толща с видимым согласием, но с азимутальным несогласием перекрывает нижнюю и представляет собой систему пологих линейных складок северо-западного простирания. Породы мелкоплойчатые с частыми пологими нарушениями. Характерен песчанисто-вулканогенно-сланцевый состав, метаморфизованный в эпидот-амфиболитовой фации. Местами встречаются железистые кварциты, широко развиты серпентиниты, незначительно гранитоиды. Возраст толщи - нижнепротерозойский (по стратиграфическому положению между породами архея и рифея). Сходство с так называемыми "зеленокаменными" геосинклиналями Русской платформы позволяет сопоставить их с ранними карелидами, складчатость которых насчитывает 1900-2000 млн.лет.

По нашему мнению, в дорифейскую эпоху происходил наложенный процесс гранитизации, а также формировались многочисленные массивы гранодиорит-гранитной формации. Возраст эпохи плутонической активизации (по возрасту флогопита юго-западного Памира), вычисленный рубидий-стронциевым методом (31) - приблизительно 1440-1600 млн.лет, амфиболитов ауминзганской свиты Аумизатау - 1300 млн. (последний определялся свинцово-изотопным методом).

Как известно, развитие поздних карелид связано с наиболее активной фазой магматической деятельности, в течение которой



1395

происходило образование крупных массивов гранитоидов (преимущественно гранитов). По радиологическим данным, возраст гранитоидов Балтийского, Индийского и Украинского щитов равен 2000-1300 млн. лет, гранитоидов собственно поздних карелид - 1860 - 1760 млн.

В связи с этим гранодиорит-гранитная формация Тянь-Шаня, Памира и Каракумо-Таджикского региона насчитывает, вероятно, не менее 1600 млн. лет.

Таким образом, окончательная "гранитизация" региона - позднекарельская. Залегающие выше отложения рифея метаморфизованы в фации зеленых сланцев и по отношению к геосинклинально-складчатому основанию составляют эпикарельский платформенный чехол.

Четкая приуроченность разных фаций метаморфизма (амфиболитовой - к архей, эпидот - амфиболитовой - к нижнему протерозою, зеленосланцевой - к рифею), несмотря на наложившийся более поздний герцинский и альпийский метаморфизм, может служить критерием при расчленении древних немых метаморфических толщ других регионов. Данная точка зрения совпадает с выводом Б.П. Бархатова (12) для докембрия Карпат-Крыма-Кавказа-Копетдага-Памира. Он писал, что "наиболее сильный докембрийский региональный метаморфизм присущ толщам ваханской серии; несколько слабее (преобладают кристаллические сланцы) метаморфизм Большого Кавказа и Центральной зоны Памира; фация зеленых сланцев характерна для докембрия фундамента Карпат, Горного Крыма, Малого Кавказа. Разные фации метаморфизма, вероятно, отражают ступени регионального метаморфизма разновозрастных эпох". Возраст ваханской серии он считает архей-нижнепротерозойским, кристаллических сланцев - ниже-среднепротерозойским, а зеле-

ных сланцев - верхнепротерозойским. По его мнению, вскрытые скважинами гранито-гнейсы и слюдяные сланцы Северо-Кавказского массива, обнажающиеся по рекам Малка и Кубань, следует отнести не к докембрию-нижнему палеозою, а к нижнему протерозою. Слюдистые сланцы с прослоями песчаников и алевролитов в Южном Ставрополье, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, могут оказаться верхнепротерозойскими.

Многие исследователи считают, что метаморфические породы Кавказа и Предкавказья сформировались в течение докембрию-нижнего палеозоя. Это резко противоречит новейшим данным, свидетельствующим об отсутствии в пределах Средиземноморья каледонской геосинклинальной складчатости, а также об относительно умеренной мощности палеозойских отложений и выдержанном характере формаций на больших площадях (М.В. Муратов, Дж. Штеклин, Б.П. Бархатов, Д.П. Резвой, В.Е. Хаин, А.А. Габриэлян и др.). Высокую степень метаморфизма нельзя объяснить и наличием герцинской складчатости, так как в пределах герцинид Южного Тянь-Шаня и Северного Памира степень метаморфизма палеозойских отложений не достигала фации зеленых сланцев.

Кроме того, образования архея Украинского щита прослежены бурением до г. Сальска (Азовский докембрийский выступ). Однако по расположению региональных магнитных аномалий можно судить о том, что фундамент почти всего Предкавказья архейского происхождения (30).

Образования архея смяты в систему складок северо-западного простирания и прорваны интрузивами гранитоидов. Этот план отображается региональными магнитными аномалиями. Одна из серий подобных аномалий прослеживается от Украинского щита через Ставропольское поднятие и далее через Карабогазгольский

сл.од (26), другая - от Воронежского через през Каракумский (А.А.Борисов). Не исключено, что здесь в магнитном поле отображается структурный план архейских протогессинклиналей.

Г.И.Амурский (8) также указывает на преобладание северо-западных (Тяньшаньских) простираний в восточной Туркмении. Постепенно (Северный Афганистан) они сменяются субширотными юго-западного направления.

Следовательно, основание Предкавказско-Каракумо-Таджикского региона представлено преимущественно наиболее древними и метаморфизованными породами, вероятно, архейского возраста. Нижнепротерозойские образования располагаются в Центральном Предкавказье (?), в полосе Южного Тянь-Шаня, Северного и Центрального Памира. По отношению к ним архейский комплекс являлся как бы древним срединным массивом.

Наличие древнего консолидированного основания хорошо подтверждается данными геофизики. Граничная скорость его поверхности, по данным гравиметрии и ГСЗ, - 5,9-6,1 км/сек. Совпадение нижней границы толщи амфиболитовой фации метаморфизма с преломляющим горизонтом - 6,4 км/сек (Ф.Х.Зуннунов), что хорошо согласуется со сейсмологическими данными. Так, Н.К.Булин (16) в Туркмении и Таджикистане выделил в гранитно-метаморфическом слое две преломляющие границы - горизонты А (6,0 км/сек) и А₁ (6,4-6,6 км/сек). Мощность слоя - в среднем около 4,5 км.

Ранее большинство исследователей отождествляло преломляющую границу с $v_r = 6000-6200$ м/сек с поверхностью складчатого палеозоя. Однако в настоящее время выше установлен еще один преломляющий горизонт с $v_r = 5300-6300$ м/сек, совпадающий с кровлей среднедевонских-нижнекарбонových известняков. Последние развиты только в краевых участках рассматриваемого

региона (Центральный Устарт, участки Газли-Бухарского района).

Архей-нижнепротерозойское основание характеризуется резко переменным магнитным полем ($\pm 150-300$ гамм), отражающим петрографическую неоднородность фундамента. По А.В.Глазуновой, сочетание в пределах Центрально-Каракумского свода положительных магнитных аномалий с аналогичными аномалиями силы тяжести свидетельствует о наличии плотных магматических пород основного и среднего составов.

Положительные аномалии проявляются над участками с преобладающим развитием метаморфических пород (9). Интенсивность их намагничивания непостоянна и часто превышает $500 \cdot 10^{-10}$ СГС. Поле интенсивностью $0,5-2,0$ мэ свидетельствует о наличии дорифейского комплекса пород. Местам развития мощного рифейско-палеозойского разреза соответствуют области спокойного пониженного поля.

В докембрии Юго-Западного Гиссара положительные аномалии широтного и северо-западного простираний менее интенсивны. Они прослеживаются с перерывами и разделены областями отрицательных или слабо положительных полей преимущественно изометричной формы. Над собственно докембрийскими комплексами архея устанавливается в основном отрицательное поле без четких линейных простираний (Байсунтау, Сурхантау, Чакчар).

Строение и состав платформенного комплекса

В разрезе платформенного комплекса различаются три чехла: 1) рифейско-нижнепалеозойский платформенный; 2) средне-верхнепалеозойский сингеосинклинальный субплатформенный; 3) мезозойско-кайнозойский сингеосинклинальный чехол молодой платформы (в данной работе не рассматривается).

Рифейско-нижнепалеозойский чехол. Рифейские отложения к югу от линии Николаева слагают эпикарельский платформенный чехол, прослеживающийся почти по всему Срединному и Южному Тянь-Шаню (В.Г.Королев, В.В.Киселев, М.А.Ахмеджанов, О.М.Борисов, Б.П.Бархатов, Е.И.Зубцов, В.Н.Огнев, А.А.Арипов) и в основании Кавказско-Памирской ветви Средиземноморского альпийского пояса. В отличие от М.В.Муратова (32), отнесшего их к складчатому основанию байкальского возраста. Б.П.Бархатов (12) считает их "платформеноидными".

В пределах же Предкавказско-Каракумо-Таджикского региона отложения рифея пока не обнаружены и можно полагать, что в это время он являлся источником сноса материала. Данный регион переживал платформенный режим и играл роль щита в венденском палеозое (включая силур и нижний девон).

Платформенный характер отложений палеозоя (кроме герцинских геосинклинальных трогов Передового хребта Кавказа, Эльбурса, Северного Памира, Кузнь-Луны) в настоящее время признается большинством исследователей Средиземноморского пояса (М.В.Муратов, В.Е.Хаин, Б.П.Бархатов, Д.П.Резвой, А.А.Габриэлян, Дж.Штеклин, А.Гансер). Предполагается также, что и под герцинскими трогами предгеосинклинальный чехол представлен платформенными (или "платформеноидными") формациями.

По представлениям Н.Г.Власова и А.Т.Тарасенко (21), платформенные или близкие к ним условия развития существовали в Южном Гиссаре до девона включительно. На это обстоятельство указывается в ряде наших работ, а также в работах В.Н.Ушакова, Н.А.Мазаненко, К.А.Набиева, Л.Б.Вонгаза.

П.Д.Виноградов (17) писал о широком развитии сингенетично сокращенных разрезов нижнего палеозоя в Южном Тянь-Шане, кото-

рые он отнес к "предгеосинклинальным осадочным образованиям".

Мы полагаем, что в рифее-нижнем палеозое лишь краевые части региона перекрывались отложениями эпиконтинентального моря.

Средне-верхнепалеозойский чехол. Только в герцинский цикл развития в связи с заложением геосинклинальных трогов Донбассо-Южно-Тяньшаньской ветви и системы прерывистых геосинклинальных пришовных (?) прогибов Кавказско-Северо-Памирской ветви Предкавказско-Каракумо-Таджикский регион отделился от геосинклиналей региональными глубинными разломами. Однако вплоть до нижнего карбона он являлся областью сноса и лишь в верхнем палеозое окончательно превратился в область погружения и накопления осадков.

Следует отметить весьма медленное и длительное погружение региона: если в центральной части на архейское консолидированное основание налегают отложения нижнего карбона (а не в сводах перми), то по направлению к герцинидам Южного Тянь-Шаня наблюдается постепенное налегание терригенно-карбонатных пород девона, отложений нижнего девона-силура и у самого шва разлома - ордовика и кембрия. Это совершенно не соответствует представлению о геосинклинальной природе данного структурного элемента.

Эпоха поднятия и размыва области от рифея до нижнего карбона исчисляется 1200-1400 млн. лет, в связи с чем представляется весьма закономерным наличие здесь выходов древнейших пород.

Расположение девонских карбонатных отложений только в краевых частях региона подтверждается отсутствием на большей части его преломляющего горизонта с $V_r = 5300-6300$ м/сек. По данным бурения, они встречаются в виде разрозненных блоков в Газли-Бухарском районе.

Отложения перми-нижнего триаса одни исследователи относят к верхнему структурному ярусу "складчатого палеозойского фундамента", другие - к платформенному чехлу, большинство же - к промежуточному или переходному (предчехольному) ярусу. Р.Г.Гарецкий (22) предлагает отнести их "к особому - метагеосинклинальному комплексу, который значительно отличается от собственно гессинклинального, но еще не может рассматриваться как типично платформенный".

В последние годы обращалось внимание на то, что вскрываемые скважинами и обнажающиеся в Юго-Западном Гиссаре терригенные отложения нижнего-среднего карбона слабо или почти не метаморфизованы. Между ними и отложениями пермо-триаса не существует четко выраженной сейсмической границы. Параметры, характеризующие плотность этих двух толщ и степень дислокаций (брахиструктуры, пологие складки и мульды), почти аналогичны. Общим толщам свойственно согласное и плащеобразное залегание. В связи с этим многие исследователи (А.А.Бакиров, Б.Б.Таль-Вирский, В.С.Князев, В.П.Гаврилов, Г.Х.Дикенштейн, К.Н.Кравченко и др.) к промежуточному ярусу причисляют отложения карбона.

На основе геофизических наблюдений Д.П.Касаткин (25) одним из первых указал, что породы верхнего структурного яруса (верхний девон-пермотриас) являются промежуточными между геосинклинальными и платформенными отложениями. Он обратил внимание на большое отличие их от сильно дислоцированных пород нижнего структурного яруса, магнитность которых варьирует в широких пределах, а средняя плотность достигает $2,75 \text{ г/см}^3$. Эти докембрийские образования Д.П.Касаткин относит к нижнему-среднему палеозою.

Анализ строения геомагнитного поля привел Г.И. Амурского (8) к выводу о том, что в основании Амударьинской синеклизы среднепалеозойские (девон, нижний карбон) и верхнепалеозойские (средний и верхний карбон, пермь, триас) толщи близки по составу. Досреднекарбовые (?) комплексы фундамента здесь значительно менее метаморфизованы, и в палеозое вся область развивалась как крупный синклинорий, в котором, судя по структурно-фациальной зональности этих отложений, интенсивность складчатости затухала к осевой, наиболее погруженной зоне, где "характер их залегания близок платформенному".

Таким образом, развиваемое нами с 1965 г. представление о платформенном характере осадков палеозоя на данной территории находит все более широкое признание.

В настоящее время целесообразно выделить три структурно-формационных типа разрезов сингеосинклинального чехла: краевые системы, наложенные вулканические дуги и собственно платформенный.

Краевые системы располагаются на севере и юге. Они образовались в результате активного воздействия геосинклиналей на жесткую раму. При этом формировались длительно развивающиеся прогибы. По типу формации и структуры они являются промежуточными между геосинклинальными и платформенными. На первых этапах (D_2-C_2) возникли пригеосинклинальные бассейны с терригенно-карбонатными и флишеидными формациями. Вслед за инверсией геосинклинального прогиба (C_3-T_1) здесь образовались передовые или тыловые прогибы с накоплением нижней и верхней молассовых формаций. Складки преимущественно прерывистого типа с надвигами и шарьяжами, нередко прорванные телами гранитоидов; характерны трубки взрывов базальтоидов,

типичные для платформы (Р.Б.Баратов, И.В.Мухин, М.М.Кухтиков).

На севере нами выделяются герцинская Манч-Мангышлакско-Гиссарская, на юге - герцинско-альпийская Предхопетдаго-Предпамирская краевые системы. Между ними развит платформенный тип разреза палеозоя. Здесь непосредственно на архейском фундаменте залегают карбонатно-терригенные отложения нижнего карбона, сменяющиеся выше главным образом терригенными формациями среднего-верхнего карбона и перми. В структурном отношении они представляют собой спокойные пологие складки *большого радиуса*. Гранитоидный магматизм проявлен локально (рисунок).

В полосе от Красноводского п-ва через Дарвазу до Гиссара в виде ореолов развит третий тип разреза. Он представлен преимущественно осадочно-вулканогенными образованиями карбона и перми среднего и кислого составов, сопровождающимися жерловыми субвулканическими телами и петрохимически сходными массивами гранитоидов. Преобладающая структура - горст-грабенная с наложенными вулканотектоническими депрессиями и кальдерами обрушения.

Особенности строения и состава позволили объединить вулканические ареалы в единую вулканическую дугу, названную нами Среднеазиатской. Ее возникновение связано с активизацией жесткого основания со стороны смежных герцинских геосинклиналей. Последние являются секущими и наложенными структурами. Описаны в Забайкалье, на Китайской платформе.

"Жесткость" данной территории выражается не только в пологой брахиформной складчатости отложений чехла, но и в наличии крупных блоков - неотектонических секторов. Границами их являются долгоживущие и конседиментационно развивающиеся раз-

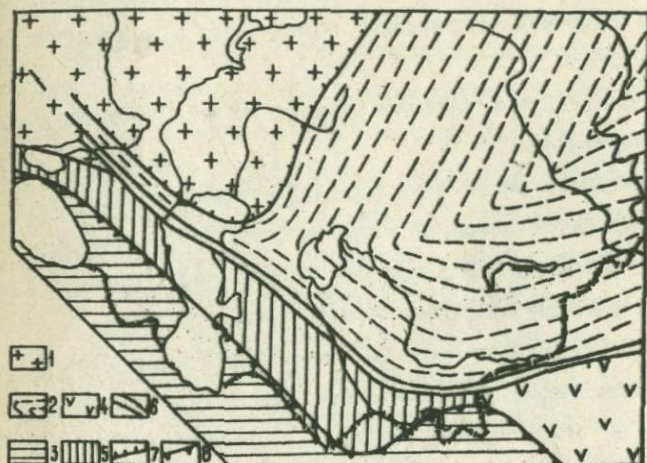


Схема юго-западной границы Урало-Монгольского
складчатого пояса:

1 - Восточно-Европейская платформа; складчатые
пояса: 2 - Урало-Монгольский; 3 - Средиземноморский;
краевые массивы: 4 - Таримский; 5 - Предкавказско-
Каракумо-Таджикский; краевые разломы: 6 - Маничско-
Мангылаксско-Дзюно-Тяньшаньский; 7 - Доббасо-Ураль-
ский; 8 - Среднеазиатский

лош, представленные в чехле флексурами или флексурно-обросовыми зонами и антиклинальными поднятиями.

Н.А.Кунии (28) показал, что в отложениях палеозойского промежуточного чехла в отличие от геосинклиналей степень дислоцированности отложений, как правило, уменьшается с увеличением мощности.

О негеосинклинальном происхождении отложений свидетельствуют следующие факторы:

1) формирование терригенных формаций преимущественно в условиях преобладания аэральная и субаэральная обстановок, в разобренных и разномасштабных прогибах разной конфигурации;

2) компенсационный характер тектонических структур с плавной (мульды, синеклизы, овальные прогибы) или резко (грабены разной масштабности) увеличивающейся мощностью отложений в направлении к центральным частям. В пространстве тектонические бассейны осадконакопления и области эрозии создавали мозаичную картину.

Многочисленными сейсмическими поисковыми работами МОВ в пределах палеозойского платформенного чехла установлено моноклинальное залегание пород и флексур, что свидетельствует о блоковых движениях. Чем меньше мощность чехла, тем больше проявлена разрывно-блоковая тектоника. При более значительных мощностях блоково-складчатые дислокации напоминают структуры платформенного типа (куполы, валы, своды, округлые и вытянутые впадины, приразломные прогибы и флексуры).

Предкавказье (26,30) до верхнего девона было областью поднятия и представляло собой подвижный южный борт Русской платформы. Только в среднем палеозое началось погружение и накопление сероцветной глинисто-терригенной толщи, переработанной

(как полагает большинство исследователей) раннегерцинской складчатостью. На размытой поверхности среднепалеозойской толщи обычно с угловым несогласием залегает красноцветная континентальная толща перми-нижнего триаса, слагающая центральные части грабенообразных прогибов Восточного и Центрального Предкавказья. Примечательно, что верхнюю толщу большинство исследователей относит либо к платформенному (В.Л.Егоян и др.), либо к переходному (М.Ф.Мирчинк, Н.А.Крылова, А.И.Летавин, Я.П.Маловицкий, А.А.Бакиров), либо к метагеосинклинальному (Р.Г.Гарецкий) комплексу, который по составу и строению сопоставим с пермо-нижнетриасовым Туранской плиты.

О необходимости отнесения равнинной части Крыма и Предкавказья к Русской платформе писали А.Д.Архангельский в 1923г. и Н.С.Шатский в 1946 г. Промежуточный (точнее платформенный) характер отложений перми-нижнего триаса в определенной степени доказан. Е.Д.Щерик (41) полагает, что и среднепалеозойские отложения можно отнести к платформенным формациям.

Негеосинклинальное происхождение описываемых отложений подтверждается принадлежностью их к сероцветной терригенной формации (26), слабой степенью метаморфизма (ранние стадии зеленосланцевой фации метаморфизма), плащеобразным залеганием на интенсивно дислоцированных и метаморфизованных породах докембрия, складчато-блоковым характером тектоники. Повышенная степень метаморфизма характерна лишь для областей развития позднекарбовых гранитоидных массивов (ядро Джико-Ставропольского антиклинория). Крутые углы падения устанавливаются обычно в приразломных участках и грабенах, нередко в ассоциации с дислоцированными толщами пермо-триаса и юрм.

По нашему мнению, карбонovo-пермско-нижнетриасовые отложения Предкавказья следует относить к платформенному типу.

В пределах поднятия Передового хребта развита краевая система герцинид, где на карбонатно-терригенных отложениях нижнего карбона резко несогласно залегает угленосная вулканогенная терригенная моласса среднего-верхнего карбона, а выше, с небольшим несогласием - красноцветная вулканогенно-терригенная толща перми общей мощностью до 5 км.

Мезозойско-кайнозойский чехол. Наличие субплатформенного герцинского фундамента в пределах рассматриваемого региона и складчатого в Южном Тянь-Шане, Приаралье, Центральном Устюрте обусловило характер накопления мезозойско-кайнозойских отложений.

Г.И.Амурский, Ю.Н.Хорошилов, О.В.Бараташевич и др. по особенностям внутреннего строения разделяют Туранскую эпигерцинскую платформу на два типа:

1) Каракумский - со сравнительно мощным и полным разрезом мезозойско-кайнозойских отложений осадочного чехла (Бухаро-Хивинская и Южно-Мангышлакско-Заунгузская области);

2) Кызылкумский - с сокращенным и мало мощным разрезом отложений осадочного чехла и намечающимися поднятиями докембрийско-палеозойских пород (Букантау, Кульджуктау, Тамдытау, Султануздаг и др.).

Следовательно, на мезозойско-кайнозойском этапе развития рассматриваемый структурный элемент по сравнению с соседними региональными структурами Тянь-Шаня, Копетдага и Памира являлся участком наиболее интенсивного прогибания и осадконакопления.

Таким образом, в строении Предкавказско-Каракумо-Таджикской структуры участвует архей-нижнепротерозойское кристаллическое основание, перекрытое герцинским (карбонovo-пермоким) и альпийским сингесинклинальными чехлами, по составу и строению близкими платформенному. В связи с процессами наложенной активизации здесь возникли вулканические дуги и ареалы, а также формировались телеорогенные массивы гранитоидов карбонovo-пермского возраста.

По своему строению описываемый регион напоминает активизированные окраинные участки древних платформ, в связи с чем авторы долгое время пользовались термином "активизированный выступ Русской платформы" (5). По существу это остаточный блок древней платформы, который ныне можно рассматривать как выступ Русской платформы, существенно активизированный наложенными процессами. Подобные структурные элементы В.Е.Хани предложил выделять как **к р а е в ы е м а с с и в ы**. В связи с этим мы предлагаем рассматривать Предкавказско-Каракумо-Таджикскую структуру в качестве краевого массива Русской платформы, а Таримский выступ как краевой массив Китайской платформы.

При этом исходят из того, что Урало-Монгольский пояс не соприкасается со Средиземноморским. От краевых массивов и Китайской платформы он на всем своем протяжении отделен глобальным линейментом, прослеживающимся на западе и востоке далеко за пределами Урало-Монгольского пояса. Поскольку значительная часть линеймента располагается в пределах Азии, мы предлагаем именовать его "Азиатским". Часть разлома (по юго-западной окраине Донбасса и Южного Тянь-Шаня)

была выделена ранее в качестве краевого Мангышлакско-Южно-Тяньшаньского (2), включающего на северо-западе Северо-Маньчжунский.

Восточным продолжением его следует считать разлом, отгибающийся с северо-запада Сулутерекский выступ докембрия. На востоке он срезается Теректинским разломом, являющимся юго-восточным продолжением Таласо-Ферганского. На северной окраине Таримского краевого массива прослеживается Кипчакский разлом.

Субпараллельно Мангышлакско-Южно-Тяньшаньскому разлому (на расстоянии 20-60 км) проходит еще один разлом. Между ними располагается Маньчжо-Гиссарский грабенообразный прогиб, заполненный орогенными формациями пермо-триаса, местами (Южный Гиссар) с карбонными крупными массивами гранитоидов и приразломными излияниями лав андезитов и базальтов.

Большое значение указанной пары разломов в развитии смежных структур отмечалось многими исследователями. Так, А.А.Бакиров рассматривает "Бухаро-Центрально-Мангышлакско-Донбасский линейный разлом" как "главную зону глубинных разломов эпипалеозойской платформы впа СССР".

Гиссарский глубинный разлом был впервые выделен С.К.Овчинниковым в 1946 г. как важнейшая структурная граница между Зарафшано-Гиссарской и Южно-Гиссарской зонами палеозойской Тяньшаньской геосинклинали.

Д.П.Резвой (39) считает, что Северо- и Южно-Гиссарский глубинные разломы, а также располагающиеся между ними "краевой вулканический пояс", образуют систему глубинных разломов, которая "на очень большом протяжении окаймляет с юга обширную область развития палеозойских геосинклиналей центральной части Азиатского материка. В Гиссарском хребте представлен только малый стрезок этого грандиозного глобального шва".

Н.Г.Власов (19) рассматривает Бухаро-Гиссарский разлом как границу между силурийско-девонской геосинклиналью Южного Тянь-Шаня и обширной платформой, составляющей единое целое с Индийской, Китайской и, возможно, Русской платформами. А.А.Богданов (10) считает, что южнее этой границы располагается крайней верхнепалеозойский вулканический пояс. К югу от последнего залегает докембрийский массив.

С юга и юго-запада Предкавказско-Каракумо-Таджикский крайний массив ограничен, вероятно, Среднеазиатским разломом (5), объединяющим Предгорнокрымский, Пшекиш-Тырынаузский, Северо-Предкопетдагский (Предкаракумский), Северо-Памирский разломы. Он является частью Евро-Азиатского планетарного шва, ограничивающего с севера Средиземноморский герцинско-альпийский подвижный пояс.

Л и т е р а т у р а

1. Абдуллаев Х. М., Борисов О. М., Лордкипанидзе Л. Н. Главнейшие рудно-петрографические провинции СССР. "Узб.геол.ж.", 1960, № 3.
2. Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых. В сб. "Методика составления металлогенических карт". Ташкент, изд-во "Наука", 1964.
3. Абдуллаев Р. Н. и др. Схема стратиграфии докембрия Узбекистана. В сб. "Стратиграфическое совещание по допалеозой и палеозой Казахстана". Алма-Ата, Институт геологических наук АН КазССР, 1971.
4. Арипов А. А. и др. Сочленение структур Урала,

Тянь-Шаня и Донбасса. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1969.

5. А х м е д ж а н о в М. А., Б о р и с о в О. М. Строение палеозойского фундамента Узбекистана и сопредельных территорий. В сб. "Орогенические пояса". Докл. сов.геол. на XXIII сессии МГК (проблема 3), М., изд-во "Недра", 1968.

6. А х м е д ж а н о в М. А. Геологическое строение палеозойского фундамента западной оконечности Южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1969.

7. А х м е д ж а н о в М. А. и д р. Основные черты строения и развития Южного и Срединного Тянь-Шаня. В сб. "Глубинное строение земной коры территории Узбекистана". Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1971.

8. А м у р с к и й Г. И. Региональная тектоника запада Средней Азии. Автореф. докт. дисс. Москва, 1972.

9. А р г у т и н а Т. А. и д р. Районирование магнитного поля запада Средней Азии. В сб. "Вопросы геологии Средней Азии". Л., ВСЕГЕИ, 1970.

10. Б о г д а н о в А. А. Тектоническое районирование палеозойид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня (статья вторая). Бюлл. МОИП, т. XI (6), 1965.

11. Б а к и р о в А. А. Главнейшие черты региональной тектоники Туранской плиты Средней Азии в связи с изучением закономерностей размещения на ее территории крупных нефтегазоносных областей. В сб. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., изд-во "Наука", 1965.

12. Б а р х а т о в Б. П. Очерк тектоники Альпийского складчатого пояса юга СССР. Изд-во ЛГУ, 1971.

13. Б о р и с о в О. М. О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня. "Узб. геол. ж.", 1962, № 2.

14. Б о р и с о в О. М. Типы прогибов Средней Азии. В сб. тезисов "Прогибы", Л., ВСЕГЕИ, 1966.
15. Б о р и с о в О. М. Курамино-Ферганский срединный массив и его положение среди герцинид Западного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1970.
16. Б у л и н Н. К. Строение земной коры в Туркмении по сейсмологическим данным. "Сов. геол.", 1965, № 12.
17. В и н о г р а д о в П. Д. О маломощных осадочных комплексах среди геосинклинальных толщ Южного Тянь-Шаня. В сб. "Вопросы геологии Средней Азии". Л., изд-во "Недра", 1970.
18. В я л о в О. С. Мезозойская (тихоокеанская) складчатость в Азии. В сб. "Труды ХУП сессии МГК, 1937 г.", т. П. М., ОНТИ, 1939.
19. В л а с о в Н. Г. Схема тектоники Памиро-Гималайского сектора Азии. В сб. "Вопросы стратиграфии палеозоя". Изд-во ЛГУ, 1969.
20. В л а с о в Н. Г., Г н и л о в с к и й Г. В. Древнейшие метаморфические образования Северного Памира. В сб. "Вопросы геологии Средней Азии". Л., ВСЕГЕИ, 1970.
21. В л а с о в Н. Г., Т а р а с е н к о А. Т. Составленные доюрской истории геологического развития Южного Гиссара и Северного Памира. В сб. "Вопросы геологии Средней Азии". Л., ВСЕГЕИ, 1970.
22. Г а р е ц к и й Р. Г. Тектоника молодых платформ Евразии. М., изд-во "Наука", 1972.
23. Д а л и м о в Т. Н., А й з е н ш т а т В. И. Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1972.

24. К а с с и н Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. ПСТ, 1934, № 6.
25. К а с а т к и н Д. П. Строение фундамента Северной Туркмении и Каракалпакии по данным геофизических исследований. "Сов.геол". 1960, № 1.
26. З а к о н о м е р н о с т и размещения нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР, т. П., под ред. А. А. Бакирова. М., Гостоптехиздат, 1964.
27. К н я з е в В. С. Фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты (состав, возраст, структура, история развития) в связи с проблемой нефтегазоносности. Автореф. докт. дисс. М., 1969.
28. К у н и н Н. А. Тектоника северной части Туранской плиты и комплексирование геофизических методов при исследованиях нефтегазоносных территорий. Автореф. докт. дисс. М., 1971.
29. Л е т а в и н А. И. Краткая литолого-петрографическая характеристика фундамента Предкавказья. Труды МИНХ и ГП, вып. 27, 1970.
30. М и р ч и н к М. Ф. и д р. Геотектоника Предкавказья. М., Гостоптехиздат, 1963.
31. М у р и н а Г. А., Х о р е в а Б. Я., Щ и г а л о в Н. Д. Становление и активизация метаморфических серий Юго-Западного Памира по геолого-петрографическим и радиологическим данным. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1965, № 8.
32. М у р а т о в М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. "Геотектоника", 1969, № 2.
33. П е й в е А. В., С и н и ц и н В. М. Некоторые ос-

новые вопросы учения о геосинклиналях. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1950, № 4.

34. Попов В. И., Филин Т. Д. Материковые блоки (провинции), ядра и междуядерные участки Средней Азии и Южного Казахстана. Зап. Узб. отд. ВМО, 1955, № 7.

35. Попова Н. А. и др. Метаморфизм и ультраметаморфизм в породах Гармского кристаллического массива. В сб. "Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания". Душанбе, изд-во "Дониш", 1971.

36. Перфильев Ю. С., Моралев В. М. Массивы древних кристаллических пород Индо-Памирской области. "Геотектоника", 1971, № 4.

37. Рудник Б. А., Соботович Э. В., Искандеров А. Д. Свинцово-изотопные отношения как основа периодизации докембрия. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1970, № I.

38. Резвой Д. П. Южный Тянь-Шань - краевая геосинклинальная система Урало-Монгольского складчатого пояса. Тезисы докл. "Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР". М., Изд-во АН СССР, 1972.

39. Резвой Д. П. К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня. Бюлл. МЛИП, т. ХУП (I), 1972.

40. Тарасенко А. Т. Гиссарский глубинный разлом по новейшим данным. В сб. "Вопросы геологии Средней Азии", Л., ВСЕГЕИ, 1970.

41. Щерик Е. А. Геология и газонефтеносность Западного Предкавказья. М., изд-во "Наука", 1964.

УДК 551.243+551.262(235.214)

О.И.Черных

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО
СТРОЕНИЯ ЗАПАДНОГО ОКОНЧАНИЯ ГИССАРСКОГО
ХРЕБТА И ЕГО ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГОВ^х)

В региональном структурном плане Средней Азии рассматриваемая территория располагается на стыке Южно-Тяньшаньской палеозойской геосинклинальной области и Каракумо-Гиссаро-Дарвазской древней плиты.

Геологическое строение и вопросы региональной тектоники освещены в работах Х.М.Абдуллаева и О.М.Борисова (1), В.А.Арапова и др. (2), М.А.Ахмеджанова и др. (3), Р.Б.Баратова (5), Д.П.Биноградова (6), В.Г.Гарьковца (7), Е.Н.Горецкой (9), Г.Х.Дикенштейна и К.Н.Кравченко (10), М.М.Кухтикова (15), С.К.Овчинникова (18), А.В.Покровского (19), В.И.Попова (20), Г.С.Поршнякова (21), Д.А.Рубанова (23), И.Х.Хамрабаева и др. (26), В.А.Хохлова (28) и др.

По мнению большинства исследователей, важнейшими домезозойскими структурными элементами в пределах рассматриваемой территории являются резко отличные в геологическом отношении

^х) Под термином "западное окончание Гиссарского хребта и его юго-западные отроги" автор понимает территорию, административно входящую в состав Калкадарьинской, Сурхандарьинской областей Узбекской ССР и Душанбинской области Таджикской ССР. Северная ее граница проходит по северному подножью Гиссарского хребта; на востоке она совпадает с р.Каратаг; на юге-с р.Сурхандарья; на западе ограничивается меридианом ст.Мукры - ст.Гувар.

две структурно-формационные зоны: Южно-Гиссарский каледоно-варисский краевой эвгеосинклинальный прогиб Южно-Тяньшаньской геосинклинали и Байсунский срединный массив. Основное внимание в отмеченных работах уделяется выяснению общих закономерностей развития структурно-формационных зон в целом, без детализации их структурных элементов.

В данной статье на основании многолетних личных исследований и анализа огромного фактического материала, собранного в последние годы различными исследователями, автор предпринимает попытку детализировать внутреннее строение ранее выделенных структурно-формационных зон региона.

Структурно-фациальная характеристика стратиграфических разрезов региона

В настоящее время существует большое количество различных методик и направлений формационного анализа, опирающихся на представления о "генетическом родстве пород", "похожести пород", "многократной повторяемости сходных сочетаний пород" и т.п. Классификация В.В.Белоусова, В.Е.Хаина, М.А.Ахмеджанова основывается на тектоническом принципе. В.И.Попов, М.А.Усов для построений используют формационно-генетические признаки, а Н.М.Страхов, Д.В.Наливкин, Л.Б.Рухия - физико-географические, тектонические и климатические. Н.П.Херасков, И.В.Хворова, М.В.Мурадов разделяют формации на три класса: платформенные, геосинклинальные и орогенные (эпиплатформенные, по М.В.Мурадову) с характерными признаками, свойственными каждому классу.

Разногласия среди авторов различных направлений возникает по поводу определения масштабности и границ формаций.

Так, В.И. Попов и М.А. Усов указывают на обязательное наличие перерывов на границах формаций. В.Е. Хаин считает, что для некоторых из них характерны многочисленные внутриформационные перерывы. При этом перерыв не всегда указывает на границу формации (например, флиш). Он является межформационным лишь тогда, когда совпадает с резкой литологической сменой пород. Смена формаций часто свидетельствует о существенном изменении тектонического режима в той или иной структуре. Поэтому последовательность формаций, свойственных данной структуре (т.е. "формационный ряд"), мы рассматриваем как литологическое выражение последовательности этапов развития данной структуры. Таким образом, сравнивая структуры по формационным рядам, мы можем сопоставлять их и по особенностям развития.

На основании тектонического анализа (изучение взаимосвязанных процессов осадконакопления, магматизма и структуры на различных этапах геологического развития территории, структурно-тектоническое расчленение и формационная типизация разрезов) составлена схема тектонического строения домезозойских структурных элементов региона (рис. I).

Складчатая структура Юго-Западного Гиссара сформировалась в результате тектонических движений протерозойского, палеозойского и альпийского циклов. Протерозойские отложения выделяются только в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Нижнепалеозойские образования развиты в северных районах, а средне- и верхнепалеозойские, хотя и имеют резкие отличия, распространены почти повсеместно. Мезозойско-кайнозойский структурный этап сложен осадочными толщами сублатформенного типа.

Протерозойский структурный

э т а ж. В составе разреза протерозойских метаморфических толщ встречаются разнообразные мигматиты, парагнейсы, микрогнейсы, кварциты, мраморы, амфиболиты, серицито-хлоритовые и серицит-хлорит-амфиболитовые сланцы общей мощностью свыше 6,5 км.

Внутренняя структура протерозойских толщ ввиду их глубокого метаморфизма остается спорной. В.А.Хохлов (28) подразделяет метаморфические образования юго-западных отрогов Гиссарского хребта на караташскую, диймалекскую, уруклинскую, аугинскую и маляндскую свиты докембрия. При этом в строении метаморфических толщ намечается пространственная зональность: по литологическим признакам уруклинская и диймалекская свиты (Чакчарские и Байсунские горы) соответствуют эвгеосинклинальному типу; караташская и маляндская (Сурхантауские горы) сформировались в условиях древнего геоантиклинального поднятия.

П а л е о з о й с к и й с т р у к т у р н ы й э т а ж. В структурном отношении подразделяется на нижне-, средне- и средне-верхнепалеозойский ярусы.

Нижний структурный ярус (догеосинклинальный комплекс) сложен раннекембрийской вулканогенно-карбонатно-терригенной и ордовик-среднекембрийской карбонатно-терригенной формациями общей мощностью 0,8-1,8 км, которые характеризуются кремнисто-карбонатно-терригенным составом и отсутствием значительных вулканогенных толщ. Как правило, нижнепалеозойские отложения встречаются в виде тектонических блоков или ксенолитов. Фрагментарность распространения отложений догеосинклинального комплекса затрудняет выявление тектонической обстановки в раннем палеозое.

Формирование среднего структурного яруса (геосинклиналь-

ный комплекс) в Юго-Западном Гиссаре протекало в течение силура - среднего карбона. Стратиграфически геосинклинальный комплекс разделяется на два подъяруса. Нижний сложен силурийской спилито-кератофировой и группой карбонатно-терригенных формаций. Литолого-петрографический состав слагающих толщ и их мощность характеризуются резкой изменчивостью в пространстве и во времени. Причем на северных склонах и приосевой части Гиссарского хребта развиты "сокращенные" разрезы геосинклинальных поднятий, а на его южных склонах "полные" разрезы седиментационных мульд. По фациальному принципу среди "сокращенных" разрезов можно выделить терригенно-кремнисто-карбонатный и карбонатный типы. "Полные" представлены вулканогенным спилито-кератофировым, терригенно-карбонатным, карбонатным и вулканогенно-карбонатным типами.

В строении верхнего структурного подъяруса, сформировавшегося в нижнем - среднем карбоне, устанавливаются терригенно-карбонатная, кремнисто-карбонатная, вулканогенно-карбонатно-терригенная, спилито-андезитовая и липаритовая формации. Как видно из изложенного, в разрезе верхних частей геосинклинального комплекса широко распространены вулканогенные образования. На протяжении длительной истории формирования ниже-среднекаменноугольных вулканитов намечаются два цикла с закономерным последовательным изменением состава пород от более основных к кислым. Первый - раннекаменноугольный - начинается излиянием андезито-дацитовых лав и завершается образованием туфов липаритовых порфиров. Второй - ранне-среднекаменноугольный - начинается излиянием базальтов и заканчивается формированием андезито-дацитов. Преобладающее значение и наибольшую мощность

вулканогенные толщи имеют в полосе развития глубинных разломов на южных склонах Гиссарского хребта и в его юго-западных отрогах.

Образование вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ в нижнем и среднем карбоне перемежалось с внедрением интрузий гипербазитов (серпентинитов) и габбро-диоритов.

Верхний структурный ярус (орогенический комплекс) отделяется от лежащих ниже резким угловым несогласием, расположенным в основании московского яруса среднего карбона, и является качественно новым тектоническим этапом развития палеозойской структуры региона. Главная особенность состава отложений орогенического комплекса — широкое распространение обломочных и грубообломочных накоплений молассы или флиша.

Первые по строению и составу подразделяются на вулканогенные, грубообломочные и флишеидные. Вулканогенная морская моласса среднего состава распространена лишь в разрезах орогенических прогибов начала позднего палеозоя и приурочивается к южному обрамлению Южно-Гиссарского эвгеосинклинального прогиба. Грубообломочная располагается на периферии бывшего Северо-Гиссарского геосинклинального поднятия Южно-Гиссарской зоны и по краю Караташского стабильного горста Байсунского срединного массива. По мере удаления от поднятий в сторону прогибов грубообломочная моласса сменяется флишеидной.

В истории развития палеозойской тектонической структуры региона движения средне-позднекаменноугольного цикла являлись основными, причем главными были позднекаменноугольные. Одновременно с горообразованием в значительных масштабах протекала магматическая деятельность с формированием многофазного плутона.

В конце позднего карбона территория превратилась в складчатую страну.

В раннепермское время вдоль древних глубинных разломов активизировалось палеозойское складчатое основание. В локальных прогибах происходило образование вулканогенной андезитодацит-липаритовой формации. Активизация сопровождалась внедрением послескладчатых интрузий лейкократовых гранитов. Завершился палеозойский цикл формированием красноцветной континентальной молассы пермско-триасового возраста.

В конце позднего палеозоя, претерпев дополнительную консолидацию, рассматриваемая территория превратилась в платформу.

Тектоническое районирование, характеристика складчатых и разрывных структур

Предлагаемая схема тектонического районирования (рис. 2) составлена на основе новейших исследований, в том числе и наблюдений автора, касающихся стратиграфии, магматизма и тектонического строения мезозойских толщ региона. Для более достоверного выделения структурных единиц в отложениях палеозоя под мезозойско-кайнозойским чехлом нами проанализированы материалы региональных геофизических исследований.

При районировании Юго-Западного Гиссара мы полагали, что южные склоны Гиссарского хребта по геологическому строению и тектоническому режиму отличаются от его юго-западных отрогов. Придерживаясь построений В.Г. Гарьковца (7), мы относим южные склоны Гиссара к Южно-Гиссарской структурно-формационной зоне, а юго-западные отроги - к Байсунской. При этом первая представляет собой каледоно-варисский эвгеосинклиальный прогиб Южно-Тянь-

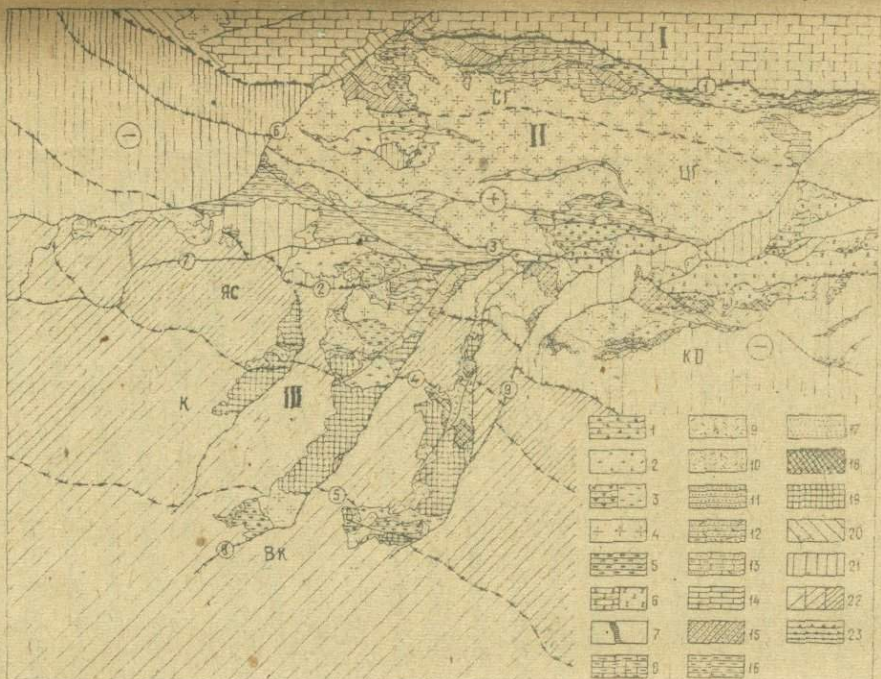


Рис.2. Тектоническая схема территории юго-западного окончания Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов (составил О. И. Черных с использованием материалов Узбекского и Таджикского геологических управлений; интрузивные формации по Р.Б. Баратову, Е.Н. Горещкой, М.М. Исмухамедову, Д.А. Рубанову, И.Х. Камрабаеву).

I-Зарафшано-Гиссарский каледоно-варисский мезогеосинклиналиный прогиб. II-Южно-Гиссарский каледоно-варисский эвгеосинклиналиный прогиб (СГ-Северо-Гиссарское геосинклиналиное поднятие; ЦГ-Гиссарская подзона Центрального структурного шва; КД-Кштут-Дуузакский пограничный прогиб). III-Байсунский срединный массив (ЯС-Иккабаг-Сангардакский окраинный грабен; К-Караташский стабильный блок; ВК-Вахшивар-Кайраковский внутренний грабен).

формации пород. Группа орогенических формации: 1-континентальная моласса; 2-интрузии лейкократовых гранитов; 3-континентальная андезито-дацито-липаритовая (а-покровные фации, б-субвулканические фации или порфировая серия); 4-базальтовые граниты; 5-морская моласса. Группа геосинклиналиных формаций: 6-спилито-андезитовая (а-покровные фации, б-субвулканические фации или порфиритовая серия); 7-интрузии серпентинитов; 8-терригенно-карбонатная; 9-липаритовая; 10-терригенно-вулканогенно-карбонатная; 11-терригенная; 12-вулканогенно-карбонатно-терригенная; 13-кремнисто-терригенно-карбонатная; 14-карбонатная; 15-карбонатно-терригенная; 16-спилито-кератофировая (зеленокаменная); 17-кремнисто-карбонатно-терригенная; 18-вулканогенно-карбонатно-терригенная (амфиболито-гнейсовая). Группа формаций протерозойского метаморфического фундамента: 19-кварцито-амфиболито-гнейсовая. Платформенный мезозойско-кайнозойский чехол: 20-на структурах Зарафшано-Гиссарской зоны; 21-на структурах Южно-Гиссарской зоны (а-Северо-Гиссарская подзона, б-Центрально-Гиссарская подзона, в-Кштут-Дуузакская подзона); 22-на структурах Байсунской зоны (а-Иккабаг-Сангардакская подзона, б-Караташская подзона, в-Вахшивар-Кайраковская подзона).

Тектонические границы: 23-разломы (а-глубинные, совпадающие с границами структурных зон; б-глубинные, совпадающие с границами структурных подзон; в-верхнепалеозойские диагональные сдвиги, обновленные в мезозойско-кайнозойскую эпоху). Название разломов: I-Зарафшано-Гиссарский, 2-Гиссаро-Байсунский, 3-Богаянский, 4-"Эффузивный", 5-Лоджирбулакский, 6-Лянгарский, 7-Тайдалашский, 8-Байсунский, 9-Сурхантауский. Поперечные блоки: (+) положительные, (-) отрицательные

шаньской геосинклинальной области, а вторая является срединным массивом — периферией древней Каракумо-Гиссаро-Дарвазской плиты.

Южно-Гиссарская зона

В намеченных нами границах (см. рис. 2) Южно-Гиссарская зона охватывает осевую часть Гиссарского хребта, его северные и южные склоны и представляет собой южную окраинную эвгеосинклинальную зону каледоно-варисского геосинклинального пояса Южного Тянь-Шаня. Данная зона как эвгеосинклинальный прогиб Южного Тянь-Шаня, заложенный на протерозойском основании и непрерывно развивающийся с различной интенсивностью, в течение всего палеозоя, рассматривалась ранее Д.П.Виноградовым (6), В.Г.Гарьковцом (7), С.К.Овчинниковым (18), Г.С.Поршняковым (21) и др. От расположенной севернее Зарафшано-Алайской миеосинклинальной зоны Южного Тянь-Шаня Южно-Гиссарская отделяется крупным глубинным разломом, известным под названием Гиссарского (8, 18), Главного Гиссарского (15), Арало-Гиссарского (10), Северо-Гиссарского (19), Гиссаро-Зарафшанского (30), а от смежного на юге Байсунского срединного массива — „Краевым глубинным разломом Юго-Западного Гиссара“ (19), Южно-Гиссарским (18), Гиссаро-Байсунским (30).

В геологическом строении рассматриваемой зоны участвуют кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные и пермские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные формации общей мощностью 8 км. От распространенных севернее разновозрастных формаций Зарафшано-Алайской зоны они отличаются сокращенными разрезами в раннегеосинклинальном и широ-

ким развитием вулканических образований в геосинклинальном комплексе.

Магматическая деятельность в Южно-Гиссарской зоне проявилась в силуре - перми и выразилась в формировании закономерного ряда базальтоидных и гранитоидных формаций (5,9,11,23,26).

Основные особенности развития магматизма показаны на рис. I. Наиболее полный набор магматических формаций установлен в Южно-Гиссарской зоне; в Байсунском срединном массиве интрузивные породы представлены меньшим количеством разновидностей.

В Южно-Гиссарской структурно-формационной зоне выделяются палеозойский и мезозойско-кайнозойский структурные этажи. Первый подразделяется на нижний (догеосинклинальный комплекс), средний (геосинклинальный) и верхний (орогенический) структурные ярусы. Характеристика строения и фациальной изменчивости отдельных формаций в пределах зоны рассматривалась выше. Все отмеченные особенности геологического строения Южно-Гиссарской зоны характеризуют ее как типичный эвгеосинклинальный прогиб. На разных этапах развития устанавливается тенденция к расширению зоны за счет вовлечения окраин Байсунского срединного массива.

По особенностям геологического строения и структурной позиции мы выделяем в Южно-Гиссарской зоне тектонические структуры более дробного порядка: Северо-Гиссарское геоантиклинальное поднятие, Гиссарский Центральный структурный шов и Кштут-Дуузахский пограничный прогиб.

Северо-Гиссарское периферическое геоантиклинальное поднятие территориально совпадает с северными склонами Гиссарского хребта и представляет собой узкую (20-30 км) структуру протя-

женностью 100-120 км. Оно возникло, вероятнее всего, в силуре и продолжало существовать до позднего карбона. В его строении участвуют нижний (догеосинклинальный), средний (геосинклинальный) и верхний (орогенический) структурные ярусы. Комплекс догеосинклинальных формаций представлен карбонатным и терригенно-карбонатным типами, сформировавшимися в сравнительно глубоком прогибе. В дальнейшем, начиная с силура, здесь накапливались переменнo карбонатно-терригенные, терригенно-карбонатные и вулканогенно-карбонатно-терригенные формации геосинклинального или геоантиклинального рядов. В орогенический цикл формационное различие рассматриваемой территории и смежных областей нивелировалось и в них формировались однотипные моласовые отложения. В позднем палеозое район представлял собой устойчивое поднятие и подвергался интенсивному размыву. По степени подвижности рассматриваемая территория является слабо подвижной "карбонатно-терригенной" геоантиклинальной структурой внутри эвгеосинклинальных прогибов.

Гиссарская подзона "центрального структурного шва" территориально соответствует осевой части Гиссарского хребта. В структуре Южно-Гиссарского эвгеосинклинального прогиба зона шва занимает ее центральную часть и генетически связана с крупным Гиссарским глубинным разломом (6).

Обнажающиеся на поверхности палеозойские образования в рассматриваемой структуре Южно-Гиссарской зоны представлены только средним (геосинклинальным) и верхним (орогеническим) ярусами. Геосинклинальный комплекс сложен зеленокаменной силито-кератофировой, кремнисто-карбонатно-терригенной, вулканогенно-карбонатной и спилито-андезитовой формациями. Большинство из них характеризуется относительной полнотой разрезов и

максимальными для Южного Гиссара мощностями.

В эрогенический структурный ярус входят морская моласса, позднекаменноугольные гранитоидные интрузии и локально распространенная андезит-дацит-липаритовая формация.

В составе молассового комплекса преобладают грубовалунные горизонты; распространены вулканогенные породы среднего и кислого составов, кремни и известняки.

Характерная черта рассматриваемой структуры - полнота проявления позднекаменноугольного интрузивного комплекса. Здесь в результате интенсивно протекавших процессов магматизма сформировался крупный многофазный Гиссарский плутон. Внедрение интрузий протекало при понижении основности пород от древних фаз к молодым (габбро-диориты-гранодиориты-биотитовые граниты-лейкократовые граниты). Более поздние лейкократовые интрузии отличаются линейной формой, резкими секущими контактами и отсутствием контактовых роговиков.

Отмеченные особенности строения, полнота разрезов и фациальные особенности распространенных формаций характеризуют подзону как структуру шовного прогиба.

Кштут-Дузахская подзона представляет собой окраинный прогиб, возникший в пограничной области на стыке Южно-Тяньшаньского геосинклинального пояса и жесткой глыбы Байсунского срединного массива. Структурное положение этой территории обусловило своеобразное сочетание и смежность формаций, присущих звгеосинклинальным прогибам и срединным массивам.

Строение палеозойского этажа резко отличается от ранее описанных структур. Так, комплекс догеосинклинальных формаций здесь представлен вулканогенно-терригенным и карбонатно-тер-

ригенными типами. Геосинклинальный ярус сложен зеленокаменной спилито-кератофировой, карбонатной, вулканогенно-карбонатно-терригенной, вулканогенно-карбонатной, липаритовой и спилито-андезитовой формациями. Таким образом, в составе яруса преобладают вулканогенные образования. Максимум вулканической деятельности совпадает с каменноугольным периодом. Намечаются ранне-каменноугольный (липаритовый) и ранне-среднекаменноугольный (спилито-андезитовый) циклы формирования вулканитов. При этом активность вулканических процессов увеличивается с запада на восток. Вулканогенные образования спилито-андезитовой формации тесно ассоциируют с интрузиями основных и ультраосновных пород. Последние пространственно тяготеют к южной периферической окраине структуры и совпадают с зонами Гиссаро-Байсунского и Боганьского глубинных разломов.

Строение орогенического структурного яруса в рассматриваемой области в общих чертах аналогично подобным образованиям подзоны "центрального структурного шва".

Ниже приводится краткая характеристика складчатых и разрывных структур Южно-Гиссарской зоны.

Согласно существующим представлениям, осевая часть Гиссарского хребта, его северные и южные склоны относятся к одноименному антиклинорию. В его пределах можно выделить две структуры второго порядка: Северо-Гиссарскую антиклинальную и Южно-Гиссарскую синклинальную зоны. Первая охватывает площадь Гиссарского хребта и его северные склоны, вторая включает южные склоны и район сочленения хребта с юго-западными отрогами.

Гиссарская антиклинальная зона территориально соответствует Северной структурно-формационной подзоне Южного Гиссара.

и представляет собой обширное поднятие. На северо-западе оно осложнено Ховатской синклинали, западной визейской вулканогенно-осадочной и верхнекарбоновой молассовой толщами.

Центральная и Южная структурно-формационные зоны располагаются в пределах Южно-Гиссарской синклинали, включающей в себя Кштутскую, Тамшущскую, Такаунарскую синклинали; Шатрутскую и Чормагольскую антиклинали. Складки имеют субширотное простирание при общем западном погружении. Их крылья асимметричны: южные - более крутые с развитыми осложняющими складками и сериями разломов. Наиболее крупная из них - Кштутская антиклиналь - асимметричная складка с осложненным северным крылом, срезанным к западу широтным сбросом. На востоке ось синклинали смещается диагональным разломом к юго-западу на I-I,5 км. Тамшущская синклиналь представлена только пологим (30-40°) северным крылом, упирающимся в Южно-Гиссарский разлом. Фрагменты южного крыла угадываются в породах примыкающей южной подзоны. Шатрутская антиклиналь устанавливается в осадках нижнего, среднего карбона и силура. В ядре ее размещаются мелкие интрузивные тела гранодиоритов, гранитов, плагиогранитов, реже лейкократовых гранитов. Южное крыло антиклинали вблизи свода имеет крутые (до обратных) углы падения и осложнено субширотным сдвигом.

Разломы рассматриваемой территории можно разделить на три основные группы:

- 1) ранние доскладчатые крутопадающие разломы субширотного простирания;
- 2) соскладчатые субширотные чешуйчатые разломы типа взбросо-сдвигов с относительно пологими углами падения;

3) пучок крутопадающих разломов типа сбросо-сдвигов юго-западного направления.

К первой группе относятся глубинные разломы, заложенные в раннем палеозое, обусловившие в дальнейшем своеобразное размещение осадочных, вулканогенных, интрузивных и рудных образований в структурно-формационных зонах. Во вторую входят складчатые сдвиги, взбросы, надвиги, развивающиеся на крыльях антиклинальных и синклинальных складок. Третью группу составляют верхнепалеозойские разломы, возникшие в период активизации складчатой страны и обновленные в альпийское время.

Байсунский срединный массив

В современном эрозионном срезе массив обнажается в виде отдельных фрагментов на территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта. На севере граница его с Южно-Гиссарской зоной фиксируется Южно-Гиссарским (8, 19), или Гиссаро-Байсунским (30) глубинным разломом. На юге, по геофизическим данным, он прослеживается под мощной толщей мезозойско-кайнозойских отложений до широты г. Термеза. Здесь его граница совпадает с намеченной И.Е.Губиным "границей передовой зоны Тянь-Шаня". Восточное отклонение массива от Дарвазской плиты устанавливается в Кулябской котловине; западная граница остается неясной - вероятно, она проходит по Бухарскому глубинному разлому. Из сказанного видно, что Байсунский срединный массив в нашем понимании можно сопоставить с выделенным ранее В.А.Николаевым (17) и В.Н.Крестниковым (14) Южно-Таджикским срединным массивом, а также с древним Каратегинским поднятием В.И.Полова (20) и Гиссарским срединным массивом Х.М.Абдуллаева (1).

Рассматриваемый массив характеризуется типичным для подобных структурных областей (I, 24) четко выраженным двухъярусным строением.

Его кристаллический фундамент сложен глубоко метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях протерозойскими карбонатно-терригенными, флишoidalными и вулканогенными формациями, ассоциирующими с небольшими телами гнейсо-гранитов, габбро-диабазов и гипербазитов.

По данным А.В.Покровского (19) и В.А.Хохлова (28), комплекс первоначально был метаморфизован в позднем протерозое (604-696 млн.лет), однако свойственный ему облик он приобрел в каледонскую эпоху (460-480 млн.лет), когда слагающие его осадочные и вулканогенные образования претерпели повторный метаморфизм, сопровождавшийся явлениями ультраметаморфизма и внедрением раннекаледонских интрузий палингенных гранитоидов.

Выявленные особенности вещественного состава, метаморфизма, магматизма и тектонических структур кристаллического фундамента привели В.А.Хохлова (28) к выводу о том, что последний является глубоко эродированной коренной частью орогена, возникшего в результате инверсии докембрийского эвгеосинклинального прогиба.

Сравнительно маломощный палеозойский чехол Байсунского срединного массива, образовавшийся в период его герцинской активизации, сложен ранне-среднекаменноугольными геосинклинальными вулканогенными (липаритовой и спилито-андезитовой) формациями, средне-позднепалеозойской морской молассой и раннепермской континентальной андезито-дацит-липаритовой (порфировой) формацией. Они объединяются в средний (геосинклинальный комплекс) и верхний (орогенический) структурные ярусы палеозойско-

го этажа, в общем совпадающие с соответствующими ярусами Южно-Гиссарской зоны. Однако свойственные последней нижнекаменноугольные осадочные и вулканогенно-осадочные формации здесь вытеснены мощными туфогенными образованиями липаритовой формации; базальтоидные эффузивы спилито-андезитовой формации развиты незначительно, а интрузивные комплексы представлены лишь небольшими телами.

Как видно из приведенных данных, Байсунский срединный массив можно отнести к срединной массе первого рода (I7), что соответствует срединному массиву субплатформенного типа (I).

Сопоставление кристаллического фундамента Байсунского срединного массива с Каратегинским и Дарвазским (28) показало их принципиальное сходство. Поэтому мы считаем, что первоначально они составляли единую древнюю Каракумо-Гиссаро-Дарвазскую жесткую плиту, представляющую собой южное обрамление Южно-Тяньшаньской геосинклинальной области.

В начале среднего палеозоя Байсунский срединный массив был разбит на ряд блоков-ступеней горст-грабенного облика. В тектонической структуре массива мы выделяем субшироко ориентированный Караташский стабильный блок, обрамленный Яккабаг-Сангардакским и Вахшивар-Кайрацким наложенными грабен-синклинальными прогибами.

Северная подзона, или Яккабаг-Сангардакский окраинный грабен, представляет собой отколовшуюся глыбу Байсунского срединного массива, переработанную герцинскими движениями. На территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта подзона охватывает северную часть Яккабагских, Чакчарских, Байсунских и Сурхантауских гор. На севере она отделяется от Южно-Гиссарской зоны

Гиссаро-Байсунским глубинным разломом, а на юге от Караташского горста - "Эффузивным". Характерная особенность рассматриваемой площади - максимальное развитие в ее пределах нижнекарбонových: вулканогенных толщ кислого состава. Кроме того, залегающие выше породы спилито-андезитовой формации отличаются здесь преимущественно карбонатно-кремнистым составом при незначительной доле вулканитов.

В структурном отношении подзона представляет собой крупную грабен-синклиналиную структуру северо-западного направления. В ее поперечном сечении намечается сложная система асимметричных (с более крутыми юго-западными крыльями) осложняющих складок. В пределах ступени при господствующем субширотном простирании их осей часто встречаются изогнутые коленоподобные в плане и разрезе поперечные флексурные перегибы. На этих участках юго-западные или южные крылья складок приобретают крутое (70-90°) падение. Подобное явление, с нашей точки зрения, свидетельствует о поперечно-глыбовой природе фундамента. Отмеченная закономерность обуславливает значительную роль ранее созданной структуры фундамента при образовании дальнейших тектонических элементов. Однако сходство структурного плана фундамента и перекрывающего чехла мы не рассматриваем как зеркальное повторение дислокации. Особенности развития этих структур определяются их формированием в течение различных этапов тектонического развития при неодинаковых условиях и интенсивности.

Караташский стабильный горст в древней структуре Байсунского срединного массива занимает центральное положение. Он оконтоурен с севера, "Эффузивным", с юга - Ходжирбулакским глубинным разломами.

Караташский горст сложен гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами протерозоя, прорванными интрузиями кварцевых диоритов и двуслюдяных гранитов среднего палеозоя. На его окраинах в ряде понижений, обусловленных ступенчатыми смещениями по системе разрывов зоны „Эффузивного“ и Ходжирбулакского разломов, в резко сокращенных разрезах залегают маломощные отложения нижнего и среднего карбона, представленные липаритовой и молассовой формациями. В локальных понижениях на каменноугольных вулканогенных отложениях с резким угловым несогласием располагаются красноцветные конгломераты и песчаники континентальной молассы.

Выявленные особенности вещественного состава, метаморфизма, магматизма и тектоники Караташского стабильного горста свидетельствуют о том, что он представляет собой наиболее глубоко эродированную часть древних протерозойских толщ региона. В течение длительного времени эта территория являлась устойчивым геоантиклинальным поднятием, служившим источником терригенного материала для смежных впадин и прогибов.

Кюжная подзона - Вахшивар-Кайракский внутренний грабен-синклинальный прогиб - в геологическом строении и структуре имеет много общего с описанным ранее Яккабаг-Сангардакским окраинным грабен-синклинальным прогибом. В его пределах широко развиты вулканогенные образования липаритовой и спилито-андезитовой формаций. В дальнейшем, начиная со среднего карбона, в рассматриваемой подзоне образовалась крупная депрессионная структура, заполнявшаяся морской молассой. В конце позднего палеозоя в локальных наложенных прогибах сформировалась андезит-дацит-липаритовая формация.

О соотношении структурных элементов и металлогенической зональности в Юго-Западном Гиссаре

Рассматриваемая территория совпадает с окраиной Южно-Тяньшаньского металлогенического пояса (8). В ее пределах выделяются Южно-Гиссарская и Байсунская металлогенические зоны. В Южно-Гиссарской найдены вольфрам, олово, золото, ртуть, редкие и рассеянные элементы, медь (4, 12, 29). Металлогенический профиль Байсунского срединного массива характеризуется колчеданно-полиметаллическим оруденением (29).

Выделяемым нами более дробным структурным элементам указанных зон свойственна четкая металлогеническая специализация. В Северо-Гиссарской подзоне развиты скарновые шеелит-молибденитовые и пегматитовые проявления (вольфрам, молибден и др.); в Центрально-Гиссарской - мелкие кварцево-молибденит-касситеритовые и пегматитовые (молибден, вольфрам, олово, цезий и др.); в Кштут-Дуузахской - медноколчеданные (медь, цинк, свинец, золото). В Яккабаг-Сангардакской подзоне Байсунского срединного массива располагается ряд колчедано-полиметаллических месторождений (цинк, свинец, медь, золото, серебро, висмут). В Караташской и Вахшивар-Кайракской подзонах встречаются мелкие рудопроявления колчедано-полиметаллических руд.

Более дробное расчленение ранее известных структурно-формационных зон и выделение разделяющих их глубинных разломов позволяет выполнить некоторые очень важные металлогенические построения. Так, Яккабаг-Сангардакский окраинный грабен активизированного Байсунского срединного массива, особенно зоны „Эффузивного“ разлома, характеризуется наличием промышленных колче-

данно-полиметаллических месторождений. Структурно-тектоническая позиция этой территории и другие геологические особенности могут служить надежными критериями для перспективной оценки на полиметаллы других районов Гиссара.

С нашей точки зрения, дальнейшие структурно-тектонические исследования целесообразно связать с изучением металлогении региона. Такой подход позволит четко определить площади для поисков колчеданно-полиметаллических руд и других полезных ископаемых.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л л а е в Х. М., Б о р и с о в О. М. Об особенностях развития срединных массивов. "Сов.геол.", 1963, № 8,
2. А р а п о в В. А. и др. Геолого-структурные условия размещения магматических формаций Узбекистана. В сб. "Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания". Душанбе, изд-во "Дониш", 1971.
3. А х м е д ж а н о в М. А., Б о р и с о в О. М., Ф у з а й л о в И. А. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1967.
4. Б а й м у х а м е д о в Х. Н., З а к и р о в Т. З., Х а л и к о в С. М. Принципы металлогенического анализа и составления крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт (на примере рудных районов Юго-Западного Узбекистана). В сб. "Металлогения Тянь-Шаня". Фрунзе, изд-во "Илим", 1968.
5. Б а р а т о в Р. Б., К у т и и е ц В. А. Магматические комплексы Центрального Таджикистана. В сб. "Материалы II Среднеазиатского регионального петрографического совещания".

Душанбе, изд-во "Дониш", 1971.

6. В и н о г р а д о в Д. П. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан). В сб. "Тектоника Памира и Тянь-Шаня". М., изд-во "Недра", 1964.

7. Г а р ь к о в е ц В. Г. Схема геологического районирования допалеозойских образований Узбекской ССР и прилегающих районов. М., изд-во "Недра", 1965.

8. Г а р ь к о в е ц В. Г. и д р. Опыт металлогенического районирования Узбекистана на структурно-формационной основе. В сб. "Металлогения Тянь-Шаня". Фрунзе, изд-во "Илим", 1969.

9. Г о р е ц к а я Е. Н., М о р о з е н к о К. Н. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). Петрограф. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 4.

10. Д и к е н ш т е й н Г. Х., К р а в ч е н к о К. Н. Некоторые черты тектоники запада Средней Азии. М., Изд-во ВНИГНИ, 1970.

11. И с а м у х а м е д о в И. М., К у п ч е н к о П. Д., В а с и л е в с к и й Б. Ф. О последовательности развития магматизма и некоторые вопросы металлогении в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. В сб. "Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана". Ташкент, изд-во "Наука", 1965.

12. К а р п о в а Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. "Сов.геол.", 1959, № 8.

13. К е н з и н И. А. Схема тектонического районирования Юго-Западного Гиссара в герцинской структуре. В сб. "Геология и рудоносность палеозоя Южного Узбекистана". Ташкент, изд-во "Наука", 1965.

14. К р е с т и к о в В. Н. История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. Душанбе, изд-во "Дониш", 1968.
15. К у х т и к о в М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе, изд-во "Дониш", 1968.
16. М а р к о в с к и й А. П. Зарафшано-Гиссарская горная область. Тр. ТПЗ, Л.-М., Изд-во АН СССР, 1937.
17. Н и к о л а е в В. А. О некоторых чертах строения и развития подвижных поясов земной коры. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1953, № 2.
18. О в ч и н н и к о в С. К. Южно-Гиссарская структурно-формационная зона и Гиссарский глубинный разлом. Изд. отд. геол.-хим.-техн. наук АН ТаджССР, вып. I, 1959.
19. П о к р о в с к и й А. В. О краевом глубинном разломе Юго-Западного Гиссара (Южный Тянь-Шань). "Узб. геол. ж.", 1963, № 6.
20. П о п о в В. И. Ядра и межъядерные зоны Средней Азии - основа ее геологического районирования. В сб. "Тектоника Памира и Тянь-Шаня". М., изд-во "Наука", 1964.
21. П о р ш н я к о в Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс. Л., 1968.
22. Р е з в о й Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы, т. I. Изд-во Львовского гос. ун-та, 1959.
23. Р у б а н о в Д. А. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1968.
24. С л а в и н В. И., Я р а н о в Д. А. Срединные массивы Европейской части альпийской геосинклинальной области. Докл.

сов. геологов на XXI сессии МГК (Проблема 18). М., Изд-во АН СССР, 1960.

25. Х а и н В. Е. Общая геотектоника. М., изд-во "Недра", 1973.

26. Х а м р а б а е в И. Х. и др. Магматические комплексы Узбекистана и их металлогеническая специализация. В сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. УШ. М., изд-во "Наука", 1967.

27. Х е р а с к о в Н. Т. Тектоника и формации. М., изд-во "Недра", 1967.

28. Х о х л о в В. А. Геология и некоторые вопросы метаморфизма докембрийского метаморфического комплекса восточных отрогов Гиссарского хребта. Ташкент, изд. ТашПИ, 1970.

29. Ч е р н ы х О. И., Г о л о в ч е н к о А. Е., Ш а я к у б о в Т. Ш. Основные черты металлогении Гиссарского колчеданно-полиметаллического района. В сб. "Металлогении Тянь-Шаня". Фрунзе, изд-во "Илим", 1968.

30. Ч е р н ы х О. И. Схема тектонического районирования докембрийских образований западного окончания Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов. В сб. "Геология рудных районов и месторождений Средней Азии, методы их изучения и разведки". М., изд-во "Недра", 1972.

Х.Р.Рахмагуллаев, А.К.Каямов,
Г.И.Журавлев

О СВЯЗИ БЛОКОВОЙ ТЕКТОНИКИ, МАГМАТИЗМА И
МЕТАЛЛОГЕНИИ ГОР КУЛЬДУЖУКТАУ

Своеобразие и сложность геологического строения гор Кульджуктау, широкое развитие магматизма и постмагматических процессов давно привлекают внимание многих исследователей. На их территории были выявлены проявления разнообразных полезных ископаемых (золото, графит, никель, ртуть, редкие земли и др.).

К настоящему времени в районе уже выполнены крупномасштабные геолого-съёмочные (Я.Б.Айсанов, Д.И.Егоров и др.), геофизические (Г.И.Журавлев и др.) и тематические (Х.М.Абдуллаев, И.Х.Хамрабаев, М.Ш.Шарафиев, Г.Г.Лихойдов, А.Каямов и др.) работы, в результате которых выяснено тектоническое строение и расчленены докембрийские осадочно-метаморфические и магматические породы.

Однако отдельные вопросы геологии, в частности, связь блоковой тектоники, магматизма и металлогении в литературе освещены слабо.

Впервые вопрос о блоковом строении района поднял Я.Б.Айсановым. В горах Кульджуктау он выделил пять блоков, ограниченных соответственно разломами субширотного простирания - Окузкакским, Северо-Кульджуктауским, Шайдаразским, Центрально-кульджуктауским, Южно-Кынгиртауским. Наиболее приподнятыми блоками считаются первые два, заключенные между Окузкакским и Шайдаразским разломами, остальные в разной степени опущены. Шайдаразский блок по простиранию резко варьирует. В пределах каждого

широко развита пликативная и осложняющая ее дизъюнктивная тектоника. Это особенно характерно для третьего и четвертого блоков.

По материалам крупномасштабных гравиметрических и аэромагнитных съемок последних лет и данным геолого-геофизических наблюдений нами пересмотрено и уточнено тектоническое строение района. Состав и возраст осадочно-метаморфических и магматических пород, слагающих район, приводятся в таблице.

Основная складчатая структура палеозойского комплекса, сформировавшегося в конце девона, — Кульджуктауский синклинорий. Ядро и крылья его осложнены дополнительными складками, наиболее крупными из которых являются Таушанская, Изакудукская, Актастинская, Султанбинская, Туркментауская, Северо-Кульджуктауская, Янгиказганская, Северо-Тозбулакская и другие антиклинали и разделяющие их Джуракудукская, Туркмен-Казганская, Башгунсумдинская и другие синклинали. Перечисленные структуры характеризуются северо-западным простиранием и представлены узкими (0,7-10 км) асимметричными линейно-вытянутыми складками длиной от 7 до 85 км.

Дизъюнктивные нарушения представлены, главным образом, сбросами, взбросами и надвигами.

На основе геофизических данных с учетом геолого-тектонических особенностей палеозойского фундамента устанавливается сложнблоковое строение района гор Кульджуктау и выделяются три геоструктурных блока — Бельтауский (западный), Тозбулакский (центральный) и Таушанский (восточный; рисунок).

Границы блоков устанавливаются по смене структуры гравитационного поля, изменению его интенсивности, смене простираний аномалий силы тяжести. Формы блоков совпадают с границами

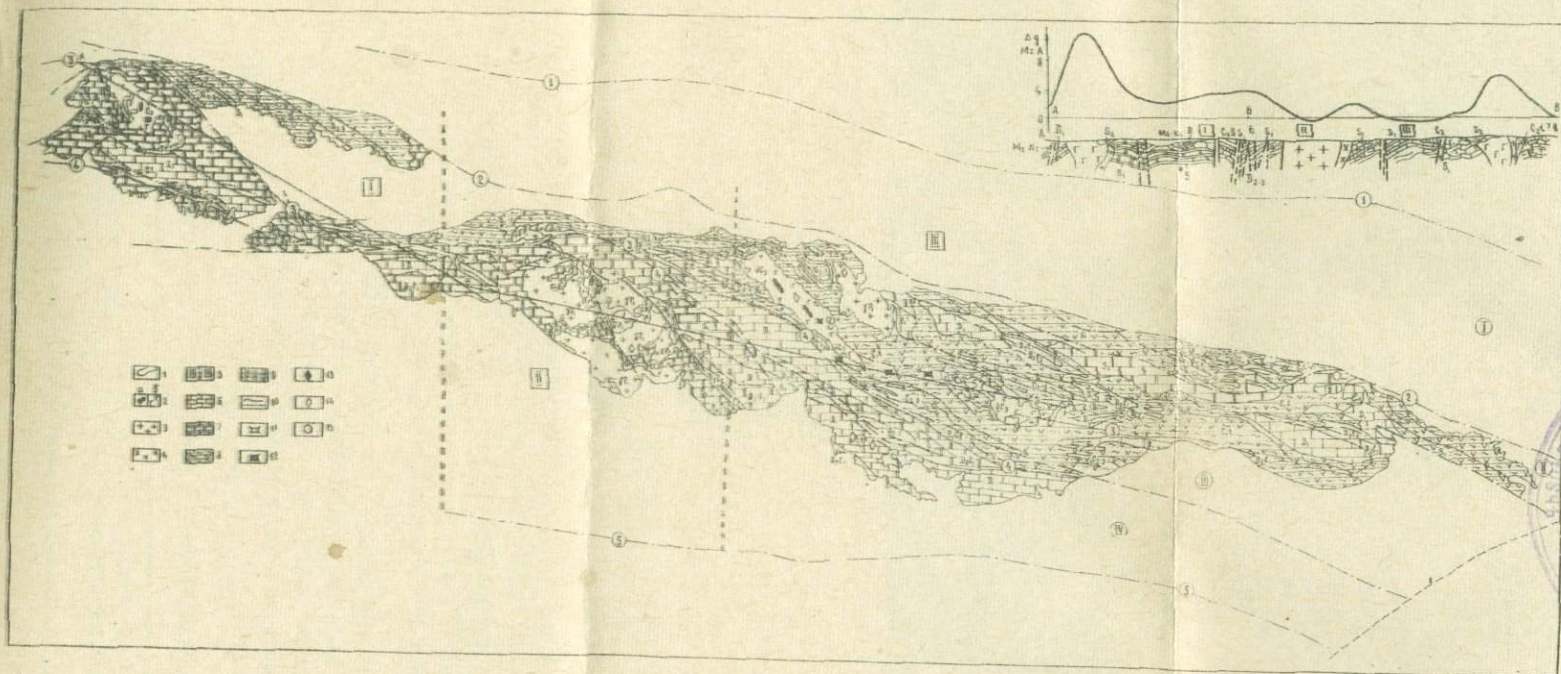


Схема геологического строения гор Кульдуктау

I - Контуры выходов докембрийских образований; 2 - породы: а) ультраосновного, б) основного состава; 3 - гранитоиды; 4 - нефелиновые сиениты; 5 - условные границы разделения на геоструктурные блоки по геолого-физическим данным; 6 - карбонатные образования; 7 - кремнисто-карбонатные образования; 8 - песчано-сланцевые отложения; 9 - терригенно-вулканогенные сланцевые образования; 10 - профиль. Рудные формации: II - графит-никель-кобальтовая; I2 - графитовая; I3 - тантало-ниобатовая; I4 - редкометалльная; I5 - ртутно-рудная.

Римские цифры в кружочках - номера геологических блоков, выделенных Я.Б. Айсановым.

Римские цифры в квадратиках - номера геологических блоков: I - Бельтауский; II - Товбулакский; III - Таушанский.

Арабские цифры в кружочках - разломы (I - Окузакский; 2 - Северо-Кульдуктауский; 3 - Шайдаразский; 4 - Центральнокульдуктауский; 5 - Кынгиртауский)



Характер распределения геологических образований и эндогенной
рудной минерализации в геоструктурных блоках гор Кульдзуктау

Геолого-структурно-металлогеническая характеристика

Б л о к и

Бельтауский : Тозбулакский : Таушанский
:(западный) : (центральный) : (восточный)

СТРАТИГРАФИЯ

О р д о в и к с к а я с и с т е м а (O₂₋₃)

Сланцы, песчаники, известняки, конгломераты, гравелиты, алевролиты, кремнистые породы, кварцевые порфиры и порфириты основного состава, туфы трахидацитового состава, фельзит-порфиры, андезитовые порфириты и их пепловые туфы

+ - - + + - + + +

С и л у р и й с к а я с и с т е м а

Лландоверийский ярус (S_{1n}):

карбонатный разрез - известняки;

+ + + - - - + + +

терригенный разрез - песчаники, гравелиты, эффузивные породы с линзовидными прослоями известняков, конгломератов, алевролитов, аргиллитов

- - - + + + + - -

Венлокский ярус (S_w) - известняки, кремнистые породы, доломиты, песчаники, алевролиты, сланцы

+ + + + + + - - -

Геолого-структурно-металлогеническая характеристика	Б л о к и		
	Бельтауский (западный)	Тозбулакский (центральный)	Таушанский (восточный)
Лудловский ярус (S_{1d}) - известняки, доломиты	+++	+++	+++
Д е в о н с к а я с и с т е м а			
Нижний отдел (D_1) - известняки, доломиты	++-	++-	+++
Нижнеэффельский ярус (D_{2e_1}) - известняки, доломитизированные известняки, кремни	++-	+++	+++
Верхнеэффельский - живетский ярусы (D_{2e_2-g}) - кремнисто-кварцевые яшмовидные породы, кварцитовидные песчаники, сланцы, известняки	+--	++-	+++
Верхний отдел (D_3) - известняки	---	---	+++
К а м е н н о у г о л ь н а я с и с т е м а			
Турнейский ярус (C_{1tur}) - известняки, кремнистые породы	+--	---	+++
Визейский ярус (C_{1v}) - известняки	---	---	+++
Таушанская свита (C_{2tsh}) - песчаники, алевролиты, сланцы, гравелиты, кремни, известняки, туфогравелиты, андезитовые порфириты, липарито-дацитовые порфиры, туфы и лавы липаритового состава	++-	+--	+++
Камыстинская свита ($C_{2m_2} - C_{3km}$) - гравелиты, конгломераты, песчаники, сланцы, валунники	---	---	+++

Геолого-структурно-металлогеническая характеристика

Б л о к и

Бельтауский:Товбулакский Таушанский
:(западный) :(центральный) :(восточный)

ТЕКТОНИКА

Преимущественное простирание главных плинативных структур - северо-западное	+++	+++	+++
главных дизъюнктивных:			
субширотное	+--	++-	+++
северо-западное	+++	+-	++-
субмеридиональное	++-	+++	+-

МАГМАТИЗМ

Среднекаменноугольный гипербазит-базитовый комплекс (никеленосная перидотит-норит-габбровая формация)	+++	++-	+++
Верхнекарбоновый гранитоидный	+--	+++	++-
Пермский (?) нефелино-сиенит-гранитовый	---	+++	---
Верхнепермский дайковый порфирит - спессартитовый (диабазовые порфириты, микродиабазы, диоритовые порфи- риты, кварцевые диоритовые порфириты, микродиориты, спессартиты)	++-	+++	+-

Геолого-структурно-металлогеническая характеристика

Б л о к и

Бельтауский : Тозбуланский : Таушанский
:(западный) :(центральный) :(восточный)

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Графит-никель-кобальтовая

На контакте габброидов с известняками силура, в гранат-пироксен-воластонитовых скарнах;

Минералы: графит-бравойт, никелистый пирит, виалорит, гередорфит, вазсит, пентландит, пирротин, халькопирит и др.;

+++

+--

Ведущие элементы: графит, никель, кобальт, медь, платина;

Элементы-примеси: палладий, радий, золото и др.

Графитовая

В гранитах, на контактах гранитов со сланцами, известняков со сланцами, редко в гранат-пироксен-воластонитовых скарнах;

Минералы: графит, пирротин, пирит, халькопирит;

Ведущий элемент - графит;

+++

+-

+++

Элементы-примеси: никель, кобальт, медь, сурьма, мышьяк, цинк, свинец, золото, серебро

Б л о к и

Геолого-структурно-металлогеническая характеристика

Бельтауский (западный) : Тозбулакский : (центральный) : Тауанский (восточный)

Тантало-ниобатовая

В фенитизированных, грейзенизированных гранитах;

Минералы - тантало-ниобаты;

Ведущие элементы: тантал, ниобий, цирконий, редкие земли

--- + + + ---

Родковоземельная и редкометалльная

В пегматитах, сларнах на контакте гранитов с известняками нижнего девона;

Пегматиты: сподит-микроклиновые, мусковит-микроклиновые, микроклин-альбитовые и альбитовые;

Минералы: касситерит, вольфрамит;

Ведущие элементы: акцессорные литий, рубидий, цезий, лантан

Элементы-примеси: тантал, ниобий, олово, молибден, бериллий, галлий, иттрий, иттербий (акцессорные)

+ - - + + - + + +

Золоторудная

В кварцевых жилах и прожилках, на контакте доломитов и габбро (Бельтауский интрузив);

В гранитах (Тозбулакский и Тауанский интрузивы), известняках нижнего девона и песчано-сланцевых отложе-

+ - - + - - + + +

Б л о к и

Геолого-структурно-металлогеническая характеристика

Бельтауский :Тозбулакский :Таушанский
:(западный) :(центральный):(восточный)

ниях (таушанская свита);

Простирание жил: меридиональное и субмеридиональное
субширотное

+++ +++ +--
--- --- +++

Околорудные изменения: окварцевание, сульфидизация,
серицитизация, хлоритизация;

Минералы: кварц, пирит, арсенопирит, золото;

Ведущий элемент - золото;

Элементы-примеси: мышьяк, серебро, сурьма, вольфрам,
медь, свинец

Сурмяно-золото-серебряная

В кварцевых жилах среди доломитовых известняков силура
и девона, реже в углесто-графитовых сланцах карбона и
ордовика;

Околорудные изменения: окварцевание, доломитизация,
графитизация;

Минералы: кварц, антимонит, пирит, золото, блеклые
руды (?);

Ведущие элементы: сурьма, серебро, (золото);

Элементы-примеси: свинец, цинк, медь, селен

--- --- +++

Ртутно-рудная

В карбонатных жилах и прожилках, в известняках лудловского яруса (S₂) и нижнего карбона, реже в кварцевых прожилках в сланцах;

Простирание субмеридиональное, северо-восточное, субширотное;

Околорудные изменения: карбонатизация, доломитизация и окварцевание, слабая сульфидизация в экранирующей кремнистой породе;

Минералы: кальцит, кварц, доломит, киноварь, метацинобарит (?), антимонит (реже);

Ведущий элемент - ртуть;

Элементы-примеси: золото, селен, сурьма, мышьяк, молибден, хром, ваданий, титан, никель

+ - - + - - + + +

П р и м е ч а н и е: + + + - преимущественное развитие;
 + + - - частичное; + - - - редкое;
 - - - - отсутствие

распространения геологических образований, зон разломов, развитием магматических пород равного состава и возраста.

Граница, отделяющая Бельтауский блок от Тозбулакского, проводится нами в субмеридиональном направлении в районе кол. Дзаманъяр, а восточная (между Тозбулакским и Таушанским блоками) — в районе кол. Учкудук.

На современном эрозионном срезе эти границы пространственно совпадают с тектоническими контактами разновозрастных (девон-силур) осадочно-метаморфических образований и подтверждаются отдельными фрагментами в горах Ачинзатау, где они оконтуривают аналогичный по строению Тозбулак-Ауминзатауский геоструктурный блок.

Правомерность разделения района на геоструктурные блоки определяется многими факторами (см. таблицу ...), наличие которых обусловлено различной степенью подвижности и эродированности на данном эрозионном срезе отдельных геоструктурных блоков, характеризующихся одинаковой историей развития.

Тозбулакский блок по сравнению с остальными является наиболее эродированным, а центральная часть Таушанского более эродирована, чем Бельтауский ^{x)}.

В результате анализа данных о площадном распределении базитов (гипербазитов и гранитоидов) выявлено, что первые обнаружены в Бельтауском и Таушанском блоках, вторые — в Тозбулакском. В Бельтауском и Таушанском блоках вскрываются лишь апикальные части гранитоидов.

Такие же образцы располагаются, видимо, и проявления продуктов верхнепермского порфирит-дайкового комплекса, а также

^{x)} В данном случае степень эродированности определяется, главным образом, по отношению к магматическим образованиям верхнего палеозоя.

рудные формации, генетически или парагенетически связанные с упомянутыми плутоническими образованиями. Щелочные породы нефелиново-сиенит-гранитового комплекса отмечаются только в пределах Товбулакского геоструктурного блока, но признаки фенитизации гранитоидов встречаются и в остальных блоках, что указывает на наличие в глубине пород этого комплекса.

О большей эродированности и приподнятости Товбулакского блока свидетельствует также присутствие лишь отдельных фрагментов отложений девона и карбона.

Об интенсивности, степени и порядке проявления эндогенных рудных формаций по геоструктурным блокам можно судить по схеме геологического строения гор Кульдзуктау с элементами металлогении (см. рисунок и таблицу).

Основная масса графит-кобальтовой формации размещена в районе Бельтауского блока и в меньшей мере в Таушанском. Генетически и пространственно она связана с базит-гипербазитовым комплексом.

В Товбулакском блоке графитовая формация развита слабо и пространственно приурочена к базитовой формации гранитоидного комплекса и зонам развития постмагматизма.

Продукты тантал-ниобатовой формации, связанной с деятельностью двуслюдяных гранитов, на данном зрелищном срезе проявляются лишь в пределах Товбулакского блока. Однако не исключено, что они будут обнаружены и в более глубоких частях Таушанского.

Редкоземельная и редкометалльная минерализация развита, главным образом, в районе Таушанского блока и, по-видимому, приурочена к двуслюдяным гранитам и продуктам нефелиново-сиенит-гранитового комплекса.

Основная масса золото- и ртутнорудных формаций размещена в районе Таушанского блока.

Ртутнорудная минерализация района, по мнению одного из авторов (5), генетически связана с золоторудной и ее проявления относятся к неперспективным. Это подтверждается заключением Я.В. Айсаялова о том, "... что все известные в настоящее время точки со ртутной минерализацией приурочены к участкам, где процессами глубокой эрозии, вместе с эрианирующими терригенными образованиями таушанской свиты, развиты значительные части рудопоявлений". Правда, он считает, что богатые ртутные руды залегают под, якобы, эрианирующими отложениями таушанской свиты в известняках силура и девона центральной части одноименного блока.

Согласно нашим представлениям, это едва ли допустимо, так как в указанной части блока в отложениях таушанской свиты, доломитовых известняках силура и нижнего девона, углисто-графитовых сланцах ордовика, измененных гранитах и диоритах широко развиты проявления кварцево-пирит-арсенопирит-золоторудной и кварцево-антимонит-серебряно-золоторудной формаций, сопровождающиеся окислительными изменениями (окварцевание, пиритизация, карбонатизация, серицитизация, доломитизация, графитизация и березитизация). По минеральному и геохимическому составу эти проявления относятся к антимонитовой и полисульфидно-золоторудной фациям, а также к верхам арсенопирит-золоторудной (по Х.Р. Рахматуллаеву).

Поэтому золоторудные точки района, особенно Таушанского блока, проявляются, по-видимому, в верхних частях отмеченных золоторудных формаций. Следовательно, перспективы района на золото значительно расширятся.

Установленные А.И. Даутовым и В.М. Абдуллаевым в дайковых диорит-порфировых породах в качестве аксессуаров киноварь, шевелит, золото и пирит, свидетельствуют о связи золоторудных, а следовательно, и ртутнорудных формаций района с порфирит-опесчаритовым дайковым комплексом. Кроме того, широкое распространение аксессуарного шевелита в четвертичных образованиях района дает основание предположить наличие вольфрамового сырья.

Таким образом, описанные геологические и металлогенические различия между выделенными геоструктурными блоками являются одним из важных критериев для обоснования перспективных площадей на некоторые полезные ископаемые и способствуют выбору направления поисково-разведочных работ.

Л и т е р а т у р а

1. Абдуллаев Х. М. О генезисе Тасказганского месторождения графита (Западный Узбекистан). ДАН СССР, т.65, 1949, № 2.
2. Айсанов Я. Б. Тектоника палеозойских образований гор Кульджуқтау. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1971.
3. Ахмеджанов М. А. и др. Состав и строение палеозойского фундамента Узбекистана, т. I. (Западный Узбекистан). Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1967.
4. Егоров А. И. О золоторудной минерализации гор Кульджуқтау. "Узб. геол. ж.", 1971, № 5.
5. Лавинов А. К. Петрография и минералого-геохимические особенности Тозбулакского массива гранитоидов и щелочных пород (Центральный Кульджуқтау, Юго-Западные Кызылкум). Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1969.

6. К а в м о в А. К. Турмалиносодержащие граниты гор Кульд-жуктау. Зап. Узб.отд., ВМО, вып.25, 1972.

7. Р а х м а т у л л а е в Х. Р. О связи золоторудных и ртутирудных формаций Южного Тянь-Шаня. "Узб.геол.ж.", 1970, №4.

8. Ш а р а ф и е в М. Ш. Петрография изверженных пород Бельтау (Кульджуктау) и некоторые вопросы генезиса Тасказганского месторождения графита. Автореф.канд.дисс. Ташкент, 1954.

9. Х а м р а б а е в И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

10. Х а м р а б а е в И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов на примере Узбекистана. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1969.

II. Х а м р а б а е в И. Х. и д р. Гранитоидные формации Узбекистана. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1970.

УДК 551.734.31.5 (235.216.1)

Н.И.Ишназаров

СТРАТИГРАФИЯ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОР НУРАТАУ И ТАМДЫТАУ

Отложения среднего и верхнего девона, представленные главным образом карбонатными и редко терригенными фациями, широко распространены в горах Нуратау и Тамдытау.

Стратиграфию средне-верхнедевонских отложений в последние годы изучали многие исследователи, в том числе и автор (4,6). В статье приводятся новые данные по осадочным образованиям среднего и верхнего девона Западного Узбекистана (рисунок).

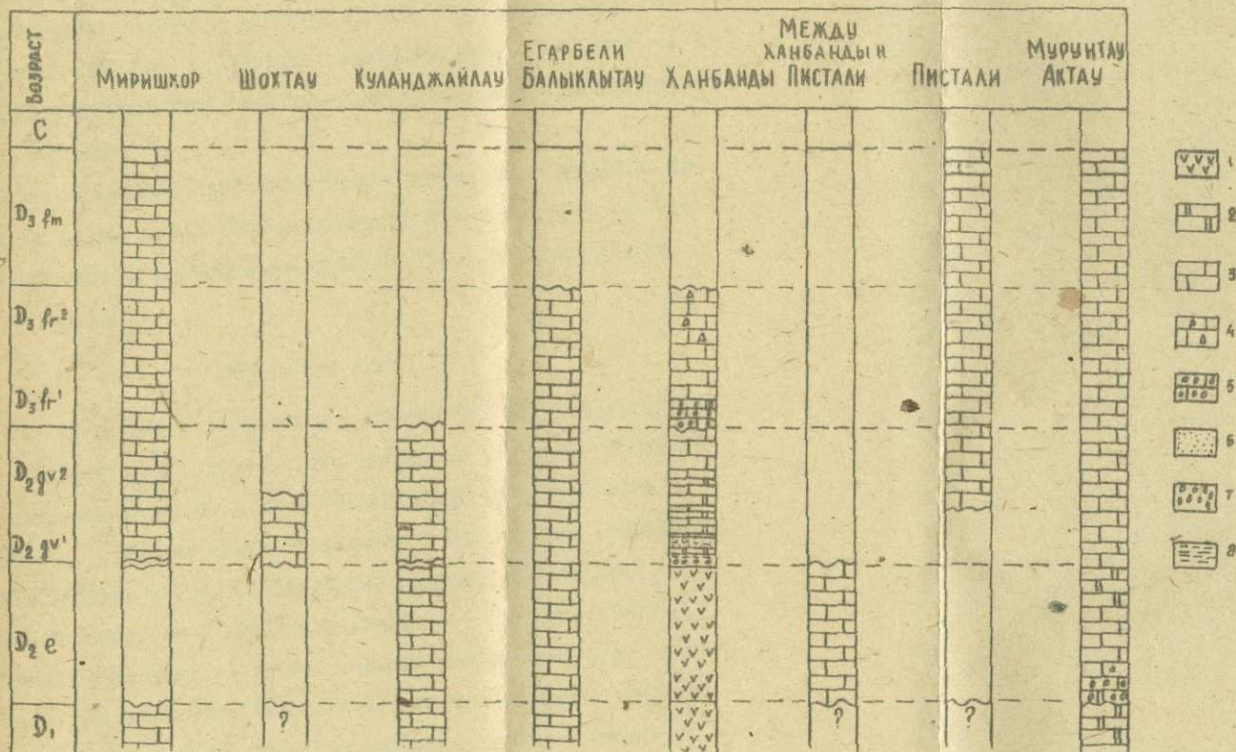


Схема сопоставления разрезов среднего и верхнего девона гор Нуратау и Тамдытау:

I - эффузивы кислого состава; 2 - доломиты; 3 - известняки; 4 - известняки брекчиевидные; 5 - известняки конгломератовидные; 6 - песчаники; 7 - конгломераты; 8 - алгалициты

Средний отдел

В пределах Северного Нуратау в составе среднего отдела девонской системы отчетливо различаются отложения эйфельского и живетского ярусов, представленные преимущественно карбонатными породами. В Северном Нуратау нормальные стратиграфические взаимоотношения среднего девона с нижним пока достоверно не установлены. Однако нормальные взаимопереходы возможны в мульде Куланджайляуской синклинали на западном окончании Северного Нуратау.

В горах Тамдытау среднедевонские отложения с размывом залегают на толще нижнего девона без видимого несогласия. Местами размыв сопровождается базальными конгломератами в основании эйфельского яруса.

Эйфельский ярус

Отложения этого возраста в пределах Северного Нуратау пока не установлены. Условно к ним относятся массивные серые известняки, обнажающиеся в ядре Куланджайляуской синклинали и известняки, развитие между Писталитау и Ханбандитау, обнаруженные В.Д.Чехович в 1947 г. Последние содержат брахиоподы: *Streptorhynchus devonicus* d'Orb., *Delthyris superstes* Barr., *D. irbitensis* Tschern., *Spirifer subtiro* Scup., *Eospirifer vetustus* Eichw., *Trematospira(?) baschirica* Tschern. Видимая мощность описываемых отложений - 75 м, их взаимоотношения с ниже- и вышележащими породами не установлены.

В западном окончании Балыкытау в серых органогенных зернистых известняках автором установлен комплекс брахиопод *Gypidula procerula* Barr., *Chonetes verneuili* Barr., *Leiorhynchus(?)* sp., *Leviconchidiella(?)* sp., *Atrypa desquamata* Sow. cf. var. *totaen-*

sis Khod., *Atrypa cf. rejevskii* Khod., *Atrypa cf. spinosaeformis* Khod., *Atrypa scaberbra* Khod., *Carinatina signifera* Schnur., *Carinatina arimasra* (Rich.), *Rospirifer cf. zecans* Barr.,

подтверждающий здесь величие постепенного перехода от нижнего девона к среднему.

Нижняя подсвита учкулачской свиты (нижеучкулачская подсвита) П.И. Подкопаевым и автором рассматривается в составе нижеживетского подъяруса.

В горах Тамдитау (Мурунтау, Актау) отложения, соответствующие Эйфелю, без видимого несогласия залегают на толще нижнего девона.

В основании разреза обнажается известняковый конгломерат либо брекчиевидный (конгломератовидный) известняк серого цвета. Вверх по разрезу обломочный материал в породе становится мелким и постепенно сменяется криноидными известняками (район дачного участка). Мощность этой части разреза - 10 м. Комплекс брахиопод представлен *Atrypa sp.*, *Carinatina cf. arimasra* Richw., *Deltayria sp.* и др., что позволяет предположить здесь наличие низов среднего девона.

Выше на описанных известняках согласно залегают серые и темно-серые известняки и доломиты, содержащие амфиоры, строматопоры, кораллы, брахиоподы, криноиды и трилобиты.

Присутствие комплекса кораллов, состоящего из *Saeseola sandalina* Lam., *Lindstromidae*, *Cystiphyllidae*, *Acantophyllum sp.* и др., свидетельствует о том, что вмещающие отложения являются наиболее вероятными аналогами регуляриссимусовых слоев Зарафшанского хребта, т.е. располагаются на уровне верхнего эмса Западной Европы (Чехия).

Брахиоподы описываемого района представлены *Gypidula sp.*, *Chonetes sp.*, *Uncinulus parallelipedeus* Bronn., *Pugnax cf. ex-*

planatus uralica Nal., *Atrypa vulgaris* Ljasch., *A. devoniana* Webster, *A. cf. zonata* Schnur. и др., характерными для эйфельского яруса.

В составе эйфельского яруса Мурунтауской гряды П.И. Подкопаев (6) выделяет вжно-боздонскую свиту известняков, залегающую с размывом, но без видимого несогласия на доломитах нижнего девона. Это серые микрозернистые известняки с желваками и линзами черного кремня, переслаивающиеся с криноидными разностями. Последние содержат характерные для эйфеля брахиоподы *Ldimir pseudobaachkiricus* Tschern., *Megastrophia uralensis* (Vern.) *Carinata arimasra* (Sichw.) и др.

Общая мощность эйфельских отложений в пределах гор Тамдытау — 250-400 м. Их взаимоотношение с вышележащими породами живета нормальное с постепенным переходом.

Фаунистически охарактеризованные нижнеэйфельские отложения в районах Северного Куратау и Тамдынского горного массива отсутствуют. Условно к ним относят массивные мелкозернистые серые известняки, залегающие на породах шутского горизонта в ядре Куланджайляуской антиклинали.

Кроме того, в гряде Шохтау по левому борту сая Аузыксы, среди нижнедевонских образований обнажаются также массивные известняки со *Stringocephalus burtini* Defr. живетского возраста. В пределах Мершкорской мульды и живет-верхнедевонским отложениям условно относят серые слоистые известняки водораздельной части Мершкора, развитые между толщей нижнего девона и нижнего карбона и содержащие *Stachyodes* sp. и др.

Живетский ярус

На рассматриваемой территории отложения этого возраста широко развиты на возвышенностях Писталитау и Ханбандытау, а

также в горах Тамдытау. В Северном Нуратау они установлены лишь в тектоническом блоке гор Шохтау.

Литологически живетские отложения представлены преимущественно карбонатными породами. Исключением является учкулачская свита, где карбонатные породы чередуются с терригенными. Последние представлены разнообразными органогенными, кораллово-строматопоровыми, брахиоподовыми, обломочно-детритусовыми, пламово-афанитовыми известняками и доломитами.

В горах Ханбандытау отложения живета участвуют в строении Ханбандытауской брахиантклинали, а в Писталитау они образуют блоковые структуры. Стратиграфическое расчленение и описание последних произведено О.И.Сергуньковой, Н.И.Ишназаровым, П.Н.Подкопаевым и др. (4,6).

В составе живетского яруса выделяются снизу вверх учкулачская, ханбандытауская и писталитауская свиты.

У ч к у л а ч с к а я с в и т а, залегающая на бандской, состоит из нижней и верхней подсвит. Первая сложена толщей чередующихся между собой известняков, доломитов, аргиллитов, алевролитов, песчаников и конгломератов мощностью 150-250 м (псилофитовый и малиновый горизонты), вторая - афанитовыми и ступцово-афанитовыми слоистыми известняками темно-серого цвета мощностью до 300 м.

В составе нижней подсвиты присутствуют кораллы (*Thamnopora cervicornis* Blainv., *Cladopora aff. reptatus* Yanet., *Pseudomicroplasma fongi* (Lan.), *Трупанопора ex gr. terebratula* Sok.), брахиоподы (*Samarotoechia aff. deprati* Mans., *C. cf. strajeskiana* (Vern.), *Emanuelia subumbona* Hall., *E. ex gr. takwanensis* Kays., *E. inflata* (Schnur.), *Anathyris* sp., *Eoreticularia pachyrhyncha* Tschern), гастроподы (*Pleurotomaria cf. tuberculata* Nal.),

пелециподы (*Paracyclas* sp.), флора (*Protolepidodendron scharianum* Krejci, *Archaeopteris* sp., *Asteroxylon* sp., *Pseudosporonchus* sp., *Hostimella* sp., *Zosterophyllum* sp., *Platyphyllum* sp. и др.), Это позволяет отнести данную подсвиту к нижнему живету. В верхней подсвите присутствуют *Amphipora ramosa* Phill., *Calipora battersbyi* M.Edw.A.Haime, *Stringocephalus burtini* Defr., *Bornhardtina rensselandiaformis* Khod. and Breiweil, также свидетельствующие о нижнеживетском возрасте вмещающих пород.

Ханбандытауская свита (мощность 409 м) представлена толщей толстослоистых светло-серых и серых шламово-афанитовых известняков, слагающих на южном склоне гор Ханбандытау крыло одноименной брахиантиклинали и обнажающихся в тектонических блоках в Писталитау. Известняки содержат фораминиферы, строматопороиды, кораллы и многочисленные брахиоподы *Stringocephalus burtini* Defr., *Uncites gryphus* Schloth., образующие ракушняковые банки. Присутствие в комплексе брахиопод *Uncites gryphus* Schloth. позволяет относить описываемые отложения к верхнему живету.

Писталитауская свита представлена темно-серыми тонко- и среднеслоистыми обломочно-детритусовыми, ступковыми и местами афанитовыми известняками. Отложения свиты слагают крылья ханбандытауской брахиантиклинали и тектонические блоки в осевой части гор Писталитау. Общее простирание пород - субширотное, мощность - 500-600 м.

В составе фауны писталитауской свиты присутствуют фораминиферы (*Archaeosphaera minima* Sul., *Radiosphaera panderosa* Reitl., *R.basilica* Reitl., *Wecinasphaera angulata* Antr., *W.squalida* Antr., *Parathuramina subvasta* N.Byk., *P.ex gr.cushmani* Sul., *Irregularina*), строматопороиды (*Amphipora ramosa*

Phill., *A. ramosa minor* Riab., *A. pinguis* Yavor., *Actinostroma elathratum* Nich., *Stachyodes gracilis kuznetskensis* Yavor., *S. coesutulata* Lec., *Jdiostroma comulus* Yavor., *J. taemeri* Nich., *Gerrostroma* sp., *Stromatopora pruriginosa* Khalf., *S. pistalitaica* Jkon., *Labeohiaradiose ohimkurganica* Jkon., *Parallelopora jucunda* Khalf., *Syringostroma* sp.), табуляты и гелиолитоидеи (*Thamnopora corvicornis* (Blainv.), *Cladopora* sp., *Dendropora* sp., *Scoliapora denticulata* Milne-Edwards et Haime, *Alveolitella fecunda* Salee, *A. polenovi* Dubat., *Callopora battersbyi* Milne-Edwards et Haime, *Pachycanalicoula karcevae* Dubat.), рУГОЗЫ (*Maegia cf. murchisoni* Soshk., *Stryngophyllum difficile* Soshk., *Camphophyllum litfinovitschae* Soshk.), брахиоподы (*Gypidula buplicata* Schnur., *G. brevirostris* Phill., *Stringocephalus burtini* DeFr., *Uncites gryphus* Schloth., *Atrypa cf. desquamata* Sow., *Atrypa cf. flabellata* Roem., *Atrypa ex gr. uralica* Nal., *Uncinulus subcordiformis* Schnur., *U. aff. pentagonus* Kayser.).

Кораллово-строматопоровый и брахиоподовый комплексы свидетельствуют о бесспорно живетском возрасте свиты. Более того, присутствие в составе табулят таких форм, как *Alveolitella fecunda* Salee, встречающихся в верхах живета и низах франского яруса в Западной Европе, а также *Alveolitella polenovi* Dubat., характерной для сафоновских слоев Кузбасса, позволяет с полным основанием относить писталитаускую свиту к верхней части живета.

Общая мощность живетских отложений Писталитау и Ханбандытау - 1400-1500 м. В горах Тамдытау они широко представлены в Мурунтауской гряде, в горах Актау согласно залегают на породах эйфеля.

В основании толщи живета располагаются светло-серые, тон-

ковернистые перекристаллизованные известняки массивного сложения мощностью 150-230 м (район Аулие-Гужимды).

Выше они стратиграфически сменяются доломитизированными и чистыми органогенными известняками, сложенными нередко строматопорондеями. Для комплекса фауны этой части разреза характерны *Amphiroga ramosa* Phill., *Actinostroma clathratum* Nich., *Calliopora battersbyi* M.Edwards Haime, *C.aff.chaetoides* Lec., *Scoliopora ex gr.denticula* M.Edwards et Haime, *Stringocephalus burtini* Deff., *Megalodon* sp., что свидетельствует о живетском возрасте толщи. Присутствие в составе фауны живета гор Тамдытау элементов, общих с фауной писталитауской свиты (*Amphiroga ramosa* Phill., *Actinostroma clathratum* Nich., *Calliopora battersbyi* M.Edwards et Haime и др.), позволяет считать верхнюю часть толщи стратиграфическим аналогом последней. Общая мощность живета гор Тамдытау - 400 м.

Верхний отдел

Фаунистически охарактеризованные отложения верхнего отдела девонской системы на рассматриваемой территории достоверно установлены в хр. Северный Нуратау, на возвышенностях Егарбе-лятау, Балыклятау, Писталитау и Ханбандытау. Условно к верхнему отделу девона отнесена часть известняковой толщи водораздельной части гор Мершкор.

В горах Тамдытау верхнедевонские отложения развиты в гряде Мурунтау, а также слагают ядерную часть актауской брахиантиклинали.

Почти повсеместно в горах Мурунтау и Писталитау наблюдается постепенный переход от живетских отложений к франским, и лишь в горах Ханбандытау последние трансгрессивно залегают на

живетских.

В составе верхнего отдела девонской системы четко выделяются образования франского и фаменского ярусов, представленные исключительно карбонатными толщами, охарактеризованными преимущественно брахиоподовыми комплексами и в значительно меньшей степени строматопороидеями и кораллами.

Отложения франского яруса в пределах Северного Нуратау наиболее широко развиты на возвышенностях Ханбандытау и Писталитау. Они же слагают южные склоны Егарбелитау, Балыкытау и западного окончания Северного Нуратау.

На основе анализа комплексов фауны и литологических данных автор (6) в составе франского яруса Ханбандытау выделяет две толщи, соответствующие ниже- и верхнефранскому подъярусам.

Но поскольку в большинстве районов последние отчетливо фаунистически не охарактеризованы, мы предлагаем различать эти толщи, не подразделяя их на подъярусы.

В горах Ханбандытау нижняя толща франского яруса (мощность 410 м) залегает несогласно с базальными конгломератами мощностью до 50 м в основании на отложениях живетского яруса. Последние представлены темно-серыми, серыми и светло-серыми известняками, содержащими многочисленные остатки раковинной фауны и относительно редкие строматопороидеи.

Наиболее характерны здесь строматопороидеи (*Stachyodes* sp.); брахиоподы (*Schellwienella* ex gr. *umbraculum* Schloth., *Schizophoria striata* Schloth., *Gypidula brevirostris* Phill., *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., *Hypothyridina cuboides* Sow., *H.cf. parocuboides* Kayser, *Uncinulus* aff. *subcordiformis* Schnur., *Pugnax* ex gr. *acuminata* Mart., *Adolfia zickzack* Roem.,

Elytha undifera Roem., *Atrypa ex gr. reticularis* Lin., *Aff. olgae* Nal., *Spinatrypa ex gr. aspera* Schloth.) ; гастроподы (*Naticopsis* Roem., *Pleurotomaria cf. coltubanica* Tschern.) ; гониатиты (*Gephyroceras domanicense* Holz., *G. uchtense* Kayser, *Tornoceras simplex* Buch).

Присутствие в указанном комплексе *Hypothyridina cuboides* Sow., *H. cf. procuboides* Kayser, *Elytha undifera* Roem., *Gephyroceras domanicense* Holz. и др. свидетельствует о верхнедевонском — франском возрасте вмещающих пород и соответствии их доманиковому и самсоновскому слоям западного склона Урала, относимых к среднефранскому подъярису. Следовательно, отсутствие в Ханбандытау аналогов пашийских, киноских и саргаевских слоев нижнефранского подъяруса, характерных для западного склона Урала, как бы подтверждает наличие несогласия между живетскими и франскими отложениями с выпадением из разреза основания франского яруса.

Верхняя толща франских отложений (мощность 500 м), согласно залегающая на нижней, литологически представлена брекчиевидными тонкокристаллическими известняками и известняковыми брекчиями серого и темно-серого цветов.

Известняки содержат брахиоподы *Theodossia anozsofi* Vern., *Productella cf. subaculeata* Murch., *Adolfia bifida* Roem., *Atrypa uralia* Nal. и др. Присутствие в комплексе брахиопод *Theodossia anozsofi* Vern. позволяет считать вмещающие породы стратиграфическими аналогами аскинского горизонта западного склона Урала и колтубанской свиты восточного.

В горах Писталитау отложения, соответствующие верхнефранскому подъярису, представлены темно-серыми слоистыми известняками, переслаивающимися с пластами известняковых осадочных брек-

чий. Здесь в ракушничковых скоплениях также присутствует зональный вид *Theodossia anassofi* Vern., в комплексе с другими формами брахиопод.

Общая мощность отложений франкского яруса Северного Нуратау — 1000 м.

В горах Тамдытау франкские отложения согласно залегают на киветских и представлены толщей мраморизованных органогенных известняков, не разделенных на подъярусы. Здесь различными исследователями собраны брахиоподы (*Theodossia anassofi* Vern., *Cyrtospirifer cf. brodi* Wen., *C. aff. rectangularis* Peetz.), криноидеи — *Cyatocrinus cf. angustus* Yelt. и др., характеризующие в целом франкский возраст толщи. Мощность отложений — 600 м.

Отложения фаменского яруса на описываемой территории до последнего времени достоверно не были установлены.

В Северном Нуратау (возвышенности Писталитау) фаменские отложения были выделены К.А.Набиевым и др. на основании заключений Н.М.Михно, определившей фораминиферы фамена.

Литологически фаменский ярус (мощность около 800 м) представлен слоистыми сгустково-слюдяными известняками с редкими плохо сохранившимися гастроподами.

Переходы от франкских отложений к фаменским и от фаменских к нижнекаменноугольным постепенные без каких-либо перерывов в сплошности разреза.

До исследований К.А.Набиева и др. (3) описываемые отложения рассматривались в составе семизсалинской свиты нижнего турне (6).

В горах Тамдытау к фаменскому ярусу относятся известняки,

залегавшие на франских отложениях в гряде Мурунтау и в горах Актау, перекрытые сверху отложениями турне - нижнего карбона.

Граница между фаменом и турне весьма неотчетлива и тектонически условна.

Возраст известняков устанавливается по *Quasiendothya cf. kobeltiana* Raus., найденным в районе кол. Мотенбай (устное сообщение Н.М. Михно) в верхах указанных известняков.

Типичные представители этого вида характерны для основания турне.

Л и т е р а т у р а

1. А х м е д ж а н о в М. А. и др. Строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, т. I. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1967.

2. Н а б и е в К. А. и др. К вопросу литолого-стратиграфического расчленения карбонатных пород гор Актау (Тамдинские горы - Центральные Кызылкумы). "Узб. геол. ж.", 1966, № 4.

3. Н а б и е в К. А., Л у т ф у л л а е в С. Л. Литология и стратиграфия девонских и каменноугольных карбонатных отложений Букантау, Джетынтау I, II, Джартаса. "Узб. геол. ж.", 1967, № 3.

4. И н и а з а р о в Н. И., П о д к о п а е в П. Н. О возрасте нижней базальной учкулачской подсветы в горах Ханбадмтау (Краткое научное сообщение). "Узб. геол. ж.", 1969, № I.

5. П я т к о в К. К. и др. Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1967.

6. С т р а т и г р а ф и я Узбекской ССР, т. I. Ташкент, изд-во "Наука", 1965.

УДК 551.735:551.736:561 (575.13)

В. Я. Клипенштейн, А. С. Масумов

О ГРАНИЦЕ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ И ПЕРМСКОЙ СИСТЕМ В СВЯЗИ С НАХОДКОЙ СТЕФАНСКОЙ ФЛОРЫ В ХР.ГУЗАН (ЮЖНАЯ ФЕРГАНА)

Важность определения хроностратиграфических уровней в вулканогенно-осадочных толщах, бедных, как правило, органическими остатками, очевидна. Поэтому находки последних в указанных разрезах представляют несомненный интерес с точки зрения стратиграфии и палеовулканологии.

В восточной части Гузанской гряды широко развиты каменноугольные и пермские отложения, слагающие синклиналь широтного простирания (рис.1).

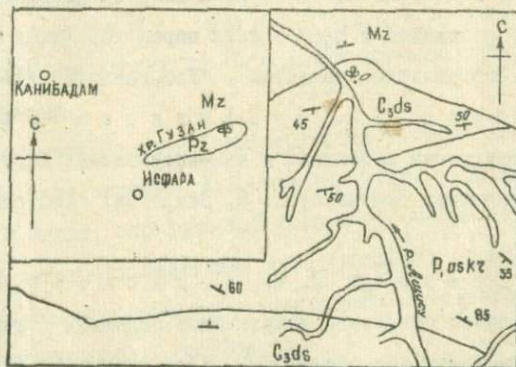


Рис.1. Геологическое строение участка с месторождением флоры в хр. Гузан

Разрез верхнего карбона изучался нами вдоль р. Адису с севера на юг, от контакта с мезозоем, залегающим на карбоне с резким угловым и азимутальным несогласием. Верхнекаменноугольные отложения здесь представлены переслаивающимися зеленовато-серыми и серыми песчаниками, алевролитами, грубообломочными

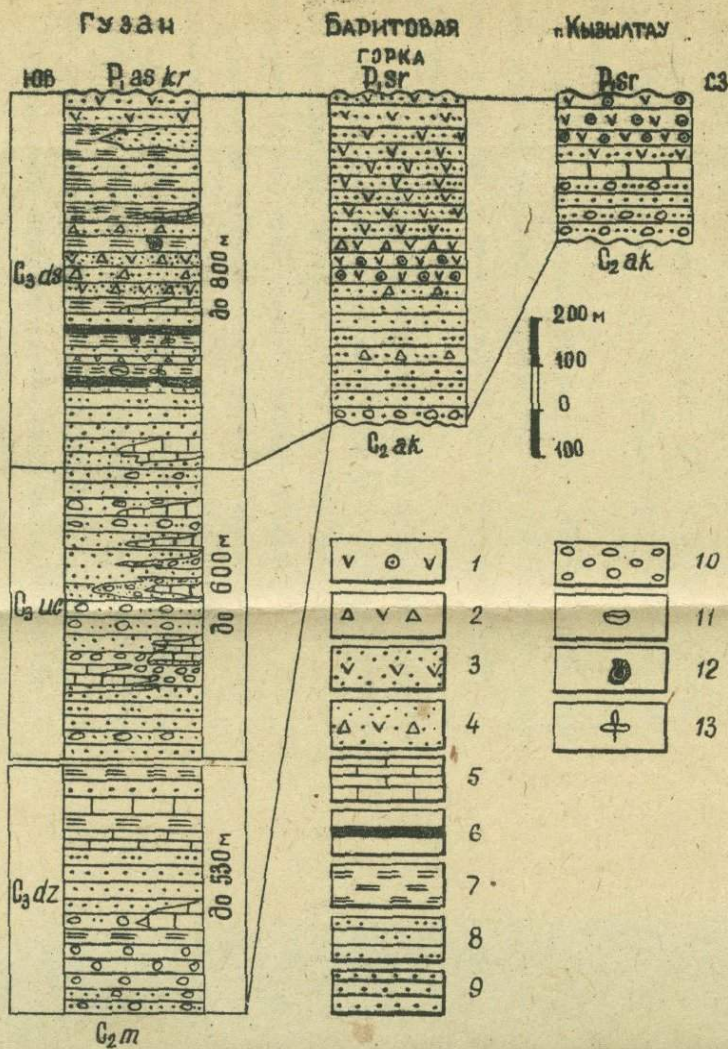


Рис.2. Корреляция разрезов верхнекаменноугольных отложений Каракума и Южной Ферганы (хр.Гузан):

1 - сферолитовые фельзит-порфиры; 2 - лавобрекчии кварцевых порфиров; 3 - туфы кварцевых порфиров; 4 - туфобрекчии кварцевых порфиров; 5 - известняки; 6 - углистые алевролиты с прослоями углей; 7 - аргиллиты; 8 - алевролиты; 9 - песчаники; 10 - конгломераты; 11 - остракоды; 12 - гастроподы; пелециподы и брахиоподы; 13 - растительные остатки



кристаллокластическими туфами кварцевого порфира зеленой и бурой окраски, редко фельзитами и кварцевыми порфирами. Отмечаются маломощные прослои темных, иногда битуминозных известняков с плохо сохранившимися органическими остатками, мергелей и углистых сланцев (рис.2).

В северном крыле Гуванской синклинали нами исследовалась только верхняя часть дастарского горизонта (C_2da) верхнего карбона (зона *Triticites stuckenbergi* и *jugulensis*). По линии нашего разреза низы и средняя часть указанного горизонта, суммарная мощность которого (по данным М.А.Авакова и др., 1966-1968) - около 830 м, скрыты под мезозойскими образованиями.

В описываемом разрезе отмечено пять прослоев туфов кварцевых порфиров различной мощности (от 5 до 38 м), хорошо выраженных в рельефе, а по простиранию более выдержанных, чем осадочные породы.

В конгломератах, гравелитах и туфах дастарского горизонта встречаются обломки андезитов, дацитов и фельзитовидных пород, происходящих, по-видимому, из миябулакской (C_2mb) и акчинской (C_2ak) свит среднего карбона Карамазара.

Дастарский горизонт в изученном разрезе перекрывается ассельским ярусом нижней перми (карачатырский горизонт - P_1akx). Мощность наиболее верхнего прослоя туфов ("пятый эффузив", по М.А.Аванову), в кровле которого мы проводим границу между системами, колеблется от первых метров до 25-30.

Вулканогенно-осадочная толща Адису ранее относилась к ранней перми (4). Основанием для таких выводов послужили находки А.Д.Михлухо-Маклая в 1950 г., определенные А.Н.Криштофовичем как *Asterophyllites longifolius* (Sternb.) Brongn., *Sphenophyllum* sp., *Pecopteris unita* Brongn., *P. oyathea* (Schloth.)

Brongn., Bowmanites laxus Halle, Calamites sp.

Этой же точки зрения придерживалась и Т.А.Сикстель, обнаружившая в 1948 и 1966 гг. в тех же прослоях углей и углистых алевролитов *Phyllothesa souphulifera* Zal., *Calamites gigas* Brongn., *Parascalamites* sp., *Sphenophyllum speciosum* (Royle) Zeill., *Bowmanites* sp., *Trizygia speciosa* Royle, *Tr. radzenkoi* Sixt., *Pecopteris* (*Asterotheca*) *arborescens* (Schloth.), *P. candolleana* Brongn., *P. monyi* Zeill., *Ptychocarpus unicus* (Brongn.) Zeill., *Sphenopteris ex gr. affinis* Lindl et Nutt., *Neuropteris gigantea* Sternb., *Cordaites principalis* (Germ.) Gein., *C. aequalis* (Gepp.) Zal. non Gran'bury, *Cordaitanthus* sp., *Pterophyllum* sp., *Taeniopteris* sp., *Angaropteridium* sp., *Sphenobaiera* sp. (цитируется по М.А.Авакову и др., 1966-1968 гг.). Позднее, в 1966-1970 гг., Т.А.Сикстель обогащает свой комплекс новыми формами: *Calamites* sp., *Pecopteris arborescens* (Schloth.), *Neuropteris* sp. и *Macklaja* sp. Это позволило ей отнести вмещающие отложения к гзельскому ярусу верхнего карбона. Граница между системами проводится ею на основании полученных данных в нижней части вулканогенно-осадочной толщи. Абсолютная мощность толщи, отнесенной Т.А.Сикстель к верхнему карбону, — около 60 м. Несколько выше по разрезу она обнаружила *Sphenophyllum radzenkoi* (Sixt.), *S. trizygia* (Royle), *Calamites* sp., *Pecopteris monyi* Zeill., *Taeniopteris* sp., *Cordaites* sp.

Анализируя данный состав, Т.А.Сикстель пришла к выводу о том, что "пекоптериды в комплексе встречаются часто, но состав их более однообразен, а представители рода *Macklaja* не обнаружены совершенно". Исходя из этого, она отнесла подавляющую часть вулканогенно-осадочной толщи к ассельскому ярусу. В последнее время Т.А.Сикстель (2) пересмотрела свои взгляды на

возраст вулканогенно-осадочной толщи в долине р. Адису. На основании определения *Sphenophyllum* sp., *Trizygia radczenkoi* Sixt., *Calamites gigas* Brongn., *Asterotheca miltonii* (Artis) Zeill., *Pecopteris* sp., *Cordaites* sp. и др., она значительно подняла границу между каменноугольной и пермской системами, считая, что только верхняя часть этой толщи (250 м) условно относится к перми по присутствию многочисленных *Taeniopteris guzanensis* Sixt. и представителей семейства войновских.

Из сказанного следует, что вулканогенно-осадочная толща Адису включает комплекс растений, не позволявший в течение длительного времени однозначно определять ее возраст.

Нами в разрезе указанной толщи, помимо растительных остатков, собраны гастроподы, остракоды ^{x)} и пелециподы.

Состав растительной ассоциации из углистых алевролитов (к этим же прослоям относятся сборы А.Д.Миклухо-Маклая, Т.А.Сикстель и М.А.Авакова): *Calamites ex gr. cistii* Brgt., *Asterophyllites dumasii* Zeill., *Calamostachys dumasii* Zeill., *Cordaites ex gr. principalis* (Gein.) Germ., *Cordaitanthus* sp., *Asterotheca arborescens* (Schl.) Zeill., *Pecopteris cyathea* (Schl.) Brgt., *Pecopteris* sp. Виды *Asterophyllites dumasii* Zeill., *Calamostachys dumasii* Zeill., *Asterotheca arborescens* (Schl.) Zeill., *Pecopteris cyathea* (Schl.) Brgt., по мнению С.В.Мейена, определявшего эту флору, в сочетании характеризуют стефан (по западно-европейской схеме). Остальные виды отличаются более широким возрастным распространением. Большое количество кордаитов с фруктификациями (*Cordaitanthus*), сопровождаемых папоротниками, свойственно стефанской флоре. В приведенной ассоциации

x) Местонахождение ископаемых остатков остракод впервые обнаружено Т.А.Сикстель.

отсутствуют как характерные для стефана птеридоспермы, так и типично пермские элементы. Комплекс богат особями, но беден по видовому составу. По-видимому, его черты присущи какой-то особой фации. При сравнении рассматриваемого комплекса с комплексом стефанской флоры, описанным М.Д.Залесским (3), в хребте Нарынтаг (долина р.Чар) обращает на себя внимание обилие папоротников из рода *Pecopteris*.

В ассоциации с растительными остатками в пласте темных углистых алевролитов обнаружены многочисленные остракоды. Их белые раковины размером от 0,5 до 3 мм четко выделяются на темном фоне породы. Как правило, ориентация их створок по напластованию совпадает с ориентацией остатков растений. Комплекс остракод, несомненно, захоронен *in situ*. На поверхности очень тонких и хрупких створок сохранились ячеистость и другие элементы скульптуры. Несколько выше по разрезу обнаружены еще два горизонта с остракодами, идентичными особям из углистых алевролитов. Из этого интервала И.Ю.Неуструева (2) определила *Paraparchites* *cf.* *humerosus* Ulrich et Bassler, Kirkbya *sp.* и др.

Первый вид из нижней перми Канзаса (США), однако определенный со знаком "cf", стратиграфического значения для данного разреза не представляет. К тому же характер распределения этого вида и близких ему форм в разрезах верхнего палеозоя Средней Азии не изучен. То же справедливо и для представителей рода *Kirkbya*, распространившегося по Европе и Северной Америке в визе (Lower Mississippian) - средней перми^{х)} (Guadalupian Stage).

^{х)} В американской стратиграфической шкале пермская система делится на 3 отдела. Средний отдел (Middle Permian Series) включает гвадалупский ярус.

В интервале с растительными остатками и остракодами, а также ниже и выше по разрезу найдены многочисленные гастроподы: *Coniasma lassalensis* (Worthen), *G. ferganica* Licharev, *Sphaerodoma commune* var. *acutata* Licharev, *S. veberi* Licharev, *Naticopsis kokeni* Jakob., *Euphenites carbonarius* (Cox), *E. romanowskyi* Netsch., *Triplicatula calamitoides* (Grabau et Jin), *T. lineatocarinatus* (Rom), *Shansiella tieni* (Jin), *Retispira* cf. *netschaewi* Licharev и др. По мнению И.А. Поповой (устное сообщение), определявшей эту фауну, найденные формы датируют возраст вмещающих отложений поздним карбоном.

Таким образом, комплекс органических остатков Адицу позволяет отнести вмещающие отложения к позднекаменноугольным. Верхняя граница каменноугольной системы проводится нами по кровле довольно мощного (38 м) горизонта туфов и игнимбритов кварцевого порфира на основании появления в стратиграфически вышележащем слое *Rugosofusulina implexa* Benish, *Quasifusulina karavanensis* M.-Maclay и *Ozawainella* sp. Этот комплекс, по мнению Ф.Р. Бенш, датирует вмещающие отложения ассельским веком.

Стратиграфическое положение вулканогенно-осадочной толщи Адицу, строение разреза и прежде всего наличие кислых вулканитов позволяют ~~различно~~ коррелировать ее с оясайской свитой (C₃ov) Кармазара и Северной Ферганы (I). Последняя несогласно залегает на акчинской свите среднего карбона и несогласно перекрывается мурабсайской свитой (P₄st) нижней перми (см. рис. 2).

Как видно из приводимых разрезов (г. Кизилтау - Баритовая горка^х) - Гузан), с северо-запада на юго-восток увеличивается

х) Разрез Баритовой горки приводится по материалам В.Ф. Базили (работы 1958-1962 гг.)

мощность отложений верхнего карбона за счет джунгилсайского ($C_{3,4a}$) и учбулакского ($C_{3,4c}$) горизонтов. Это связано с конседиментационным характером осадконакопления, а также с ослаблением предпермского размыва, наиболее интенсивного в вулканической области Северной Ферганы.

Л и т е р а т у р а

1. В а с и л ь к о в с к и й Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.

2. В о п р о с ы стратиграфии и палеогеографии. Научн. тр. ТашГУ, вып.48. Ташкент, 1972.

3. Э а л е с с к и й М. Д. О стефанской флоре, открытой в хребте Нарын-тау в Туркестане. Вестник Геол.комитета, т.Ш. Л., 1928, № 5.

4. Ш а м с у т д и н о в М. Ш. Новые данные по геологии гор Гузан (Южная Фергана). ДАН УзССР, 1954, № 6.

5. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part 9, Arthropoda 3, Crustacea, Ostracoda. Geological Society of America and University of Kansas Press, 1961.

УДК 552.53:551.782: [552.1+550.4] (235.216)

В.С.Попов, В.В.Вировец, Т.С.Садыков

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НЕОГЕНОВЫХ СОЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ

Континентальная галогенная формация Тянь-Шаня давно привлекает внимание геологов. Геологии, стратиграфии, палеогеографии, литологии этих отложений посвящены работы Н.П.Васильков-

ского, А.М.Габрильяна, М.Н.Грамма, Н.И.Гриднева, А.А.Иванова, А.Х.Ибрагимова, Д.В.Наливкина, Б.А.Петрушевского, В.И.Попова, Н.М.Страхова, С.С.Шульца, В.Н.Щербини и других исследователей.

Однако геохимия малых, редких и рассеянных элементов в указанных отложениях изучена слабо. Выявление закономерностей распределения этих элементов в соленосных породах континентальной галогенной формации представляет интерес для познания геохимических особенностей их образования.

Нами приводятся данные по содержанию и распределению некоторых химических элементов в отложениях миоценовой галогенной формации Тянь-Шаня, полученные при изучении разрезов на Серафимовском (Восточно-Чуйская впадина), Кочкорском (Кочкорская впадина), Улутузском, Макмальском и Бешкольском (Нарынская впадина), Кичикульском (Джумгольская впадина) и Камышкурганском (Ферганская депрессия) месторождениях.

Для выделения литологических разновидностей пород определялся гранулометрический состав нерастворимых в 10%-ной HCl остатков, химический состав водо- и кислоторастворимых солей. Эти же образцы подвергались полному полуколичественному спектральному анализу. Бор и стронций определялись количественным спектральным методом на спектрографе ИСП-28 с медными электродами, молибден - колориметрическим, редкие щелочи - пламенной фотометрией методом добавок на монохроматре УМ-2 (аналитические линии Li - 670,8; Rb - 780 и 794,8; Cs - 852,1 и 894,4 мкм).

Геолого-литологическая характеристика

Континентальные галогенные отложения Тянь-Шаня миоценового возраста широко распространены (Ферганская, Кочкорская, Нарынская, Джумгольская, Кегеньская, Иссыкульская межгорные впадины, Чуйский предгорный прогиб) и представлены различными ли-

голого-фалляльными комплексами (6). С учетом состава и количественных соотношений породообразующих солевых минералов, глинистого и кластического материала в галогенной формации нами выделяются глинисто-терригенные, глауберитовые, галитовые и гипсо-мирабилитовые группы пород.

Глинисто-терригенные породы слагают большую часть разреза галогенной формации, образуя выдержанные пласты и линзы. Кроме того, глинисто-терригенный материал (15-35%) присутствует в составе гипсовых и соляных пород, среди которых, по классификации Л.Б.Рухина (4), выделяются глинисто-песчаные алевролиты, глинистые алевролиты с гравийной примесью, алевролитовые песчаники, глинисто-алевролитовые песчаники и т.д.

Наиболее распространены разновидности, обогащенные алевролитовой фракцией. Собственно глинистые породы встречаются очень редко. Содержание глинистой фракции в алевролитах - 5-25%. Терригенные породы содержат примесь хемогенных минералов (10-25%), которые представлены карбонатами (кальцит, реже минералы доломит-магнезитового ряда), сульфатами (гипс, глауберит, реже теардит и мирабилит), иногда хлоридами (галит).

В результате анализа среди глинисто-терригенной группы были выделены алевролиты и алевролитовые песчаники, к которым относятся породы, более чем на 45% состоящие из фракций менее 0,005-0,05 и 1,0-0,05 мм соответственно (табл. I).

Многочисленные разновидности других глинисто-терригенных пород, по данным анализов, характеризуются практически одинаковым содержанием редких и рассеянных элементов. Незначительные примеси солевых минералов также не влияют на их геохимический облик. Следовательно, представляется возможным все разновид-

Т а б л и ц а I

Результаты гранулометрического анализа глинисто-терригенных пород

Породы	Номер проб	Содержание фракций, вес. %				Растворимая: Карбонат- часть в 10% ность, No1, вес. % : вес. %	
		1,0 мм	1,0-0,05мм	0,05-0,005мм	< 0,005мм		
Алевриты	I760	-	4,6I	84,00	7,30	33,09	II,95
	I764	-	I,04	82,30	I6,40	I4,76	3,58
	2468	-	2,97	8I,30	9,50	I2,96	5,23
	I79I	-	I,44	80,50	23,90	I5,07	3,62
	I7I8	-	2,19	80,00	I7,60	2I,30	4,84
	I769	II,60	I4,30	72,2I	I,60	II,30	-
	I736	2,02	I7,I2	69,40	6,80	I8,62	-
	I709	3,76	3,I7	67,40	I9,80	2I,30	8,64
Песчаники	2469	-	43,I8	4I,80	I3,00	I8,4I	-
	2463	-	54,65	33,80	6,60	I6,09	-
	2446	-	48,55	39,00	7,80	24,86	-
	I77I	27,25	43,I0	20,I0	4,80	II,3I	-

ности глинисто-терригенных пород объединить в одну группу. Вторая группа представлена сульфатными и хлоридными породами и их смешанными разновидностями.

Г л а у б е р и т о в ы е п о р о д ы широко распространены в разрезе формации и на 60-90% состоят из глауберита. Из примесей отмечаются галит (до 10%, обычно 3-5%), кальцит (до 8-9%, обычно 2-4%), гипс (3-5%) и кластический материал (до 30%). Карбонаты встречаются крайне редко.

В результате гранулометрических анализов (табл.2) установлено, что терригенная часть глауберитовых пород на 80-85% состоит из алевролитовой фракции, песчаная составляет - 1,0 - 9%, глинистая - 8-10%.

Т а б л и ц а 2

Результаты гранулометрического анализа терригенной части глауберитовых пород

Номер пробы	Содержание фракции, вес.%		
	1,0-0,05 мм	0,05-0,005 мм	< 0,005 мм
1711	3,29	81,80	9,20
1741	7,37	86,90	7,20
1742	1,11	84,80	10,10
1739	9,91	78,50	9,80

В приповерхностной зоне глауберитовые породы подвергаются интенсивному разрушению с образованием гипсомирабилитовой коры выветривания.

Г а л и т о в ы е п о р о д ы развиты не менее глауберитовых и на 70-95% состоят из галита. Из примесей распространены гипс (до 12%), кальцит (до 2%), реже доломит (до 1%). Галитовые породы загрязнены терригенным материалом: наиболее чис-

тые их разновидности содержат его от 1-2 до 10-15%. Зерна терригенного материала по размеру такие же, как и в глауберитовых породах.

Галитовые породы преимущественно среднезернистые, реже крупнокристаллические; текстура брекчиевидная, прожилково-вкрапленная, массивная и полосчатая.

Гипсомирабилитовые породы развиты в зоне выветривания глауберитовых пород, местами образуют покровы мощностью до 50-60 м. Содержание сульфата кальция (гипс) - 25-55% (обычно 35-40%), сульфатов натрия (мирабилит, тенардит) - 30-50%, карбонатов - 7-9 до 12%, галита - до 1-2%. Глинисто-терригенная часть породы (25-40%) представлена преимущественно алевролитовой фракцией.

В галогенной формации, кроме описанных основных типов пород, располагаются смешанные разновидности, среди которых в виде примесей и редко в качестве породообразующих встречаются тенардит, мирабилит и астраханит. В смешанных породах, как правило, преобладает один из основных солевых минералов, который и определяет их геохимический облик.

Геохимическая характеристика отдельных элементов

Б о р. В описываемых отложениях распределение бора характеризуется двумя особенностями: повышенным (до 0,16%) по сравнению с кларком содержанием элемента в глауберитовых и отчасти галитовых породах (Кочкорское, Кичикульское, Чульдырское месторождения) и неравномерным распределением его в породах близкого фациального профиля, но сформировавшихся в несвязанных бассейнах седиментации.

Эти особенности вполне закономерны, поскольку формация

образовалась в локальных прогибах и поступление бора в соледо-родине бассейны зависело от петрографического состава пород и геохимических особенностей питающих провинций (площади водосборов).

В отложениях формации бор накапливался в процессе галогенной седиментации, достигая максимума на более высоких стадиях ее развития. По данным спектральных количественных определений, среднее содержание бора в алевролитовых песчаниках - 0,0023 (26)^x, алевролитах - 0,0028% (19). Частота встречаемости относительно высоких содержаний бора в первых меньше, чем во вторых, что объясняется большим количеством глинистого материала в алевролитах.

Обычное содержание бора в галитовых породах - 0,0009, крайне редко - 0,0011%. В загрязненных глинистым материалом разностях галитовых пород среднее содержание бора - 0,0075 (64), максимальное (в отдельных пробах Кочкорского месторождения) - 0,041%.

В галитах ряда месторождений Нарынской впадины содержание бора не превышает 0,0009%, что, по-видимому, объясняется их меньшей загрязненностью глинисто-терригенным материалом.

В глауберитовых и глауберитсодержащих породах концентрации бора достигают 0,069%, при среднем содержании 0,023% (86), в отдельных образцах - до 0,2%.

Исследование мономинеральных проб глауберита показало, что в нем содержится 0,0011 - 0,0071% бора, в среднем - 0,0019% (7). В галите и гипсе бор практически отсутствует и зачастую не улавливается спектральным анализом (0,0009%). По-видимому, кристаллохимические свойства глауберита позволяют бору

^x Здесь и далее в скобках при цифрах указано количество проб.

изоморфно входить в его решетку.

Осаждение бора в процессе галогенеза происходило, очевидно, в результате взаимодействия между рассолами бассейна и поступающими извне метаморфизирующими сульфатными кальций-магниевыми растворами. Об этом свидетельствует приуроченность максимальных содержаний бора к контактам различных литологических типов пород, например, глауберитовых и галитовых.

В зоне выветривания в условиях аридного климата под влиянием подземных и поверхностных вод происходили растворение и вынос соединений бора. Максимальное содержание его в гипсо-мирибилитовых породах - 0,037%, среднее - 0,012% (54) (т.е. почти вдвое меньшее, чем в исходных глауберитовых породах), в грунтовых водах коры выветривания - 80-120 мг/л (Кочкорская, Восточно-Чуйская, Джумгольская впадины).

Стронций. В речных водах содержание стронция составляет $1,3 \cdot 10^{-5}\%$ (по В.И.Вернадскому), т.е. почти в 70 раз меньше, чем в морской воде. В отложениях пресных озер стронций практически не накапливается. В осолоняющихся бассейнах содержание непрерывно возрастает; при плотности рассола, близкой к I, II, и солености 8-15% он осаждается в виде целестина, образующего примеси в основных солевых фазах галогенных пород.

Геохимические исследования, проведенные рядом авторов (5), показали, что стронций в осадках морских соленых бассейнов накапливается на границе карбонатной и сульфатной стадий, сдвигаясь в ту или иную сторону в зависимости от конкретных условий водно-солевого питания.

Анализируя результаты определения стронция в главных петрографических типах пород неогеновой галогенной формации (табл.3), мы пришли к выводу о том, что наиболее высокое со-

Т а б л и ц а 3

Состав неогеновых континентальных хемогенных пород межгорных впадин
Тянь-Шаня и содержание в них стронция

Породы и количество проб	Содержание компонентов, вес.%				Среднее содержание Sr, вес.%
	нерастворимый остаток в 10%-ной HCl	сульфаты	карбонаты	Sr	
Засоленные алевролиты (5)	34,88-46,28	11,25-35,21	7,59-12,07	0,09-0,24	0,13
Доломитистый известняк(5)	6,54-15,61	0,91-4,56	-	0,10-0,40	0,26
Гипс (12)	1,9 - 6,37	-	0,21-5,05	0,24-0,56	0,33
Глауберитовая (6)	2,31-6,21	-	3,79-24,36	0,03-0,30	0,15
Галит-глауберитовая (4)	6,46-8,11	29,04-50,60	0,92-5,19	0,03-0,18	0,107
Галитовая (10)	0,30-10,52	0,91-18,34	0,03-6,74	0,03-0,18	0,109
Гипсомирабилитовая (4)	32,18-49,72	-	9,67-11,56	0,07-0,18	0,13

держание этого элемента характерно для гипсов, наименьшее — для галит-глауберитовых и галитовых пород.

В "чистых" разностях галитовых пород содержание его падает до следов — 0,003% (I4). Незначительное количество стронция в изученных отложениях свидетельствует о его малом привносе в бассейны речными и отчасти грунтовыми водами.

Некоторые исследователи приписывают стронцию роль катиона-осадителя бора в условиях высокой солености вод бассейна. В исследованных отложениях не наблюдается зависимости между содержаниями стронция и бора в породах. Напротив, в процессе галогенной седиментации моменты их массового осаждения из рассолов разобщены во времени — максимальная концентрация стронция отмечается в гипсах, характеризующихся наименьшими содержаниями бора.

И о д не образует в галогенных отложениях собственных минералов, а также не входит в качестве изоморфной примеси в состав хлоридов. Исключительно редко он обнаруживается только в глауберитах (до 0,001%).

Б р о м в галогенных отложениях не образует самостоятельных минералов, но выводится в твердую фазу, изоморфно замещая хлор в галите, сильвине, канните и других хлорсодержащих минералах.

В описываемых отложениях из хлоридов присутствует только галит. В связи с этим содержание брома в них зависит от количества галита и концентрации брома в исходном растворе. Наиболее высокое содержание брома отмечается в галитсодержащих породах формации (табл. 4). Относительно обогащены им породы Кочкорского, в меньшей мере Макмальского месторождений.

Т а б л и ц а 4

Содержание хлоридов и брома в неогеновых галогенных породах межгорных впадин Тянь-Шаня

Породы и количество проб	Содержание, вес. %		Среднее со- держание, вес. %
	NaCl	Br	Br
Галитсодержащие терри- генные (8)	2,46-22,45	0,001-0,006	0,003
Галитсодержащие суль- фатные (19)	0,23-38,33	0,001-0,003	0,002
Галитовые (10)	51,59-97,32	0,010-0,040	0,017

Содержание брома в отложениях континентальной галогенной формации типично для зоны нормального галита морского происхождения (1). В галитовых породах Кочкорского и Бешкольского месторождений оно составляет 0,04%, что свидетельствует о кристаллизации галита из высококонцентрированных рассолов. Причины, обуславливающие низкие содержания брома в хлоридах, по мнению М.Г.Валяшко (2) и Н.М.Страхова (5), различны. Одна из них - изменяющееся содержание брома в рассолах бассейна, другая - возможная перекристаллизация и перестроение галита, неизбежно сопровождаемые понижением содержания брома во вновь возникшей (из десцендентных рассолов) твердой фазе.

Л и т и й а к ц е с о р н ы й. Кларк лития в осадочных породах (глины, сланцы) по А.П.Виноградову, составляет $6 \cdot 10^{-3}$, в морской воде - $0,02 \cdot 10^{-3}$ %. В большинстве пресных и соляных озер воды и рассолы различного химического состава содержат лития от 10^{-6} до 10^{-5} .

В породах неогеновой галогенной формации литий фиксируется постоянно в количестве редко превышающем тысячные доли процента. Установлено, что наибольшая концентрация его характерна

для соленосных глин (до 0,03%). В терригенных породах с незначительной примесью хомогенных минералов она резко уменьшается. Подобное явление наблюдается и в чистых разновидностях галитовых и глауберитовых пород. Осаждение лития из рассолов, очевидно, происходило главным образом путем сорбции его глинистым материалом. Наиболее интенсивно литий поглощался на заключительных стадиях галогенеза, при поступлении глинистого материала в бассейны с высокоминерализованной рапой, обогащенной этим элементом. Около 25% валового содержания лития в породах переходит в водную и кислотную вытяжки. Это обстоятельство обуславливает некоторую обедненность литием пород кепрока по сравнению с коренными отложениями.

В водах, циркулирующих среди галогенных отложений, литий чаще всего не обнаруживается или его количество не превышает тысячных долей процента по весу к сухому остатку.

Рубидий и цезий не образуют повышенных концентраций. Содержание рубидия в галогенных отложениях формации колеблется от 0,002 до десятых долей процента, цезия — от 0,001 до 0,009%.

Рубидий и цезий в водонерастворимой форме встречаются в составе глинистых и терригенных минералов. Как показали исследования, оба эти элемента практически концентрируются в нерастворимом остатке, от количества и состава которого зависит содержание их в породах (табл.5).

Железо, марганец, алюминий и ряд тяжелых малых элементов (V, Cr, Co, Ni и др.) мигрируют в основном в составе механических взвесей и лишь незначительная их часть — в виде коллоидных и истинных растворов. Н.М.Страхов (5) отмечает, что своеобразная форма миграции этих элементов

предопределяет и форму нахождения их в галогенных отложениях.

Т а б л и ц а 5

Содержание рубидия, цезия в кислотонерастворимом остатке галогенных пород месторождения Дзельдысу

Породы	:Количество :нераствори- :мого остат- :ка в 10%-ной :НС1, %	:Содержание в нераствори- :мом в 10%-ной НС1 остат- :ке, вес. %	
		: Rb	: Cs
Карбонатно-глинистый алеурит с примесью солевых минералов	63,84	0,010	0,009
	54,24	0,005	0,005
	49,04	0,015	0,009
	52,70	0,008	0,005
	49,90	0,006	0,001
	61,16	0,002	0,001
	80,30	0,018	0,002
Глауберит-галитовая порода с примесью терригенного материала	33,40	0,001	0,005
	16,36	0,015	0,009
	36,26	0,021	0,006
	17,36	0,020	0,001
	43,06	0,022	0,001

П р и м е ч а н и е. В водорастворимой и солянокислой вытяжке (10%-ная НС1) рубидий и цезий не обнаружены. Содержание цезия не превышает кларковое и практического значения не имеет.

Основная масса Fe, Mn, Al и тяжелых малых элементов сосредоточивается в терригенной части пород. И только очень незначительная часть их, находящаяся в виде растворов, захватывается твердыми солевыми фазами и входит в решетку породобразующих минералов (3). Данные, полученные при изучении континентальных галогенных отложений Тянь-Шаня, полностью подтверждают сказанное.

Наблюдается увеличение концентрации и частоты встречаемос-

ти указанных элементов в зависимости от количества терригенной фракции в породах. Аналогичный характер распределения констатируется и для таких элементов как Be (акцессорный), Ba, Pb, Ti в меньшей мере Zn, Ga.

В некоторых впадинах неогеновые соленосные отложения отличаются повышенным содержанием отдельных элементов. Это связано с формированием их в локальных континентальных бассейнах, расположенных в сотнях километров друг от друга в непосредственной близости к областям сноса. По сравнению с терригенной частью галогенных осадков морского типа кластический материал, поступающий в солеродные бассейны межгорных впадин, был менее интегрирован и в большей мере отражал петрографический состав водосборных площадей. Так, в соленосных отложениях Восточно-Чуйской впадины (месторождение Джельдысу) нами установлено аномально высокое содержание молибдена (0,001-0,002%)^X по всему разрезу. В Кочкорской впадине зафиксированы несколько повышенные концентрации марганца. По данным Н.М.Ивкина, соленосные отложения Кегенской впадины обогащены цинком (0,01-0,03%). Описанные аномалии связаны с петрохимическими и геохимическими особенностями питающих провинций и могут служить в качестве геохимических поисковых признаков рудных месторождений.

В ы в о д ы

I. Геохимический облик неогеновых соленосных отложений Тянь-Шаня в значительной степени обусловлен петрохимическим составом водосборных площадей, а также фациальными условиями накопления осадков.

^X Данные химического анализа.

2. Редкие щелочи в соляных породах находятся преимущественно в водонерастворимой форме и не представляют практического интереса при переработке.

3. Аномально повышенные содержания ряда элементов (Mo , Mn , Zn), установленные в отложениях отдельных месторождений солей, могут служить геохимическим поисковым признаком на эндогенное оруденение в палеозойских образованиях, обрамляющих неогеновые депрессии.

Л и т е р а т у р а

1. В а л я ш к о М. Г. Некоторые черты геохимии бора. В сб. "Химия бора". Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1954.
2. В а л я ш к о М. Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. Изд-во МГУ, 1962.
3. М о р ч е в с к и й Ю. В. О составе природной соли и озерной рапы. Тр. Центральной научно-исследовательской соляной лаборатории, вып.3, 1940.
4. Р у х и н Л. Б. Классификация обломочных и глинистых пород. В сб. "Методы изучения осадочных пород", т.Л. М., Госгеолтехиздат, 1957.
5. С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза, т.Ш. М., Изд-во АН СССР, 1962.
6. Щ е р б и н а В. Н. Минералого-геохимические и генетические особенности третичных континентальных соленосных и гипсоносных отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1956.

УДК 552.323.1 (575.1)

Т.Н.Далимов

ЭВОЛЮЦИЯ И ТИПЫ ЛИПАРИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ УЗБЕКИСТАНА

Общие особенности липаритовой формации

Данные по кислому вулканизму в некоторых структурно-формационных зонах узбекской части Тянь-Шаня свидетельствуют о том, что кислые вулканогенные образования встречаются в нижнем палеозое, нижнем девоне, карбоне и пермотриасе.^{х)} Ниже рассматриваются общие свойства, характерные для всей формации, и делается попытка осветить эволюцию указанных комплексов во времени.

В соответствии с ранее принятыми терминами "формация" и "комплекс" автор рассматривает все, в том числе и кислые вулканические комплексы, в составе единой липаритовой формации, формирующейся в различных структурно-геологических, палеогеографических условиях. Несмотря на ряд индивидуальных черт каждого комплекса, липаритовая формация Узбекистана обладает многими общими чертами, проявляющимися во всех комплексах, и, следовательно, являющимися устойчивыми признаками данной "формации" в целом.

Прежде всего продукты липаритовой формации появляются в специфических структурах, известных под названием вулканических или вулкано-интрузивных поясов, образующихся на стыке (сочленении) мобильной Южно-Тяньшаньской гео-

х) В процессе написания работы были получены данные о докембрийских (вероятно, рифейских) кислых вулканитах басс. р.Маянд (В.А.Хохлов, В.Е.Головин).

синклинальной системы с жесткими срединными массивами: Кызылкумо-Кураминским на севере и Хорезмско-Гиссарским на юге (5,6,8,12). В большинстве других районов СССР продукты кислого вулканизма встречаются также в пределах поясов (Восточно-Азиатский пояс; 14,15).

Важнейшей особенностью областей локализации кислых вулкани-тов является гетерогенность строения земной коры, выражающая-ся в неоднократной смене пород, соответствующих по своим ско-ростям "базальту", "граниту", относительно сокращенной мощнос-ти коры (40-45 км), преобладании пород, соответствующих "базаль-ту", над гранитом (3). Так, в областях с мощным "гранитным" сло-ем и утолщенной мощностью земной коры (50-55 км - Западный Уз-бекистан, Чаткальская зона) кислый вулканизм либо не проявляет-ся, либо развит ограниченно.

Внутри вулкано-интрузивных поясов продукты кислого вулка-низма локализуются в специфических вулкано-тектонических деп-рессиях, имеющих, как правило, наложенный конседиментационный характер. Исследователи выделяют два типа депрессий: остаточ-ные (локализованные в периферических частях Кураминской зоны) и наложенные (в центральных частях так называемой интрагеоан-тиклинали; 1, 7, 12). Основную роль в локализации кислых вул-кани-тов играют наложенные структуры (мульды проседания, каль-деры-обрушения и т.д.). В результате сравнения вулкано-текто-нических депрессий Байсунской и Кураминской зон установлено, что в депрессиях со сравнительно однородным фундаментом степень контрастности вулканических комплексов небольшая, роль сред-них и основных пород в последних незначительна (диаритовый комплекс Байсунской зоны, локализованный в депрессиях, наложен-ных непосредственно на докембрийский субстрат). Если фундамент

вулканогенно-тектонических депрессий отличается сложным гетерогенным характером и состоит из кислых и основных пород, то степень контрастности соответствующих комплексов отчетлива. Объем андезитов, андезито-базальтов в составе формации 8-7% (пермский комплекс правобережья р. Ангрен). В вулканогенно-тектонических депрессиях Кураминской зоны степень контрастности липаритовой формации неодинакова. Наряду с комплексами, где доля андезитов и андезито-базальтов составляет 8-10% (Чилтенская депрессия и др.), в некоторых вулканогенно-тектонических структурах контрастность пород исчезает (Камчикская депрессия) или крайне незначительна. В локализации и внутреннем строении вулканогенно-тектонических депрессий ведущая роль принадлежит глубинным и кольцевым разломам. Зависимость локализации от структурной позиции кислых вулканитов в специфических поясах и депрессиях свойственна не только Тянь-Шаню. Аналогичные связи установлены для Восточно-Азиатского пояса (14), Сихотэ-Алиня (15), Джунгарского Алатау, Тарбагатай (10) и др.

Время проявления отдельных комплексов липаритовой формации, как выяснено в результате анализа их места в истории развития отдельных регионов, свидетельствует о процессах консолидации той или иной структуры, ее окончательном "созревании" и превращении в молодую платформу. Так, нижнедевонский и пермский комплексы Кураминской зоны завершают каледонский и герцинский циклы соответственно. В этом смысле липаритовые комплексы можно рассматривать как индикаторы консолидации отдельных структурно-формационных зон. Нижнекарбовый липаритовый комплекс Байсунской зоны - типичный пример формации области отраженной активизации. Время ее формирования совпадает с началом магматической деятельности в смежной Южно-Тяньшаньской геосинклинали. Вероятно, этот процесс выразился в интенсивном

прогибании и образовании мощной толщи спилитов и диабазов (ходжирбулакская свита - C_1P). Это способствовало возбуждению магматической деятельности в периферических частях Байсунской глыбы. В это же время (C_1V) здесь сформировалась система наложенных вулкано-тектонических депрессий, выполненных кислыми вулканитами.

В результате анализа данных, полученных при изучении рассматриваемых липаритовых комплексов, выявлено, что в наиболее полном варианте они отличаются полифациальным сложным обликом и объединяют породы различной глубинности: гипабиссальные, субвулканические, экструзивные и покровные. С этих позиций описываемые комплексы Байсунской и Кураминской зон можно считать типичными вулкано-интрузивными, вулканическими и плутоническими образования которых характеризуются структурно-геологической, возрастной, петрографо-геохимической общностью (4). Породы упомянутых комплексов (независимо от возраста) сходны по составу и особенностям химизма. Они отличаются устойчивым парагенезисом высокотемпературных плагиоклазов, каликатровых железных шпатов, кварца с умеренно железистыми биотитом и амфиболом. При этом состав интрателлурических вкрапленников плагиоклазов колеблется от андезина (40-42% An) до альбит-олигоклава. Темноцветным минералам свойственна малая железистость. Петрохимически подавляющая часть пород рассмотренных комплексов соответствует среднему типу липарита. На начальных стадиях сформировались дациты, андезито-дациты и андезиты, а на конечных - трахилипариты и граносиенит-порфиры. В связи с гомодромным характером эволюции химического состава происходит накопление некоторых элементов на заключительных этапах вулканической деятельности (Rb, Cs, K, F, Mo, Rb и др.).

Типы липаритовых комплексов

Несмотря на то, что породам описываемой формации присущи некоторые общие черты, характеризующие условия их формирования, тектоническую позицию, петрохимический состав, все же они существенно отличаются друг от друга.

Эти различия обусловлены прежде всего условиями образования. На существование двух типов кислого вулканизма (эвтектоидный и неэвтектоидный) указывали В.С.Коптев-Дворников (9) и И.В.Луцицкий (13). Ниже речь пойдет о продуктах кислого вулканизма, наиболее распространенного (эвтектоидного) типа (В.С.Коптев-Дворников).

Рассмотрим нижнекарбоневый (периферия Байсунского срединного массива) и пермтриасовый (Кураминская зона) комплексы кислых вулканитов, обладающие рядом общих структурно-тектонических черт. При сравнительном анализе основных особенностей этих комплексов (табл. I) установлено, что они отличаются условиями образования (субмаринные и субаэральные) и, следовательно, строением разрезов, слоистостью, ассоциацией пород и степенью изменений. Довольно различен и характер распределения элементов.

Таким образом, в Срединном и Южном Тянь-Шане необходимо, на наш взгляд, выделить два типа липаритовых комплексов: байсунский (субмаринный) и кураминский (субаэральный). Различия, о которых упоминалось выше, становятся еще более очевидными при рассмотрении оруденения, пространственно и структурно связанного с обеими разновидностями кислых вулканитов. С кислым вулканизмом Байсунской зоны связан колчеданно-полиметаллический (алтайский) тип оруденения, а с субаэральным Кураминской — золото-серебряный и флюоритовый.

Т а б л и ц а 1

Средний состав комплексов липаритовой формации Узбекистана (%)

Комплекс	Кислые				Средние и основ- ные		Осадочные и вулканогенно- осадочные		
	туфы и игним- бриты	покровы: лав ли- паритов	экстру- зивно- субвул- каничес- кие	гипабис- сальные интру- зивные	туфы	андези- ты, ба- зальты	туфопес- чаники, туффиты	песча- ники, глины, сланцы	Известня- ки, мраморы
Ордовик-силурийский	0-2	4-5	2-5	-	-	5-8	-	55-60	II-0
Нижнедевонский	15-20	5-0	30-35	-	-	10-12	35-30	5-3	-
Нижнекарбоновый	50	5-10	20-25	0-1	1-3	1-0	10-6	4-3	5-6
Пермотриасовый	40-43	4-5	35-30	10	-	4-5	4-5	-	3-2

Некоторые черты эволюции кислых вулканогенных образований

Проблема эволюционного или циклического развития процессов вулканизма, тектогенеза, магматизма имеет своих сторонников и противников. Автор ставит перед собой довольно скромную задачу — рассмотреть изменения основных черт кислых вулканогенных комплексов во времени.

Липаритовая формация Узбекистана представляет собой, как указывалось, сложную ассоциацию кислых вулканитов и их интрузивных эквивалентов. Менее распространены средние, основные разности, различные вулканогенно-осадочные и осадочные образования. Соотношения между типами пород показаны в табл. I, из которой видно, что основным петрофондом формации являются продукты кислых магм. Характерно, что от древних комплексов кислых вулканитов к более молодым увеличивается объем кислой пирокластики и экструзивно-субвулканических образований, уменьшается роль осадочных и вулканогенно-осадочных пород. При сравнении тектонической позиции и условий локализации отдельных комплексов следует отметить, что для ордовик-силурийского комплекса характерны унаследованные линейные прогибы, закладывавшиеся вдоль зон глубинных разломов; по мере омоложения кислые вулканиты локализируются в наложенных структурах (P_4 ; P_2-T_4) и т.д. Однако данные табл. I фрагментарны и в известной мере имеют формальный характер. Поэтому целесообразно рассмотреть особенности продуктов кислого вулканизма, связанных с различными формациями, соответствующими различным стадиям развития конкретной структурно-формационной зоны. Примером в этом отношении является Кураминская зона. Здесь, по нашим данным, (6), выделяются следующие формации: базальтово-

андезитовая (C_1 - аркутсайская, уинская, кызылсуйская свиты); андезитовая (табл. 2; C_2 - минбулакская свита) и андезито-дацитовая (C_2-C_3 - акчинская, надакская свиты); липаритовая (оясайская и кызылнурильская свиты), сформировавшиеся соответственно на ранней, орогенной и консолидационной (позднеорогенной) стадиях развития региона.

В базальто-андезитовой формации общей мощностью 800-1300 м кислые, умеренно кислые породы располагаются в верхних частях разрезов и представлены, как правило, игнибритами липаритов, липарито-дацит-порфирами и их туфами, составляющими 7-8% объема формации в целом. Химический состав формации и распределение редких и рассеянных элементов представлены в табл. 3, 4.

Андезитовая формация (C_2^b) в Кураминской зоне соответствует минбулакской свите (4). Соотношение различных типов пород в пределах данной формации представлено в табл. 5, из которой видно, что объем кислых пород возрастает в ней по сравнению с предыдущей до 22-25%.

Данные табл. 5 свидетельствуют о том, что ее следует рассматривать как дифференцированную андезито-дацит-липаритовую формацию орогенных областей (II). В ее составе ведущую роль играют андезитовые порфириты и их туфы (5-86, чаще 40-45%). Доля кислых пород также весьма существенна. Аномально высокое значение липаритов и их туфов в некоторых разрезах обусловлено характером действия вулканических построек, приуроченных к областям древней консолидации.

Всем разрезам комплекса присуща гомодромная последовательность слоев: андезито-базальт (андезит) → дацит → липарит

О к о н ч а н и е т а б л . 2

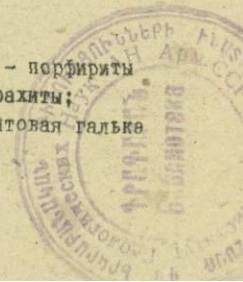
Место составления разрезов и Ф.И.О. автора	Типы пород, %							осадочные (песчаники, известняки, конгломераты)
	Общая мощность, м	андезитов	туфы андезитов	дацит-андезитовые порфириты	туфы дацит-андезитов	липаниты и их туфы		
Верхнее течение Талассая	125	-	-	-	12,00	-	88,0	
Абхархансай; Р.Г.Аваков	III2,5	-	-	-	14,1	36,4	49,5	
с.Богучеллек; Р.Г.Аваков	100	-	-	-	10,0	90,0	-	
Верхнее течение Дудусая; Р.Г.Аваков	680	-	3,0	2,60	18,0	31,9	44,5	
Нижнее течение р.Угам; В.Н.Коржаев	2050	10,00	15,0	17,40	12,5	12,5	32,6	
Горы Минбулак; Н.П.Васильковский	1837,5	13,50	-	31,30	-	17,8	27,4	
Правый борт р.Кызылсу	1275	7,60	6,5	19,70	6,0	39,3	22,2	
Хр.Ташкескен; Э.А.Юдалевич	1400	23,20	11,6	19,20	12,6	13,6	29,8	
Караарча-Тайпай; А.П.Агафонов	2580	58,60	4,5	-	10,2	4,8	14,9	
Район мн-ия Чадак; Л.Г.Лунина	425	25,20	43,1	10,80	16,8	-	4,1	

Характер распределения элементов-примесей в базальт-андезит-дацитовый формации
(по А.Ярмухамедову)

Элемент	Аркутсайская свита					Кызылсуйская свита					Уинская свита					
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2	I3	I4	I5	I6
	(5)	(3)	(5)	(4)	(7)	(8)	(4)	(12)	(3)	(12)	(12)	(2)	(8)	(14)	(9)	(9)
Галлий	Не обн.	0,003	0,003	0,003	0,003	0,004	0,006	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Бериллий	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,006	0,006	0,003	0,003	0,004	0,003	0,007	-	Не обн.	0,003	0,003
Медь	0,003	0,003	0,008	0,009	0,007	0,006	0,002	0,005	0,003	0,003	0,008	0,003	0,003	-	-	-
Свинец	0,003	0,002	0,003	0,002	0,04	0,003	0,001	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,001	0,006	0,003	0,005
Цинк	0,02	0,01	Не обн.	0,015	0,02	0,007	Не обн.	-	0,03	0,03	0,015	0,03	0,03	-	-	-
Серебро	-	-	-	-	0,0004	0,0005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Молибден	-	-	0,0003	-	-	0,0005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Титан	0,7	0,12	0,6	0,55	0,5	0,3	0,26	0,14	0,40	0,3	0,3	0,3	0,3	0,27	0,5	0,6
Ванадий	0,03	0,03	0,024	-	0,03	0,016	0,02	0,003	0,0016	0,03	0,03	0,03	-	-	-	-
Хром	0,0006	0,0001	Не обн.	0,007	0,009	0,001	0,003	-	-	-	-	-	-	-	-	-

П р и м е ч а н и е. I - пироксеновый порфирит; 2 - роговообманковый порфирит; 3 - плагиоклазовый порфирит; 4 - базальт; 5 - порфириты и их туфы; 6 - игнимбриты андезито-дацита; 7 - туфолавы липаритов; 8 - сферолитовые липариты и дациты; 9 - туффиты; 10 - трахиты; II - плагиоклазовые порфириты; I2 - туфолавы липаритов; I3 - сиенит-порфир; I4 - известняки; I5 - туфопесчаники; I6 - порфиритовая галька конгломерата.

Цифры в скобках здесь и в табл. 5,6,7,9,10 - количество усредненных проб.



Химический состав базальт-андезит-дацитової формации

Окисел	Эксплозивная фация							Эффузивная фация					Субвулканическая фация				
	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	56,77	51,42	56,60	71,80	71,85	53,3	50,30	50,84	53,0	54,12	52,52	63,92	64,5	66,58	69,85	56,30	58,90
Al ₂ O ₃	0,61	0,67	0,65	0,23	0,13	0,82	0,88	0,95	0,97	0,97	0,57	0,36	0,44	0,48	0,30	0,41	0,65
TiO ₂	19,66	17,38	15,71	14,93	13,82	20,54	21,40	19,05	20,35	20,59	18,74	16,89	16,52	18,27	16,64	20,20	19,83
Fe ₂ O ₃	4,72	5,74	4,69	0,17	0,19	5,28	4,91	5,21	3,97	3,49	8,32	3,32	2,38	3,7	2,26	0,29	2,59
FeO	2,29	3,30	4,96	2,33	1,76	4,12	4,18	5,22	3,17	3,60	1,27	0,68	3,33	0,57	1,16	1,25	4,07
MnO	0,07	0,08	0,08	0,03	0,06	0,12	0,10	-	0,13	0,06	0,09	0,05	0,06	0,04	0,07	0,03	0,14
MgO	0,03	3,70	4,60	0,91	0,85	4,30	2,79	2,28	3,00	3,00	0,25	2,03	1,08	0,66	0,29	2,12	2,11
CaO	4,80	4,76	5,39	2,50	1,40	6,70	5,70	5,50	8,00	7,30	7,40	4,20	1,50	3,60	3,70	2,71	3,20
Na ₂ O	2,96	2,55	3,30	2,24	2,70	2,08	2,18	4,49	2,09	2,72	3,09	3,00	3,86	2,18	2,83	5,9	4,15
K ₂ O	4,11	2,02	0,39	2,24	4,15	2,92	3,34	3,30	2,60	1,61	5,02	4,63	3,86	3,88	2,00	3,41	2,31
P ₂ O ₅	-	5,76	3,32	1,67	2,00	-	3,26	2,08	2,42	1,75	0,40	-	1,00	1,74	0,80	1,00	2,36
SO ₃	0,36	0,24	-	0,14	0,35	0,89	0,11	0,14	0,08	0,11	сл.	-	0,13	0,05	0,06	1,05	0,24
Σ	100,3	100,77	99,78	99,63	99,47	101,1	101,7	101,5	100,2	99,79	99,66	99,60	98,69	100,3	100,2	99,43	101,47
a	13,4	97,47	8,05	8,6	11,74	9,10	10,3	15,8	8,9	9,0	16,4	13,1	14,2	8,9	9,7	19,3	12,5
e	6,1	6,49	6,78	3,0	1,66	4,8	7,5	5,7	10,4	9,6	5,3	4,8	1,8	4,4	4,4	3,5	4,0
b	13,1	17,97	17,84	8,7	6,87	23,3	19,7	15,7	13,7	14,0	13,8	7,5	11,4	10,8	7,5	8,20	16,0
s	68,3	66,06	67,20	79,8	79,73	62,6	62,9	62,8	61,9	67,3	64,8	74,9	72,6	75,0	79,0	69,0	57,5
m'	15,4	10,21	0,39	58,74	42,7	38,9	28,8	-	-	16,0	-	-	39,0	55,0	55,0	34,2	39,53
f'	58,5	56,63	54,54	26,7	36,9	29,5	45,1	64,2	57,0	49,0	65,7	48,0	45,0	34,0	38,0	18,9	38,25
n	31,1	39,15	45,05	16,7	20,4	31,5	26,1	26,5	40,0	38,0	3,2	46,5	15,9	10,0	6,2	46,8	22,25

Примечание. I - туф плагиоклазового порфирита (р. Кызылсу, К. Рахманов); 2-3 - туфы базальта (р. Караарча, Е. М. Головин); 4 - кварцевый альбитофир (р. Кызылсу, Н. П. Васильковский); 5 - андезит-дацитовый игнимбрит (р. Кызылсу, А. Ярмухамедов); 6 - базальт (р. Аркутсай, А. Ярмухамедов); 7 - плагиоклазовый порфирит (р. Кызылсу, Н. П. Васильковский); 8 - афир (мезостази́с плагиоклазового порфирита, Н. П. Васильковский); 10 - плагиоклазовый порфирит (К. А. Рахманов); 11 - трахитовый порфирит (К. А. Рахманов); 12 - андезитовый порфирит (р. Кызылсу, К. А. Рахманов); 13-15 - липаритовый порфир (р. Кызылсу, К. А. Рахманов); 16, 17 - андезитовый порфирит (г. Большой Чимган, И. М. Исамухамедов).

(кроме Алтынтопкана, где данный комплекс начинается липаритами).

Т а б л и ц а 5

Химический состав главных типов пород андезитовой формации (в стратифицированной последовательности)

Окисел	I (22)	2 (5)	3 (9)	4 (4)
SiO ₂	57,97	63,13	65,85	66,98
TiO ₂	0,67	0,57	0,34	0,40
Al ₂ O ₃	15,38	16,83	17,24	16,04
Fe ₂ O ₃	3,92	2,60	3,26	2,07
FeO	2,86	2,61	0,94	1,23
MnO	-	0,09	-	-
MgO	3,46	2,36	0,79	0,73
CaO	4,86	3,38	2,02	2,78
Na ₂ O	2,72	2,83	2,25	3,05
K ₂ O	3,34	2,72	5,84	3,69

П р и м е ч а н и е. 1 - базальтово-андезитовые, андезитовые порфириты и их пирокластиты; 2 - андезито-дацитовые и дацитовые порфириты и их туфы; 3 - трахиандезито-дацитовые порфириты и их пирокластиты; 4 - фельзитовые, кварцевые, липаритовые порфиры и их пирокласты.

В результате анализа разрезов установлено, что в покровной части комплекса отмечаются фрагменты ритмичности, свидетельствующие о пульсационном характере излияния лав и закономерной эволюции очагов. В наиболее полном варианте разреза в пределах одного ритма андезиты (или их туфы) сменяются андезито-дацитами, а последние - липаритами. В сохранившихся покровах басс.

Соасай-Дудусая, в нижнем течении р.Угам, Ташкескене отмечается три полных ритма. По мере приближения к центральной

части Кураминской зоны ритмичность нарушается и исчезает. При этом доля кислых вулканитов в составе комплекса возрастает от 8-II до 26-35% от общего объема пород каждой пачки.

Усредненный химический состав формации в стратиграфической последовательности и распределение редких и рассеянных элементов приводятся в табл. 6.

А н д е з и т о - д а ц и т о в а я ф о р м а ц и я (C_2-C_3) объединяет в Кураминской зоне так называемые акчинскую и надакскую свиты. От предыдущей формации она отделяется предакчинским несогласием и внедрением среднеглубинных гранитоидов "карамазарского" типа. По данным О. М. Борисова (2) и нашим подсчетам, площадь, занятая породами данной формации, составляет 1000-1200 км². Количественные соотношения типов пород в ней свидетельствуют о том, что суммарное количество кислых лав и их пирокластических эквивалентов в данном комплексе резко увеличивается по сравнению с предыдущим и достигает 35-45%.

При анализе разрезов покровной части описываемой формации установлено, что для них также характерна гомодромная последовательность слоев: андезит-базальт → андезит → липарит. Примечательно, что в формациях, соответствующих ранним стадиям развития (уинская и др. свиты), отмечается один ритм - базальт → андезит → липарит. При этом доля липаритов весьма незначительна, а в ряде разрезов они отсутствуют вообще. В орогенной стадии количество ритмов в наиболее полных разрезах достигает 2-3 - х, а доля кислых дифференциатов увеличивается от ранних ритмов к последующим (3-8% до 12-18%). В заключительной андезит-дацитово-й формации орогенного этапа число ритмов составляет 5-6, доля же кислых продуктов в каждом из них возрастает (1-4% - I-II ритм; 4-6% - 2-II; 8-12% - 5-6-II). В пермское время формиру-

Т а б л и ц а 6

Распределение некоторых малых элементов в породах андезитового комплекса (%)
(по данным А.Ярмухамедова, В.В.Михайлова, Т.Н.Далимова)

Элемент	Эффузивная фация			Эксплозивная фация		
	: андезитовый порфирит (3)	: андезито-дацитовый порфир (4)	: дациты и липарит-порфиры (6)	: туфы андезитовых порфиритов (8)	: туфы дацитовых порфиритов (9)	: туфы липарит-порфиритов (3)
Галлий	Не обн.	0,0006	0,0004	0,0001	0,002	0,002
Германий	-	-	-	-	-	0,00014
Рубидий	0,0105	0,017	0,021	0,027	0,023	-
Цезий	0,004	Сл.	0,001	-	-	0,0021
Литий	0,0016	0,0017	0,0019	-	0,0011	0,005
Тантал	Не обн.	Не обн.	0,0001	-	-	0,0008
Ниобий	"-	"-	0,0007	-	-	0,0012
Свинец	0,009-0,012	0,003	0,004	0,008	0,004	0,004
Цинк	0,008	0,0072	0,003	0,004	0,006	0,008
Медь	0,008	0,003	-	0,003	0,003	0,004

ется мощный гранит-липаритовый комплекс (P_2-T_1).

Следовательно, по мере омоложения конкретных структурно-формационных зон (в данном случае Кураминской) и их консолидации роль кислых продуктов в составе формаций увеличивается. Это позволяет считать липаритовые комплексы индикаторами "созревших" консолидированных структур.

Рассмотрим петрохимические особенности кислых вулканитов, связанных с различными формациями, и распределение в них редких рассеянных элементов (табл. 7, 8)

Т а б л и ц а 7

Усредненный состав кислых вулканитов нижнекарбонатового и пермского трахилипаритового комплексов Байсувской зоны (%)

Окисел	Формации		
	андезитовая (34)	андезито-дацитовая (26)	липаритовая (48)
SiO_2	68,5	69,96	72,5
TiO_2	0,40	0,22	0,12
Al_2O_3	16,04	14,41	13,43
Fe_2O_3	2,07	0,75	1,25
FeO	1,21	3,00	1,30
MnO	Сл.	0,04	0,04
MgO	0,70	0,48	0,67
CaO	2,75	2,12	2,00
Na_2O	3,10	2,69	2,20
K_2O	3,69	3,97	4,35

П р и м е ч а н и е. При усреднении использовались результаты анализов, опубликованные в книгах "Петрография Узбекистана", т. 2 и "Вулканогенные формации Узбекистана"

Т а б л и ц а 8

Среднее содержание некоторых элементов в кислых вулканитах андезитовой, андезито-дацитовой, липаритовой формаций Кураминской зоны (по А.Ярмухамедову, М.Кадырову, Т.Н.Далимову)

Элемент	Ф о р м а ц и я						Кларк (по В.П.Ви- ногра- дову, 1962)
	андезитовая (C _{I-2})		андези- то-даци- товая (C ₂)		липаритовая (P ₂ -T _I)		
	экспло- зивная каничес- кая	экстру- зивно- субвул- каничес- кая	экспло- зивная каничес- кая	экстру- зивно- субвул- каничес- кая	экспло- зивная каничес- кая	экстру- зивно- субвул- каничес- кая	
Rb(n·10 ⁻³)	$\frac{1,2}{16}$	$\frac{1,4}{16}$	$\frac{1,4}{50}$	$\frac{1,6}{50}$	$\frac{3,21}{26}$	$\frac{4,98}{46}$	2,0
Cs(n·10 ⁻⁴)	$\frac{0,4}{12}$	$\frac{0,9}{12}$	$\frac{0,5-1,0}{30}$	$\frac{0,4-0,5}{10}$	$\frac{1,4-1,2}{26}$	$\frac{1-1,3}{49}$	0,5
Li(n·10 ⁻³)	$\frac{0,87}{16}$	$\frac{0,9-1,0}{16}$	$\frac{1,1}{30}$	$\frac{1,9}{10}$	$\frac{2,1-2,9}{24}$	$\frac{2,9-7,0}{24}$	4,0
Ti(n·10 ⁻³)	-	-	$\frac{1,3}{25}$	-	$\frac{1,6-1,8}{4}$	-	-

П р и м е ч а н и е. Числитель дроби - содержание, знаменатель - количество проб

Из табл.8,9 можно сделать следующие выводы:

1) в петрохимическом составе кислых вулканитов от среднекарбонатовых к пермотриасовым наблюдается отчетливая тенденция к накоплению SiO₂ (68 → 69 → 72%), калия (3,6 → 3,9 → 4,3%). Если учесть, что заключительные импульсы пермо-триасового липаритового комплекса характеризуются наличием пород с очень высоким содержанием щелочей (Na₂O + K₂O = 11+10,5%), эта тенденция станет еще более очевидной. В этом же направлении уменьшается содержание глинозема (16 → 14 → 13%), титана (0,4 → 0,2 → 0,1%), железа, кальция;

2) устанавливается увеличение содержаний Cs,

Be_2O_3 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , F, Sn и др. (элементы гранитных магм) от кислых вулканитов, связанных с андезитовой формацией, к поздней липаритовой ($\text{P}_2\text{-T}_1$). В этом же направлении уменьшается содержание меди, ванадия, титана никеля, золота.

Т а б л и ц а 9

Сравнение средних химических составов нижнекарбонатового и пермского трахилипаритового комплексов Байсунской зоны (%)

Окисел	Липаритовый комплекс (C_1)		Трахилипаритовый комплекс		
	экспло- зивная (9)	экстру- зивная (7)	субвулка- ническая (19)	экстру- зивная (11)	субвулка- ническая (20)
SiO_2	75,96	77,44	74,84	77,43	76,39
TiO_2	0,13	0,02	0,08	0,02	0,02
Al_2O_3	11,91	12,33	12,23	12,23	12,70
Fe_2O_3	0,66	1,03	1,09	1,00	1,38
FeO	1,37	1,71	1,49	0,29	0,20
MnO	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00
MgO	0,99	1,44	1,23	0,30	0,43
CaO	2,23	2,14	3,11	1,21	1,08
Na_2O	3,36	4,01	3,07	7,47	6,70
K_2O	0,22	0,73	0,14	0,02	-
F	0,04	-	0,02	Не опр.	Не опр.
ППК	0,04	0,00	0,01	-"	0,28
С у м м а	100,59	99,81	100,16	100,06	100,04

М.Х.Кадыровым приводятся интересные данные по распределению редких щелочей и таллия в так называемых ритмопачках андезитовой формации. В составе последней он выделил ниже- и

верхнеакчинскую, ниже- и верхнеоясайскую пачки. При этом от первого рьята к четвертому содержание рублина увеличивается в следующей последовательности: $1 \cdot 10^{-2}\%$ \rightarrow $1,75 \cdot 10^{-2}\%$ \rightarrow $3,25 \cdot 10^{-2}\%$ \rightarrow $3,6 \cdot 10^{-2}\%$; цезия ($\text{п.}10^{-3}$) - 1,2; 1,3; 2,0; 2,8; лития ($\text{п.}10^{-3}$) - 2,4-2,3; 2,2; 2,25. Аналогичные зависимости получены и для южных склонов Кураминского хребта.

Таким образом, на основе полученных данных можно считать, что кислые вулканы, сопряженные с андезитовой, андезито-дацитовой, базальт-андезитовой формациями, отличаются по составу и обладают индивидуальными петрографо-геохимическими особенностями. Это подтверждается на примере кислых вулканитов Байсунской зоны, где нами были выделены два комплекса липаритов: нижнекарбонный и пермский. О главных особенностях нижнекарбонного липаритового комплекса сообщалось ранее (6). Пермский комплекс распространен в Байсунской зоне крайне незначительно. По мере удаления от смежной Кинь-Гиссарской, где эти образования проявлены довольно широко (дочесовская свита), их площадь сильно сокращается. Так, в области сочленения Байсунской и Кинь-Гиссарской зон площади, занятые пермским комплексом, составляют 75-100, в Чакчаре, Северном Байсунтау - 28-30, а на крайнем юге (южная часть хр. Сурхантау) - 8-10 км². Пермский комплекс Байсунской зоны имеет ряд общих черт с пермтриасовым комплексом Курамы:

1) исключительно трещинную форму проявления. Покровов инокластике не отмечается - в отличие от центральных извержений в C_1 ;

2) комплексы формировались в субаэралих условиях и отличаются отчетливым краснокаменным обликом.

Их петрохимический и геохимический состав показан в табл. 9, 10.

Т а б л и ц а 10

Распределение некоторых элементов в липаритовом
трахилипаритовом комплексе Байсунской зоны (г/т)

Элемент,	Липаритовый комплекс (С _I)			Трахилипаритовый комплекс (Р _I)	
	экспло- зивная : (156)	экструзивная : (53)	субвул- каничес- кая (58)	экструзивная : (43)	субвулканическая : (21)
Рубидий	120-192	144-177	120	870-930	720-810
Цезий	0,8-1,0	1,1-1,9	1,7-1,9	2,1-2,2	1,8-1,9
Литий	7,9-11,3	6,7	6,8-8,3	40-72	34-38
Фтор	700-7200	700-710	670-700	2500-2800	1500-1800
Свинец	20-30	60-70	10-30	180	140
Цинк	5,3	9,2	8,5	190	92
Медь	15-30	40	30-70	8	6
Титан	Не опр.	Не опр.	0,3-0,4	Не опр.	0,09-0,13
Хром	"-	"-	0,01-0,05	"-	0 - 0,005
Ванадий	"-	"-	0,001-0,005	"-	0 - 0,005

Между комплексами Байсунской, как и между комплексами Кураминской зоны, наблюдаются существенные различия: в более древнем нижнекарбоневом накапливаются фемические элементы (Fe, Mg, Ca, Cu, Au), а в пермском - калийные (SiO₂, K). Поэтому (см. табл. 10) нижнекарбоневый комплекс сравнительно беден редкими щелочами, фтором, свинцом и обогащен золотом. Обратная картина характерна для пермского.

Таким образом, в результате анализа тектонической позиции, условий локализации, петрографических особенностей кислых вулканических комплексов Узбекистана нами установлено, что липаритовые комплексы формируются на конечных этапах

развития конкретных структурно-формационных зон. Это свидетельствует об их консолидации или о процессах наложенной активизации. Причем по мере "созревания" структур объем кислых продуктов увеличивается (II). Несмотря на ряд общих черт (тектоническая позиция), индивидуальность каждого вулканического комплекса выражена весьма четко. Это позволяет нам говорить о двух главных типах кислых вулканитов в Тянь-Шане: субмаринном и субаэральном. Сравнение петрохимических, геохимических особенностей комплексов позволяет сделать вывод о том, что на фоне общей эволюции процессов магматизма от основных к кислым в складчатых областях "четко выступает пульсационно-ритмичный характер его проявлений, особенно в орогенной стадии, где каждая формация начинается с андезитов, базальтов и заканчивается липаритами" (Перекалина, Тащина, 1972). Как видно из изложенного, кислые дифференциаты, связанные с более древними формациями, несут их геохимические черты (халькофильность и сидерофильность) и лишь на заключительной стадии развития отдельных регионов они становятся идентичными.

Приведенный материал не позволяет присоединиться к точке зрения тех исследователей, которые отстаивают идею о необратимом развитии вулканизма. Каждый из рассмотренных нами комплексов обладает своими специфическими чертами и отражает общий пульсационно-прерывистый процесс развития земной коры.

Л и т е р а т у р а

1. А р а п о в В. А. Вулкано-тектонические кольцевые структуры Кураминских гор. Материалы II Вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский, 1964.

2. Б о р и с о в О. М. Фергано-Кураминский срединный мас-

смы и его положение среди структур Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1971.

3. Б у т о в с к а я Е. М. Глубинное строение Восточного Узбекистана. В сб. "Глубинное строение земной коры и верхней мантии Узбекистана". Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1971.

4. В а с и л ь к о в с к и й Н. П. Стратиграфия и вулканизм юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1952.

5. Г а р ь к о в е ц В. Г. и др. Тектоника Узбекской ССР. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1967.

6. Д а л и м о в Т. Н. и др. Вулканогенные формации Узбекистана. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1971.

7. Д а л и м о в Т. Н., А й в е н ш т а т В. И. Фациальность гранитоидных формаций. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1971.

8. К а р п о в а Е. Д. Сводово-глибовые области и их металлогения. В сб. "Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования". Л., изд-во "Недра", 1966.

9. К о п т е в - Д в о р н и к о в В. С. и др. О типах кислого вулканизма. Тезисы Докладов IV Петрографического совещания. Баку, изд-во АН АзССР, 1969.

10. К о т о в а Л. Н. Девонский вулканизм Тарбагатая. М., изд-во "Наука", 1972.

11. К у з н е ц о в Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во "Наука", 1964.

12. Л а в е р о в Н. П. и др. Геология липаритовой формации Средней Азии и Казахстана. М., изд-во "Недра", 1972.

13. Л у ч и ц к и й И. А. Основы палеовулканологии. М., изд-во "Наука", 1971-1972.

14. Устиев Е. К. Вулкано-плутонические формации Охотского пояса в свете проблем магматизма. Тезисы докладов XII конференции МГТС, М., изд-во АН СССР, 1960.

15. Фаворская М. А. Магматизм восточной Камчатки. М., изд-во "Наука", 1965.

УДК 553.493.5 (235.216-13)

С.И.Ибадуллаев, Б.Р.Махмудов,
А.М.Эргешов

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В основу данной статьи положены результаты комплексного изучения редкометалльных проявлений Западного Узбекистана и Южной Ферганы, проведенные нами в 1954-1972 гг. При обобщении этих материалов мы пользовались классификацией месторождений полезных ископаемых В.И.Смирнова (21), далее развивая ее с учетом особенностей регионального рудообразования.

Серии, группы и классы оруденения

На территории горноскладчатых сооружений Узбекистана к настоящему времени выявлены две серии редкометалльных проявлений - эндогенная и экзогенная.

Представители метаморфогенной серии в Южном Тянь-Шане пока не обнаружены, хотя, судя по общегеологическим соображениям, возможность нахождения их здесь не исключена. Сравнительно полно представлена эндогенная серия. Ниже приводится описание относящихся к ней групп месторождений.

Магматическая группа не только в Средней Азии, но и в большинстве регионов мира как непосредственный

источник редких элементов существенного значения не имеет. Однако некоторые гранитоиды, содержащие вкрапленность редкометалльных акцессорных минералов, следует расценивать в качестве позднемагматических редкометалльных проявлений. Необходимо также выяснить их роль в образовании редкометалльных россыпей ближнего сноса. Вместе с тем значение чисто региональных особенностей распределения редких элементов в гранитоидах весьма важно для оценки перспектив и ориентации поисков редкометалльного оруденения в Тянь-Шане.

Выборочное опробование крупных масс как собственно гранитов, так и других представителей этого семейства (диоритов и монзонитов, гранодиоритов, граносиенитов, плагиогранитов, аляскитов и т.д.) дает обнадеживающие результаты. Приводимые нами материалы свидетельствуют о заметной редкометалльной специализации большого числа гранитоидов Тянь-Шаня.

Пегматитовая группа в горной части Узбекистана и сопредельных территориях довольно многочисленна. Мы подразделяем ее на три подгруппы:

- 1) габбро-пегматиты (С.И.Ибадуллаев, О.Н.Козлова, 1972);
- 2) гранитные пегматиты - главная, относительно распространенная подгруппа, представленная в Узбекистане различными типами, по систематике А.Е.Ферсмана, в частности, шерлово-мусковитовыми разновидностями;
- 3) сиенитовые пегматиты, выявленные и изученные еще недостаточно.

Из пегматитов мы рассматриваем в основном гранитные.

Проблематичной во всей Средней Азии остается редкометалльная карбонатитовая группа месторождений, имеющая, по В.И.Смир-

нову (20), смешанный генезис (магматический и метасоматический). По-видимому, для суждения о региональных возможностях карбонатитообразования следует руководствоваться замечаниями В.И.Смирнова (21) о том, что карбонатиты как по составу, так и по геологическим условиям формирования входят в обособленную группу эндогенных месторождений.

"Все выявленные до сих пор карбонатитовые месторождения, — пишет В.И.Смирнов (21, стр.159), — связаны исключительно с платформенным этапом геологического развития и ассоциированы только с комплексами ультраосновных — щелочных платформенных интрузивов центрального типа". Эта точная и полная формулировка в общем позволяет констатировать, что по характеру развития (классическая складчатая область) Тянь-Шань не является областью продуктивного карбонатитообразования. Тем не менее нами и Л.А.Быковым редкометальные карбонатиты не исключены из программы дальнейших исследований, поскольку идет выяснение металлорудных возможностей палеозойских "эпигорогенов", позднее местами впавших в состояние "автономной" тектоно-магматической активизации квазиплатформенного типа (2).

Учитывая новые данные, В.И.Смирнов (21, стр.121) отметил, что "пегматиты и находящиеся в них полезные ископаемые принадлежат к самостоятельной группе позднемагматических образований, формирующихся на самых завершающих ступенях отвердевания интрузивных массивов и располагающихся близ их кровли". Редкометальные карбонатиты охарактеризованы им как месторождения, неоднородные по генезису — "магматические, метасоматические и комбинированные". Собственно постмагматические группы месторождений у него следуют за известняковыми скарнами. В соответствии с этим принципом деления ведется дальнейшее изложение.

В связи с новым притоком информации глубже характеризуется месторождения скарновой группы, в Южном Тянь-Шане представлены всеми тремя классами (по номенклатуре В.И.Смирнова, 2I; и др.) — магнизиальным, известковым и силикатным (реже).

Материалы по скарнам некоторых регионов, в частности Узбекистана, подтвердили и уточнили положение о том, что в отношении концентрации редких элементов первостепенное значение имеют известковые скарны, тогда как в магнизиальных практический интерес мог бы иметь, пожалуй, только бор.

Редкометалльные известковые скарны образовались путем замещения не только карбонатных, но и силикатных вмещающих пород (биметасоматические минералобразования, по Д.С.Коржинскому (16); и др. Магнизиальные скарны образовались еще в магматическую стадию эндогенного цикла при наличии легко заменяемых высокомагнизиальных вмещающих пород (доломитов). Этим, по-видимому, объясняется их слабая редкометалльная специализация. Если в известковых скарнах, наряду с гранатами андрадит-гроссулярового ряда, пироксенами диопсид-геденбергитового ряда, волластонитом, везувианом, эпидотом и другими силикатами (Ca, Mg, Fe), возможны такие редкометалльные минералы, как гельвин, хризоберилл, циркон, ортит, шеелит, касситерит, молибденит и другие сульфиды, то в магнизиальных скарновых зонах вместе со специфичными богатыми магнизией силикатами — форстеритом, диопсидом, монтчеллитом, серпентином и т.п. — встречается лишь повышенные количества боратов (людвигит, котоит и др.) и сульфидов. Поэтому в дальнейшем следует обратить особое внимание на специфичные редкометалльные разности известковых скарнов.

Если лет 10-15 назад пегматиты (в меньшей мере скарны)

считались единственными потенциальными носителями эндогенных руд редких элементов Средней Азии, то к настоящему времени положение коренным образом изменилось, благодаря выявлению постмагматических редкометалльных проявлений различных типов.

Как указывалось ранее (I4), постмагматические месторождения Тянь-Шаня по характеру редкометалльной специализации делятся на три категории. Первую составляют разнообразные по условиям формирования постмагматические месторождения сульфидных руд, содержащих определенные сочетания сопутствующих редких элементов - халькофилов (Cd, Ga, Jn, Tl, Ge, Se, Te); вторую - некоторые постмагматические проявления, тесно связанные с лейкократовыми гранитами и обнаруживающие скопления редких элементов - литофилов (Rb, Cs, Ta, Nb и др.); третью - рудопроявления, в которых устанавливаются редкие элементы - представители той и другой категорий (это прежде всего постмагматические рудопроявления W, Mo, Sn с большой гаммой сопутствующих литофилов и халькофилов).

Среди постмагматических редкометалльных проявлений первой категории в Южном Тянь-Шане выявлены почти все классы колчеданной и собственно гидротермальной групп, указанные в сводной генетической классификации месторождений В.И.Смирнова (21, стр. 60), в том числе плутогенные, вулканогенные, телетермальные и вулканогенно-осадочные. Среди редкометалльных проявлений второй категории ведущую роль приобретают рудопроявления альбит-грейзеновой группы В.И.Смирнова. Что же касается собственно гидротермальной группы, то в ней пока единичные для условий Южного Тянь-Шаня находки редкометалльной минерализации относятся к плутогенным, реже вулканогенным классам, связанным с деятель-

ностью кислых щелочных магм.

Учитывая изложенное, главное внимание далее мы сосредоточиваем на пегматитовых и альбит-грейзеновых редкометальных проявлениях. Альбит-грейзеновая группа В.И.Смирнова, благодаря работам А.А.Беуса и его последователей (5,17) названа общепризнанным термином - "редкометальные апограниты". Для обозначения группы метасоматических пород, образовавшихся в результате интенсивной метасоматической переработки гранитоидов высокотемпературными послемагматическими растворами, обусловившими глубокое изменение минералогического состава и первоначальной структуры первичной породы, предложен термин "апограниты" (5, стр.5).

Первоначально этот термин был применен для обозначения колумбитоносных гранитов Нигерии (плато Джос) и их аналогов в различных странах. Нигерийские граниты, являющиеся важнейшим объектом рассматриваемого типа, ранее характеризовались (25, 26,27) как нормальные магматические образования с первичными редкометальными акцессориями. С рассмотрения подобных гранитов и началось развитие представлений о редкометальных апогранитах - продуктах послемагматического метасоматоза (5).

В последующие годы, наряду с аналогами нигерийских гранитов, многие редкометальные проявления были установлены также в постмагматически измененных гранитоидах. Следовательно, значение термина "редкометальный апогранит" расширяется.

Под редкометальными апогранитами мы подразумеваем все продукты постмагматического метасоматизма гранитов, включающие сверхкларковые содержания редких элементов. Если, например, кларк цезия (по А.П.Виноградову) для гранитов в целом состав-

ляет десятитысячные доли процента, то в конкретных редкометалльных апогранитах содержания цезия в валовых пробах в десятки и сотни раз больше кларка.

Данные по редкометалльным апогранитам Южного Тянь-Шаня показывают, что в минералого-геохимическом отношении процессы альбитизации, грейзенизации, микроклинизации, протекающие в гранитах, гранитогнейсах, аляскитах и т.п. резко отличаются друг от друга: в микроклинизированных гранитах Нуратау зарегистрировано до 2% циркона, в альбитизированных и грейзенизированных гранитах и особенно аляскитах Западно-Гиссарского района - до 3% ортита, в грейзенизированных гранитах Чаткальского района (Саргардон) - до 3% зеленовато-желтой разновидности вторичных слюд, содержащих редкощелочные элементы.

В результате проявления указанных процессов в гранитоидах наблюдаются структуры замещения, которые и служат одним из признаков тех или иных апогранитов.

В основу данного раздела положены разнообразные геологические материалы, собранные нами в 1954-1973 гг. преимущественно на ведущих пегматитовых полях Западного Узбекистана. Однако необходимо рассмотреть несколько предшествующих работ близкого нам профиля.

Основопологающие установки А.Е.Ферсмана по вопросам пегматитообразования дальнейшее развитие получили прежде всего в трудах К.А.Власова (6-10).

В 1946 и 1952 гг. К.А.Власов опубликовал схему текстурно-парагенетической классификации пегматитов (рис.1), которая сыграла большую роль в познании образования пегматитов. Недостатки

данной классификации отмечены в работах В.Д.Никитина (19), А.И.Гинзбурга (13) и др. Однако для наших работ в Южном Тянь-Шане наиболее приемлемой оказалась именно она, хотя в отдельных случаях внутреннее строение конкретных пегматитовых проявлений Узбекистана вскрывается недостаточно.



Рис. I. Текстурно-парагенетическая классификация пегматитов К.А.Власова (8)

I - граниты и пегматитовые граниты; 2 - пегматиты письменной и гранитной структур; 3 - микроклин-олигоклазовые и другие зоны, а также блоки и кристаллы акцессорных минералов (сподумен, берилл и др.); 4 - кварцевые блоки (часть) ядра и пояса позднего кварца; 5 - комплексы и зоны замещения: альбит, кварц, мусковит, лепидолит и др.; 6 - кристаллы редкометалльных минералов; 7 - контактовые оторочки и зоны мусковит-кварцево-полевошпатового состава.

Текстурно-парагенетические типы пегматитов: I - равномерно-зернистый, или письменный; II - блоковый; III - полнодифференцированный; IV - редкометалльного замещения.

В 1952 г. выходит работа А.И.Гинзбурга, в которой рассматриваются условия формирования пегматитов в определенных геологических условиях. В ней четко выделены пегматиты: сингенети-

ческие ("местные", шпировые) и эпигенетические ("выжаты"). Причем вторые подразделены на формирующиеся в спокойной тектонической обстановке и в неспокойной ("условия часто меняющегося давления"). Этим было подчеркнута, что концентрическая зональность (в стиле схемы В.А.Власова, рис.1) присуща главным образом сингенетическим и эпигенетическим пегматитовым телам.

В наиболее обобщенном и схематизированном виде с учетом основных работ (12,15 и др.) мы намечаем следующую зональность: 1) краевая зона - мелкозернистые оторочки жил, графически, преимущественно безрудные пегматиты; 2) срединные зоны - грубозернистые (до блоковых) пегматиты с наибольшими проявлениями рудообразующих и сопутствующих замещений; 3 - центральные зоны - главным образом безрудные "кварцевые ядра", пегматитовые гнезда, линзы, жилы.

Для эпигенетических тел характерна сложная зональность пегматитов, неоднородных по внутреннему строению. Метасоматические явления в пегматитах данной подгруппы так ярко выражены, что названная концентрическая зональность (если она возникает) значительно усложняется и затушевывается пневмато-гидротермальными процессами ("пульсация"). Современные фактические материалы в общем подтверждают наличие указанных закономерностей внутреннего строения пегматитов.

В свете изложенного должно быть понятно, почему внутреннему строению пегматитовых тел уделяли внимание почти все специалисты, изучавшие пегматитовые месторождения. Но отдельные вопросы зональности пегматитов (например, морфология внутренних зон пегматита) исследованы недостаточно. При сопоставлении работ В.Д.Никитина (19) и К.Л.Бабаева (3) обнаруживаются различия

между подходами этих ученых к упомянутому вопросу и принципиальные расхождения в получаемых ими выводах.

Существенным шагом вперед явилась монография Н.А.Солодова (22), посвященная внутреннему строению и геохимии редкометалльных пегматитов. На основе большого фактического материала автор ее уточняет понятие "зона пегматитового тела", обосновывает принципы оформления таких зон и парагенетической классификации пегматитов. Он указывает (стр.25), что "рациональное выделение и наименование зон должны сочетать в себе два основных признака - главные минералы и структура".

Одним из конкретных выражений этого принципа явилась классификация гранитных пегматитов Средней Азии (4). Однако новые фактические материалы, собранные различными исследователями за II лет после ее опубликования, требуют существенного уточнения представленной схемы. Если же отвлечься от местных деталей состава и строения пегматитов, то обнаруживается сходство ее и даже принципиальное единство со схемой К.А.Власова. Следует отметить, что в ней не уточнены такие важные для типа признаки, как состав вмещающих пород, тектоническая обстановка и др. На примерах пегматитов Южного Тянь-Шаня нами выявлены следующие закономерности.

I. Большая группа пегматитовых тел региона (в их числе жилы, линзо- и гнездообразные формы) характеризуется четко выраженной симметричной зональностью, зависящей от вмещающих пород, в которых сформировалось пегматитовое тело. Особенности состава и внутреннего строения пегматитов региона во многом предопределяются тремя группами сред - гранитоидами, сланцами, известняками. В частности, для Западного Узбекистана нами уста-

новлены следующие соотношения:

а) в гранитоидах (П фазы) пегматитовые тела, несколько меняющиеся по форме, часто обнаруживают симметричную, притом довольно единообразную зональность (рис.2). Существенное значение при этом имеют два зонообразующих (термин Н.А.Солодова) минерала - турмалин (шерл), накапливающийся в краевых зонах, и блоковый микроклин, характерный для сердцевины пегматита. Примечательно, что в этих случаях акцессорные рудные минералы сосредоточиваются только во внутренних зонах пегматита;

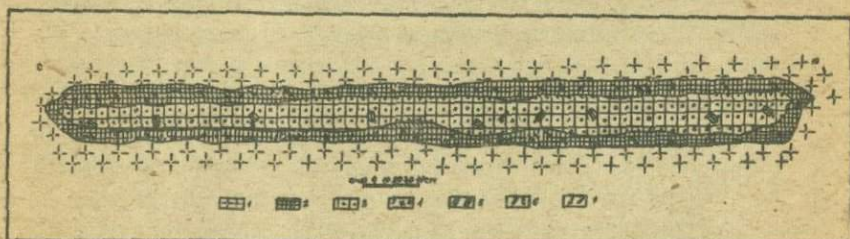


Рис.2. Строение зональных пегматитов I типа, сформированных среди гранитоидов в спокойных тектонических условиях

1 - гранодиорит; 2 - среднезернистый пегматит; 3 - крупнозернистый пегматит; 4 - выделение крупных чешуй мусковита; 5 - особо крупные индивиды микроклина; 6 - акцессорный берилл; 7 - турмалин

б) в сланцах силура, олагающих экзоконтактовые участки пегматитоносных гранитоидных массивов, пегматитовые тела также нередко обнаруживают симметричную зональность, во многом аналогичную предыдущей (см.рис.2 и 3). Замечено, однако, что вмещающие сланцы больше, чем гранитоиды, способствуют развитию в пегматите акцессорных граната, силиманита и других высокоглиноземистых минералов;

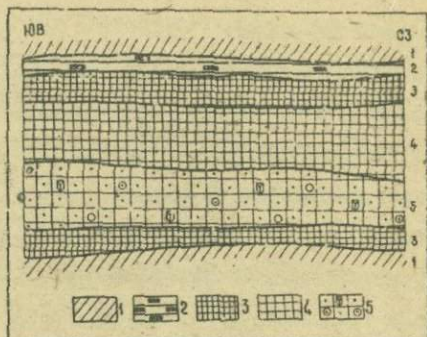


Рис.3. Строение зональных пегматитов I типа, сформированных в спокойных тектонических условиях среди сланцев (по классификации С.И.Ибадуллаева). Пегматитовое поле Алтынтау (Селенсай) в Центральных Кызылкумах:

1 - вмещающие сланцы; 2 - сланцы в зальбандах пегматита, содержащие выделения турмалина и других минералов пегматитового процесса; 3 - относительно мелкозернистые пегматиты; 5 - крупнозернистый пегматит с крупными индивидами микроклина и кварца

в) в силурийских известняках пегматит редко образует крупные тела, причем зональное его строение из-за быстрого остывания пегматитовых дериватов и развития процессов десиликации, оказывается менее четким, менее сложным. А.Е.Ферман (24) писал, что "чистая линия" пегматитов проявляется только в среде материнских гранитоидов; в песчано-сланцевых отложениях заметны относительно слабые признаки "линии скрещения", наиболее полного развития достигающие в среде карбонатных или основных и ультраосновных магматических пород, где пегматит десилицируется. Такие соотношения полностью подтверждаются нашими данными

для Западного Узбекистана.

2. Результаты массовой документации пегматитовых тел показывают, что симметричное поясное строение пегматита зачастую подвержено мелким нарушениям даже в тех случаях, когда пегматит, казалось бы, следовало отнести к подгруппе пегматитовых тел, формировавшихся в спокойной обстановке. Нередко зональность искажается из-за более успешного развития минеральных зон лишь у висячего бока пегматита, тогда как в стороне лежащего бока отдельные зоны могут выпадать, сокращаться, выклиниваться и т.д. (рис.4). Далеко не всегда достигается оптимальный режим пегматитообразования, описанный К.А.Власовым (7), т.е. режим, при котором летучие компоненты по мере охлаждения пегматитовой системы могли бы спокойно и "до предела" отжаться внутрь пегматитовой камеры, образуя "эталон зональности" (см. рис.3). В условиях Тянь-Шаня можно отметить усложнение и вообще "аномалию" зональности. Так, на примере многих коротких жил Каратыбе (рис.5) ясно видно, что летучие компоненты пегматитовой камеры перемещались вверх, равномерно рассеиваясь по всей массе пегматитового расплава и препятствуя возникновению ярко выраженного зонального строения пегматитовой жилы. Если же отжим летучих компонентов внутрь пегматитовой камеры не носит регулярного характера, возникает, так называемое, гнездовое внутреннее строение пегматитовых жил (см.рис.5).

3. Значительное число пегматитовых тел формировалось в заведомо неспокойной тектонической обстановке, при которой возникали побочные явления, сильно затемнявшие охарактеризованный эталон (не вполне сосредоточенный отжим летучих компонентов, возникновение ряда разобщенных очагов их накопления, перемежи-

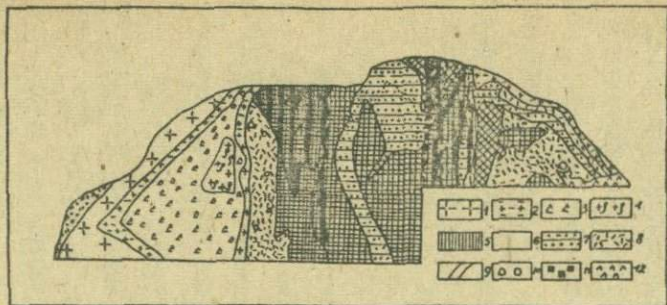


Рис.4. Пример сложнзонального замещения пегматита. Рудоносное пегматитовое тело, в котором минерализация контролируется тектоническими трещинами. Зарисовка стенки карьера, м-б I:50 (по А.М.Палванову и С.И.Ибадуллаеву)

I - порфирировидные биотитовые гранодиориты (вмещающие породы); 2 - аплитовые зоны; 3 - зона графического пегматита; 4 - зона пегматита гранитовидной структуры; 5 - зона грубозернистого пегматита; 6 - блоковой микроклина; 7 - скопления и зоны кварца; 8 - участки альбитизированного микроклина; 9 - интенсивная метасоматическая альбитизация; 10 - зоны "ожелезнения" пегматита; II - выделения жильбертита; I2 - акцессорные рудные минералы (Fe, участки т1 и др.)

вание различных фаз и т.д.). Вот почему, наряду с правильной симметрично-поясной зональностью пегматитов, части пегматитовые тела с менее правильным внутренним строением (см. рис.5).

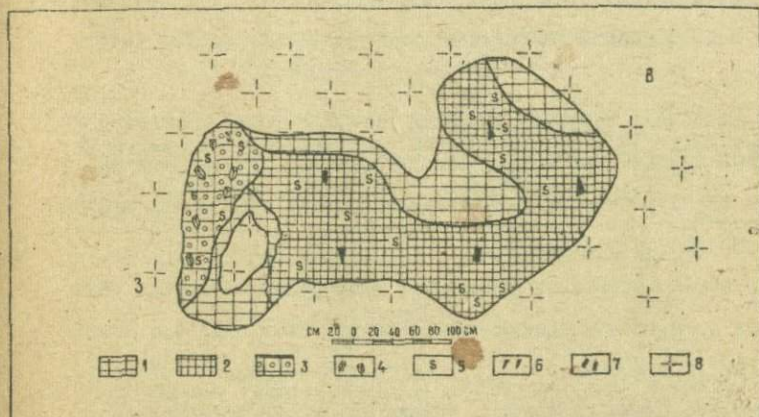


Рис.5. Короткая линзовидная жила с невыдержанным зональным строением:

1 - зона крупнозернистого пегматита; 2 - среднезернистого пегматита; 3 - блокового выделения кварца и полевого шпата; 4 - блоковый полевой шпат (микроклин-пертит); 5 - мусковит; 6 - единичные выделения турмалина; 7 - аксессуарный берилл; 8 - гранодиорит

При дальнейшем изучении их установлено, что среди неправильнозональных пегматитов практический интерес представляют жилы со сложным внутренним строением, в которых особенно резко проявилась метасоматическая минерализация, связанная с внутри-пегматитовой трещинной тектоникой. Типичный пример их, отражающий специфику пегматитовых процессов Западного Узбекистана, приведен на рис.4, где показано совмещение двух типов зональности - первичной или ранней (по К.А.Власову, Е.Н.Камерону и

др.), и наложенной, связанной с трещинными пневмато-гидротермальными растворами. При этом документация пегматита свидетельствует о связи рудных минералов с деятельностью именно таких растворов.

Таков общий характер развития внутренней зональности пегматитовых тел (см. рис. I-5), свидетельствующий о том, что известные текстурно-генетические классификации пегматитов нуждаются в доработке и уточнении.

По нашему мнению, в дальнейшем классификации должны развиваться по пути объединения классификационных схем А.И. Гинзбурга (I2) и В.И. Смирнова (2I). На первых порах, по-видимому, возможно несколько вариантов, выражающих чисто региональные условия. Мы решили эту задачу на основании материалов изучения пегматитов Южного Тянь-Шаня, прежде всего Западного Узбекистана (табл. I).

К.А. Власов отмечал, что его типы пегматитов легко опознаются в полевых условиях и могут быть быстро использованы полевым геологом при выборе направлений поисковых работ, оценке перспектив редкометалльного оруденения в пегматитах изучаемых рудных полей.

Еще более полно мысль о диалектическом единстве теоретических и практических задач классификации полезных ископаемых выражена В.И. Смирновым (она частично приводилась выше). Для различия генетических типов пегматитовых месторождений еще в полевых условиях мы составили классификационную схему (табл. 2), в которой основные текстурно-парагенетические признаки пегматитов сопровождаются серией дополнительных (вещественный состав, морфология, условия залегания и образования пегматитовых

тел). Для удобства использования классификации на конкретных пегматитовых полях Средней Азии выявляются характерные пегматитовые рудопоявления Южного Тянь-Шаня.

Т а б л и ц а I

Сопоставление номенклатур генетических подразделений пегматитовых месторождений

Генетическая номенклатура В.И.Смирнова	Генетическая номенклатура А.И.Гинзбурга	Минералогическая номенклатура С.И.Ибадуллаева (для Западного Узбекистана)	Иллюстрация
1. Простые	Сформированные в спокойной тектонической обстановке	Керамические пегматиты	Рис.2
2. Перекристаллизованные	Сформированные в обстановке промежуточного характера	Керамические, мусковит-редкометалльно-редкоземельные	Рис.2-3
3. Метасоматически замещенные	Сформированные в неспокойной тектонической обстановке	Редкометалльно-редкоземельно-редкощелочные	Рис.4
4. Децилицированные	—	Полезношпатово-сфен-апатитовые	—

Признаки генетических классов пегматитовых месторождений известны, поэтому мы рассматриваем лишь отдельные неясные или дискуссионные вопросы. В тектоническом отношении предлагаемая классификационная схема раскрывает глубокую взаимосвязь между ранними классификациями А.И.Гинзбурга и В.И.Смирнова (см.табл.2). Это иллюстрируется типовыми примерами зонального внутреннего строения конкретных пегматитов (см.рис.1-5).

Следует отметить дискуссионность термина "перекристаллизованные пегматиты". Некоторые аспекты процессов перекристаллизации для пегматитов, залегающих в неограниченных породах, как показал П.И.Татаринов (23) при оценке значения трудов В.Д.Никитина (18 и др.), остались проблематичными; в ряде конкретных пегматитовых тел нет четких признаков перекристаллизации. По-видимому, подразделение перекристаллизованных пегматитов удобно именовать именно так для краткости, ибо в нем предполагаются процессы, отличные от перекристаллизации; в частности, интерес представляет депневматолиз и другие явления, о которых писал А.Е.Ферсман (24).

Одним из спорных является вопрос о среде формирования пегматита: в какой мере правомочно считать состав вмещающей среды одним из признаков генетического типа пегматитов, если большинство их относится к эпигенетическим ("инъекционным") месторождениям? Чтобы правильно ответить на этот вопрос, следует помнить, что первые три типа в нашей классификации соответствуют "чистой линии", а четвертый - "линии скрещения" А.Е.Ферсмана. Поэтому состав вмещающих пород для I-III типов, на первый взгляд, не должен иметь решающего генетического значения. Тем не менее статистические данные по пегматитовым полям Средней Азии свидетельствуют о развитии I и II типов преимущественно в гранитоидах, а III - в негранитоидных "силикатных породах" (песчаниках, сланцах и т.п.). Особый интерес при этом вызывает распределение двух подтипов III типа - возможная приуроченность первого подтипа как к гранитоидам, так и к негранитоидным породам, а второго - только к негранитоидным, удаленным от материнских интрузивов. В частности, представляет интерес суждение И.И.Матросова (1971) о том, что "температурные ус-

Генетические типы гранитных пегматитов Южного Тянь-Шаня
(Составил С.И.Ибадуллаев по материалам личных наблюдений 1969 X)

Геолого-минералогическая характеристика месторождений	I. Простые кварцевые полевошпатовые (керамические)	II. Перекристаллизованные керамические, слюдяные, мусковит-редкощелочные; редкоземельные	III. Метасоматически замещенные сложно-редкометалльные	IV. Десилицированные полевошпатово-сфен-apatитовые и др.	
Минералого-геохимические признаки пегматитов					
Количественно-минеральный состав	Кислый плагиоклаз, микроклин 60-80, кварц 20-40 и др.	Кварц 20-50, микроклин 50-80, альбит 10-12, мусковит и др. 5	Микроклин 30-45, кварц 25-30, альбит 10-25, мусковит до 10 и более, кассидерит до 1	Альбит 15-50, кварц 35-40, лепидолит и амблигонит-монтебразит до 10	Андрезин до 40-60 и более: кварц, микроклин, олигоклаз и др. 20-40 (1)
Акцессорные и рудные минералы	Магнетит, апатит, гадолинит, фергусонит, гранат, ортит, ксенотим, циртолит, ильменит, сфен, анатаз, рутил, циркон, колумбит, бастнезит, пирит, халькопирит, галенит	Колумбит, мангано-колумбит, танталит, гранат, апатит, циркон, циртолит, оранжид, реже фергусонит, гадолинит	Апатит, гранат, ортит, циртолит, сиклерит, цеоцит, пурпурит, графитин, пирит, халькопирит, галенит, церуссит, киноварь, золото	Апатит, гранат, турмалин, топаз, триптит, фосфорит, литиобиллит, сиклерит, пурпурит, гетерозит и др., фосфаты, акцессорные хлориды, титрандит, шеелит, пирит и др.	Сфен, ильменит, рутил, анатаз, гранат, апатит, циркон, бастнезит, флюорит
Минеральные ассоциации (по ведущим акцессорным минералам)	Циркон-сфен-apatитовая	Фергусонит-гадолинит-ксенотимовая, берилл-колумбитовая	Берилл-мангано-колумбитовая, реже фергусонит-гадолинитовая	Лепидолитовая, лепидолит-кассидеритовая и др.	Сфен-apatитовая, реже ильменит-анатаз-рутиловая
Метасоматические явления	Незначительные (микроклинизация и др.)	Микроклинизация, альбитизация, мусковитизация	Микроклинизация, альбитизация, грейзенизация, отложение оруденения	Альбитизация, лепидолитизация, мусковитизация, отложение оруденения	Карбонатизация, альбитизация, окварцевание и др.
Редкие элементы	Rb, Y, Yb, Nb, Ta	Акцессорные Be, Ta, Nb, Zr, Th, TR, (Ce, La, Pr, Nd, Tb, Y, Yb, Lu)	Акцессорные Be, Li, Nb, Ta, Rb, Cs, Rb	Акцессорные Li, Sn, Nb, Ta, Be	TR, Ce, La, Di, No, Y, Yb, Zr, Ti

Геолого-минералогическая характеристика месторождений	I. Простые кварцево-полевошпатовые (кварца больше)	II. Перекрытые или обильные кварцевые, ставные, мусковит-редкоfeldшпатовые; редко-зеленые	III. Частично или полностью замещенные сложно-редко-металльные		IV. Десилицированные полевошпатово-сфен-анатитовые и др.
			а) колумбит-танталомельнит и др.	б) лепидолит-редкощелочные касситеритовые и др.	
Морфологические особенности пегматитов					
Морфология	Гнезда, линзы, свальные и неправильные штокобразные тела	Гнезда, линзы, штокообразные тела	Пластообразные, линзовидные, штокообразные тела, иногда сложные формы с раздувами, пережимами и ответвлениями	Различные жилы и линзы подковообразные, коленообразные, ветвящиеся сложные тела	Преимущественно жилы и линзообразные тела
Мощность и длина простирания (в скобках), м	5-25 (10-25)	10-12	10, редко до 50 (10-1400, в основном 80-120)	2, редко 5 (20-200)	2, редко более (20-40)
Внутреннее строение (главные текстурно-парагенетические типы внутренних зон)	Стандартная правильная зональность отложения от периферии к центру: микроклин-плагиоклаз-кварцевая краевая; кварцево-микроклиновая (графическая); микроклин-кварцевая с альбитом; микроклиновая с гадолинитом и фергусонитом; кварцевая	Зональность отложения и частичной перекристаллизации, случаи неправильной зональности с перекристаллизованными индивидами кварца, микроклина, слюды	Зональность отложения и подчиненного ему относительно умеренного замещения: микроклин-плагиоклаз-кварцевая краевая; микроклин-кварцевые графические и пегматоидные с мусковитом и альбитом; кварцево-мусковитовая (замещающий комплекс); альбитизация и др.	Зональность отложения и интенсивного замещения: микроклин-альбитовая и альбит-лепидолитовая (грубо дифференцированная); кварцево-клевеландитовая (средне, мелко- и крупнозернистая); кварцево-альбитовая (мелкозернистая); кварцево-микроклин-клевеландитовая (крупнозернистая)	Зональность десиликации
Структура	Графическая, пегматоидная, аплитовидная	Графическая, апографическая, пегматоидная, частью блоковая	Графическая, апографическая, пегматоидная, блоковая, метасоматическая	Пегматоидная, метасоматическая (многообразие видов)	Аплитовидная, пегматоидная, реже графическая и др.
Текстура	Массивная, шпировая, плосчатая	Массивная, полосчатая, пятнистая и др.	Массивная, полосчатая, пятнистая, прожилковая	Участково-полосчатая и др.	Массивная, реже неясно-полосчатая и др.

Формо-минералогическая характеристика рудопроявлений	I. Простые кварцевые-плеволитовые (керанические)	II. Перекино-аддитивные: керанит-сфен, колумбит, мусковит-редкоделовиты; редко-земельные	III. Сварчатые-мелкие-земельные-сложно-редко-земельные		IV. Силицированные полеволитовые-сфен-анатитовые и др.
			а) колумбит-редкоземельные и др.	б) лейкоцит-редкоземельные, касситеритовые и др.	

Распределение полезного компонента по зонам

Микроклин и кварц образуют мощные совместные зоны (с локальными переходами в мономинеральные скопления). Гадолинит и фергусонит представлены вкрапленностью во внутренних зонах

Кварц, микроклин и альбит иногда образуют мономинеральные зоны. Колумбит и др. встречаются рассеянно, очень редко образуют скопления

Выделения акцессорного берилла (в некоторых случаях с колумбитом и касситеритом) обычно приурочены к пегматоидным и блоковым участкам, а мелкие - к грейзеновому комплексу

Рудообразующие минералы распределяются аналогично их распределению в предыдущем подтипе. Нередко тяготеет к висячему боку

Сфен, апатит рассеиваются по всей массе пегматита; флюорит, бастнезит и др. тяготеет к окварцованным участкам

Характер размещения рудопроявлений

Состав вмещающей среды

Преимущественно породы I и II фаз герцинских интрузий (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты), редко известняки

Породы III, IV фаз герцинских интрузий

Двуслюдяные граниты, гранодиориты, граносиениты, мигматиты, сланцы

Песчаники и различные сланцы

Различные карбонатные породы (известняки, доломитовые известняки и др.)

Геолого-структурная позиция пегматитовых тел

Приурочены к пологим эндоконтактовым зонам в ядрах антиклинориевых структур первого порядка

Приурочены к экзоконтактовым зонам гранитоидов, нередко отмечаются в центральных частях батолитов

Приурочены к экзо- и эндоконтактовым зонам гранитов повышенной кислотности, представляющих поздние фазы батолитовых комплексов, размещающихся в складчатых структурах II порядка

Приурочены к складчатым структурам II порядка в мощных осадочно-метаморфических толщах

Приурочены к экзоконтактовым зонам гранитоидных массивов

Вертикальный размах пегматитовых проявлений (в эрсионном срезе), м

250-300

250-300, реже до 400

350-450

350-400 до 800

150 - 200

Тектонический режим в период пегматитообразования

Режим главной складчатости подвижного пояса

Режим главной складчатости подвижного пояса

Затухание главной складчатости; подвижки в период минерализации

Затухание главной складчатости, интенсивные подвижки в период минерализации

Режим главной складчатости подвижного пояса

Геолого-минералогическая характеристика месторождений	I. Простые кварцево-полевошпатовые (керамические)	II. Перекристаллизованные керамические, слюдяные, мусковит-редкошелочные; редкоземельные	III. Метасоматически замещенные сложно-редко-металльные		IV. Силицированные полевошпатово-сфен-апатитовые и др.
			а) колумбит-редкоземельные и др.	б) лепидолит-редкошелочные, касситеритовые и др.	

Генезис пегматитов

Сингенетические и эпигенетические проявления пегматитообразующих расплаво-растворов (закрытая система), контакты с материнской породой постепенные у шлировых пегматитов и нередко резкие у типичных пегматитовых тел

Проявления межпоровых растворов в среде син- и эпигенетических пегматитов (почти закрытая система)

Эпигенетическое пегматитообразование с сопутствующим и наложенным ору- делением, связанное с фазой двуслюдяных гра- нитов

Эпигенетическое пегматитообразование с сопутствующим и наложенным ору- делением, связанное с апикальными частями не всегда вскрытых эрозией аляскитовых гранитов

Эпигенетическое пегматитообразование с сопутствующим сфен-апатитовым оруденением

Характерные рудопроявления

Иччинское, Долабулак- (уч. Арабанд), Тымс- кое и др.

Каратюбинское (уч. Сазаган, Кумгаза, Игриша), Алтынтауское, Гиссарское (Сутушарское), Султануиздагское и др.

Долабулакское (уч. Сулат-сай), Кетменчинское (уч. Гелен), Чаткальское (уч. Баркрак)

Наукинское, отчасти Кукчинское, Туркестанское (уч. Тро, Самжон)

Каратюбинское (уч. Лянгар), Зирабулакское, Тымское и др.

x) Использованы руководства В.И. Смирнова

ловия кристаллизации в конечном счете определяют, какие из щелочных и редких элементов, содержащихся в исходном пегматитовом расплаве, и в каком количестве будут зафиксированы, а какие будут вынесены во вмещающие породы". При таком условии кристаллизация пегматитового расплава, обогащенного редкими и летучими элементами, в "холодных" вмещающих породах приведет к образованию натро-литиевого пегматита, а кристаллизация того же расплава в "горячих" породах эндо- или близкого экзоконтакта материнских гранитов - к образованию безрудного микроклинового или плагиоклаз-микроклинового пегматита. Аналогичные соотношения выявились независимо от И.И.Матросова и получили выражение в генетической классификации пегматитов в процессе наших работ в Южном Тянь-Шане.

Таким образом, намеченная классификация пегматитов имеет определенное значение не только для понимания природы отдельных пегматитовых тел, но и для обсуждения пегматитовой тематики в регионально-металлогеническом плане. Поэтому изложенные принципы классификации, признаки генетических классов пегматитовых месторождений используются при рассмотрении металлогенических зон С-геосинклинали В.И.Смирнова.

Л и т е р а т у р а

1. Абдуллаев Х. М. Избранные труды. т. I-УП, Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1964-1970.

2. Ахмеджанов М. А. и др. Глубинное строение палеозойского фундамента Узбекистана, т. I. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1967.

3. Б а б а е в К. Л. Генетические особенности гранитных пегматитов Средней Азии. В сб. "Международный геол. конгресс", XXI сессия. Докл. сов. геологов. М., Изд-во АН СССР, 1960.

4. Б а б а е в К. Л. Гранитные пегматиты Средней Азии. Тр. САИГМСа, вып. I, Ташкент, 1961.

5. Б с у с А. А. и др. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962.

6. В л а с о в К. А. Текстурно-генетическая классификация гранитных пегматитов. ДАН СССР, т. 53, 1946, № 9.

7. В л а с о в К. А. Сложные редкометалльные пегматиты. В сб. "Рефераты научно-иссл. работ за 1945 г." М.-Л., Изд-во АН СССР, 1947.

8. В л а с о в К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1952, № 2.

9. В л а с о в К. А. Генезис редкометалльных гранитных пегматитов. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1955, № 5.

10. В л а с о в К. А. Факторы образования различных типов редкометалльных гранитных пегматитов. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1956, № 1.

11. В л а с о в К. А. Принципы классификации гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1961, № 1.

12. Г и н з б у р г А. И. О некоторых группах гранитных пегматитов, образовавшихся в различных геологических условиях, и их оценка. "Разведка и охрана недр", 1952, № 2.

13. Г и н з б у р г А. И. и др. Количественно-минералогический состав гранитоидов и его значение для вопросов петрологии и номенклатуры (на примерах Кольского п-ва, Средней Азии и Казахстана). "Сов. геол.", 1962, № 3.

14. И б а д у л л а е в С. И., Б и к о в Л. А., Ш а -
к и р д ж а н о в Н. Т. Сопутствующие редкие элементы в эндо-
генных рудопроявлениях олова, вольфрама, молибдена в Средней
Азии. В сб. "Геология рудных районов и месторождений Средней Азии,
методы их изучения и разведки". М., изд-во "Недра", 1972.

15. К а м е р о н К. Н. и д р. Внутреннее строение гранит-
ных пегматитов. М., ИЛ., 1951.

16. К о р ж и н с к и й Д. С. Очерк метасоматических про-
цессов. В сб. "Основные проблемы в учении о магматогенных руд-
ных месторождениях". М., Изд-во АН СССР, 1953.

17. М и н е е в Д. А. Геохимия апогранитов и редкометаль-
ных метасоматитов Северо-Западного Тарсагатая. М., изд-во
"Наука", 1968.

18. Н и к и т и н В. Д. Основные черты генезиса керами-
ческих пегматитов Южной Карелии. Зап. ВМО, ч.78, 1949, № 3.

19. Н и к и т и н В. Д. К теории генезиса пегматитов. Зап.
Ленингр. горного ин-та, т.30, вып.2, 1955.

20. С м и р н о в В. И. Металлогения геосинклиналей. В
сб. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т.У. М.,
Изд-во АН СССР, 1962.

21. С м и р н о в В. И. Геология месторождений полезных
ископаемых. М., изд-во "Наука", 1969.

22. С о л о д о в Н. А. Внутреннее строение и геохимия
редкометалльных гранитных пегматитов. М., Изд-во АН СССР, 1962.

23. Т а т а р и н о в П. М. Условия образования месторожде-
ний рудных и нерудных полезных ископаемых. М., Госуд. науч.-тех.
изд-во литературы по геологии и охране недр, 1955.

24. Ф е р с м а н А. Е. Пегматиты. М., Изд-во АН СССР, 1940.

25. Beer K.E. The petrography of some the riebeckite -
-granites of Nigeria. London, 1952, 38 p.
26. Jacobson R.R. Notes on the occurrence of columbite in
the younger granites Geol. Surv. Dept. Nigeria, Annual Report,
1945
27. Jacobson R.R. Macleod W.N. and others. The occurrence of
columbiteni Nigeria. Zaria, 1951, pp.

УДК 553.08:541.8:546.49:[549.3+552.3/.5]:556.3

Д.С.Мукимова, Л.П.Быковская

РАСТВОРИМОСТЬ РТУТИ ИЗ РТУТЬСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ВОД

Эффективность гидрогеохимических поисков в значительной мере обусловлена контрастностью водных ореолов рассеяния месторождения и зависит от степени растворимости, а также миграции рудных элементов.

Мы изучали влияние первичных ореолов рассеяния и миграции вод различного характера (нейтральных, слабокислых, агрессивных и неагрессивных) на образование водных ореолов рассеяния ртути. С этой целью были проведены эксперименты по растворимости киновари (содержание Hg - 78%) и ртутьсодержащих вмещающих пород первичных ореолов рассеяния - глинистых сланцев ($n \cdot 10^{-3}\%$), доломитов ($1,5 \cdot 10^{-2}\%$), изверженных ($1 \cdot 10^{-4}\%$) и эффузивно-осадочных образований ($5 \cdot 10^{-3}\%$) в дистиллированной, природной (рН - 6,5 и 5,5) и агрессивной природной (рН - 6,5 и 5,5) водах. Предварительно было установлено, что большая часть ртути в доломитах нахо-

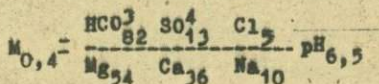
дится в виде киновари; в глинистых сланцах преобладает ее элементарная (металлическая) форма.

По анионно-катионному составу вода гидрокарбонатно-сульфатная магниево-кальциево-натриевая, пресная, слабоокислая (табл. I).

Т а б л и ц а I
Химический состав природных вод

Ионы	Содержание в воде		
	мг/л	мг/экв	мг/экв, %
НСО ₃	268,4	4,40	82,0
SO ₄	35,39	0,73	13,50
Cl	8,86	0,25	4,50
Сумма анионов	312,65	5,38	100,0
Mg ⁺⁺	36,48	3,00	53,70
Ca ⁺⁺	40,00	1,78	35,60
Na ⁺	13,36	0,58	10,35
K ⁺	0,83	0,02	0,35
Сумма катионов	90,67	5,38	100,0

Общая минерализация Σ анионов + Σ катионов = 403,32 Формула химического состава



Агрессивность природной воды (30-35 мг/л) достигалась искусственно, пропусканием через нее CO₂, слабоокислый характер вод (pH - 5,5) - добавлением к 0,5 л природной воды 0,5 мл 10%-ной HCl.

Спыты по выявлению взаимодействия киновари и ртутьсодержащих пород с различными типами вод проводились по единой методике. В каждом случае отбирали 20 навесок испытуемого материала (киновари 0,5 г, глинистых сланцев, доломитов, гранит-порфиров и туфолов по 50 г), которые помещали в 0,5-литровые емкости и заливали водой. Количество воды, необходимое для изучения растворимости испытуемой ртутьсодержащей породы в одном типе вод, составляло 2 л. Содержимое емкостей ежедневно взбалтывали по 15 мин. в течение недели, затем отстаивали 2 дня. Содержание ртути, перешедшей в воду, определяли ежедневно в течение 10 суток, а затем по истечении 1, 3 и 6 мес. Опыт производили три раза (табл.2). Известно (Айдиньян, 1960), что ртуть в незначительных количествах сорбируется из раствора стеклом посуды. Так как в условиях опыта этот фактор оставался постоянным (количество сорбированной стенками посуды ртути невелико), в дальнейшем при обсуждении результатов мы его не учитывали. При взаимодействии киновари с водами различного типа в течение первых 10 суток ртуть переходит в раствор в следующих количествах.

Вода	Количество ртути, мкг/л
Дистиллированная	0,8 - 7
Природная с pH - 6,5	1,5 - 10
Природная агрессивная	9 - 100
Природная с pH - 5,5	5 - 100
Природная с агрессивной pH - 5,5	5 - 15

Наиболее интенсивно ртуть переходит в воду в третьем и четвертом случаях (до 100 мкг/л). При дальнейшем воздействии

Содержание ртути в различных водах при взаимодействии с киноварью и ртутьсодержащими породами
(среднее из трех опытов)

Вода (1000мл):	rH	Агрессив- ность, мг/л	Ртутьсодержащий минерал или порода:	Содержание ртути, %	Количество ртути, перешедшей в раствор, мкг/л (10^{-6} г/л)												
					по истечении												
					1 сутки	2 сутки	3 сутки	4 сутки	5 сутки	6 сутки	7 сутки	8 сутки	9 сутки	10 сутки	1 мес.	3 мес.	6 мес.
Дистилли- рованная	7,0	-	Киноварь	78	7	2	3	1	1	3	1	1	0,8	2,0	20	160	140
	7,0	-	Глинистые сланцы	10^{-3}	1	0,8	0,5	0,6	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2	0,2	0	0	0
	7,0	-	Доломит	$1,5 \cdot 10^{-2}$	0,5	0,4	0,6	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0	0	0
Природная	6,5	-	Киноварь	78	1,5	6	4	4	10	5	4	2	3	4	60	100	180
	6,5	30-35	"	78	10	9	13	25	100	30	30	10	14	25	100	100	100
	5,5	-	"	78	5	100	100	100	60	80	50	40	20	9	80	100	100
	5,5	30-35	"	78	5	8	6	6	15	15	4	10	3	15	150	100	100
	6,5	-	Глинистый сланец	$\cdot 10^{-3}$	1,0	0,3	1,5	1,0	0,5	1,3	0,6	0,5	0,7	0,2	0	0	0
	6,5	30-35	"	$\cdot 10^{-3}$	0,5	0,4	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0	0	0
	5,5	-	"	$\cdot 10^{-3}$	0,2	0,3	0,3	0,4	1	0,3	0,4	0,5	0,3	0,2	0	0	0
	5,5	30-35	"	$\cdot 10^{-3}$	0,8	0,4	0,5	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0	0	0
	6,5	-	Доломит	$1,5 \cdot 10^{-5}$	1,0	0,6	0,3	0,5	0,4	0,4	0,5	0,3	0,4	0,4	0,2	0	0
	6,5	30-35	"	$1,5 \cdot 10^{-5}$	1,0	0,8	0,8	0,8	0,3	0,7	0,6	0,6	0,5	0,6	0,2	0	0
	5,5	-	"	$1,5 \cdot 10^{-5}$	1,0	0,8	0,6	0,5	0,7	0,4	0,5	0,6	0,4	0,4	0,2	0	0
5,5	30-35	"	$1,5 \cdot 10^{-5}$	1,0	0,5	0,7	0,8	0,8	0,5	0,6	0,4	0,6	0,4	0,2	0	0	
6,5	-	Гранит порфировидный	$1 \cdot 10^{-4}$	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0	0	0
6,5	-	Туфолавы	$6 \cdot 10^{-3}$	0,5	0,4	1	1,5	3,0	3,0	3,0	3,0	2,0	4,0	100	1400	1400	

вод на киноварь количество растворенной в воде ртути достигает 100-180 мкг/л ($1-1,8 \cdot 10^{-4}$ г/л) и остается постоянным.

Из ртутьсодержащих пород (глинистые сланцы и доломиты) ртуть переходит в раствор в количествах - 0,2-1,5 мкг/л ($0,2-1,5 \cdot 10^{-6}$ г/л), а по истечении 10 суток полностью сорбируется из него глинистыми сланцами; в воде она больше не обнаруживается, а содержится в породе в первоначальных концентрациях. В опыте с доломитами ртуть выявлялась в растворе через 1 мес. и только после 3 мес. отсутствовала.

Из гранит-порфиров в течение 10 суток ртуть переходит в раствор полностью (до $0,2 \cdot 10^{-6}$ г/л); из туфолов - частично (до $4 \cdot 10^{-6}$ г/л), а при дальнейшем воздействии вод интенсивно растворяется, полностью переходя в раствор. Так, содержание ее в воде, взаимодействующей с туфоловами в течение 3 мес., достигало $1,4 \cdot 10^{-3}$ г/л.

Растворимость металлической ртути мы изучали на заводских водах Хайдарканского комбината (воды р. Гауян, используемые для охлаждения конденсационной системы и частично соприкасающиеся с металлической ртутью в отстойниках). По химическому составу они сульфатные натриево-кальциевые с минерализацией 2-8 г/л и $\text{pH} = 4$ (табл.3).

Химическими анализами на ртуть двух проб (26 - непосредственно из отстойника и 27 - на расстоянии 15 м от него после слива вод) установлено, что металлическая ртуть растворяется в воде в значительных количествах: в пробе 26 содержится 2500 мкг/л ($2,5 \cdot 10^{-3}$ г/л), в пробе 27 - 1500 мкг/л ($1,5 \cdot 10^{-3}$ г/л).

По данным Н.Х. Айдиньян (1960), содержание ртути в воде иногда достигает 350 мкг/л ($3,5 \cdot 10^{-4}$ г/л).

Таблица 3

Химический состав заводской воды

номер проб:	Ед. изм.	Σ ионов	Минерализация	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Σ анионов	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na+K ⁺	Σ катионов	Fe ⁺⁺	Fe ⁺⁺⁺	pH
	мг/л			139,0	207,4	4698,2	-	450,80	24,32	1854,26	-			
26	мг/экв	8722	8720	3,92	3,40	97,80	105,12	22,50	2,0	80,62	105,12	1452		4,0
	мг/экв, %			3,72	3,44	93,04	100,00	21,40	1,90	76,70	100,00			
	Формула химического состава			$M_{8,720} \frac{SO_4^{2-} 93 \cdot Cl^- 4 \cdot HCO_3^- 3}{Na+K_{77} Ca_{21} Mg_2} - pH_{4,0}$										
	мг/л			55,30	48,80	1176,60		190,38	24,32	353,30				
27	мг/экв	2144	2208	1,56	0,80	24,50	26,86	9,50	2,0	15,36	26,86	320		4,0
	мг/экв, %			5,82	2,96	91,22	100,0	35,38	7,42	57,20	100,00			
	Формула химического состава			$M_{2,2} \frac{SO_4^{2-} 91 \cdot Cl^- 6 \cdot HCO_3^- 3}{Na+K_{57} Ca_{35} Mg_{28}} - pH_{4,0}$										

В ы в о д ы

1. В процессе взаимодействия ртутьсодержащих минералов и пород ртуть переходит в раствор и сорбируется твердой фазой взаимодействующей системы. Вследствие этого высокие концентрации ее в растворе периодически сменяются более низкими.

2. Интенсивность перехода ртути в раствор и длительность нахождения ее в растворенном состоянии определяются физико-химическими свойствами твердой фазы (форма нахождения, исходные концентрации ртути, литологический состав пород) и водной среды. Так, металлическая ртуть может растворяться в заводской воде, имеющей кислую среду ($pH = 4$), в больших количествах - до $2,5 \cdot 10^{-3}$ г/л (2500 мкг/л). Киноварь в условиях эксперимента при взаимодействии со слабокислыми водами ($pH = 5,5$) интенсивно переходит в раствор до $1,8 \cdot 10^{-4}$ г/л (180 мкг/л), в агрессивных водах она также растворяется в больших количествах - до $1 \cdot 10^{-4}$ г/л (100 мкг/л).

При этом процесс сорбции ртути в терригенных породах (глинистые сланцы) протекает более интенсивно, чем в карбонатных (доломиты). Это объясняется более высокой сорбционной способностью глинистых сланцев, а также тем, что в них ртуть находится преимущественно в элементарной форме, тогда как в доломитах - в форме кристаллической киновари. Ртуть, заключенная в интрузивных и эффузивных породах, переходит в раствор в концентрациях $0,2 \cdot 10^{-6}$ и $2 \cdot 10^{-6}$ г/л и выше в зависимости от первоначального содержания ее в породах. В течение длительного времени (в наших опытах 6 мес.) концентрации ее неуклонно возрастают.

Л и т е р а т у р а

А й д и н б а я н Н. Х. Некоторые данные о переходе ртути
в раствор при взаимодействии киновари, металлической ртути и
сульфида ртути с дистиллированной и природной водой. В сб.
"Вопросы геологии", т. II, вып. 46, М., Изд-во АН СССР, 1960.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
¹ М. А. Ахмеджанов, О. М. Борисов. О юго-западной границе Урало-Монгольского складчатого пояса	4
² О. М. Черных. Основные структурные элементы тектонического строения западного окончания Гиссарско- го хребта и его юго-западных отрогов	38
³ Х.Р. Рахматуллаев, А.Р. Каюмов, Г.И. Хураев. О связи блоковой тектоники, магма- тизма и металлогении гор Кульджуктау	61
⁴ Н. И. Ишназаров. Стратиграфия средне- верхнедевонских отложений гор Нуратау и Тамдытау.....	74
⁵ В.Я. Клипенштейн, А.С. Масумов ^н . О границе каменноугольной и пермской систем в связи с находкой стефанской флоры в хр. Гуван (Южная Фергана)....	86
⁶ В. С. Попов, В. В. Вировец, Т. С. Са- дыков. Литолого-геохимические особенности неоге- новых соленосных отложений Тянь-Шаня	92
⁷ Т. Н. Далимов. Эволюция и типы липарито- вых комплексов Узбекистана	107
С.И. Ибадуллаев, Б.Р. Махмудов, А.М. Эр- гешов. Рекометалльные проявления Южного Тянь-Шаня...	127
Д. С. Мукимова, Л. П. Быковская. Растворимость ртути из ртутьсодержащих минералов и по- род различных типов вод	148

КОЛЛЕКТИВ

ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОЛОГИИ
СРЕДНЕЙ АЗИИ

Редакторы О.А.Канаш, Л.Г.Пакало, М.А.Танхельсон

Р-05976 подписано к печати 11.12.74г. Заказ № 381 тираж 299
Объем 6;5 п.л. формат 60x84¹/16 цена 50 коп.
Отпечатано в типографии ТашИИ г.Ташкент Я.Коласа 16.

Цена 50 к.

1395