

Б.Ш.?

К. Л. ВОЛОЧКОВИЧ, Р. Д. ГАВРИЛИН,
Т. Н. ИФАНТОПУЛО

**ТИПЫ
ПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ,
ИХ МАГМАТИЗМ
И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

553.061:55

К. Л. ВОЛОЧКОВИЧ, Р. Д. ГАВРИЛИН,
Т. Н. ИФАНТОПУЛО

ТИПЫ
ПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ,
ИХ МАГМАТИЗМ
И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973

Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня, их магматизм и металлогеническая характеристика. Волочкович К. Л., Гаврилин Р. Д., Ифантопуло Т. Н. Изд-во «Наука», 1973 г.

В монографии обобщен и проанализирован материал по геологии, магматизму и металлогении центральной части Южного Тянь-Шаня, уточненный и дополненный данными личных исследований авторов. В качестве тектонической основы при региональном металлогеническом районировании в пределах одной складчатой системы предлагается брать схемы, на которых показаны не разновозрастные складчатые зоны, а основные типы геосинклинальных и орогенных эпигеосинклинальных структур.

Сравнение полученных закономерностей с известными закономерностями по другим складчатым областям свидетельствует о том, что они имеют общерегиональное значение и их необходимо учитывать в первую очередь при металлогеническом анализе.

Илл. 8. Таблиц 4. Библ. названий 141.

Ответственный редактор

доктор геол.-мин. наук

Л. Н. ЛЕОНТЬЕВ



ПРЕДИСЛОВИЕ

Основной задачей металлогенических исследований является выяснение закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в земной коре и причин, их обуславливающих.

В основе современных представлений о металлогеническом районировании эндогенных месторождений, развиваемых большинством советских геологов, все еще лежит известная концепция Ю. А. Билибина (1955) о связи определенного типа оруденения с определенным этапом развития складчатого пояса. Применительно к металлогении эта концепция оказалась в известной мере эффективной для мелкомасштабных построений. Однако дальнейшее ее использование при средне- и крупномасштабных работах уже не могло удовлетворить практиков при металлогеническом районировании. Стала разрабатываться иная концепция, дополняющая построения Ю. А. Билибина, в основе которой лежала связь определенных групп полезных ископаемых или рудных формаций не только с этапами развития складчатых поясов, но и с типами глубинных структур, входящими в их состав. Наиболее четко это положение сформулировал Н. П. Херасков, писавший: «... с различными типами глубинных структур должны сопоставляться не отдельные типы месторождений или интрузий, а целые формации; при этом строение формации должно быть увязано с элементами структуры глубинной тектонической формы...» и далее: «Задачей тектониста является выделение и изучение этих глубинных структур, а также систематизация более мелких структур, заключающих магматогенные (в том числе рудные.— К. В.) образования...» (1958, стр. 34).

Работы в этом плане, организованные в ИМГРЭ Н. П. Херасковым, начали проводиться нами с 1957 г. Большое внимание уделялось типизации геосинклинальных и орогенных структур и исследованию соотношений различных их типов с металлогеническими зонами. При этом отмечалась закономерная парагенетическая связь геоантиклиналей с литофильной, а геосинклинальных прогибов — с халькофильной минерализацией (Волочкович, 1960, 1967; Волочкович, Леонтьев, 1964). В конечном счете типизация глубинных структур должна, по-видимому, при-

вести к типизации земной коры с учетом ее глубинного строения (мощности, соотношений «гранитного» и «базальтового» слоев), предопределившим особенности металлогений. Подтверждением этому служат многочисленные примеры связи литофильных металлогенических зон с участками коры большой суммарной мощности и особенно мощности «гранитного» слоя (С. Смирнов, 1946; Кропоткин, 1955; Андреев, 1958; Щерба, 1960 и др.). Учитывая наши и данные других исследователей, есть все основания полагать, что именно геоантиклинальные и орогенные поднятия являются приповерхностным отражением участков земной коры с большей мощностью «гранитного» слоя (Волочкович, Леонтьев, 1964; Твалчрелидзе, 1971; Кузнецов, Яншин, 1967; Штрейс, Макарычев, 1964 и др.). Опыты металлогенического анализа с учетом строения глубинных частей структур предпринимались Г. Н. Щербой (1970) в Казахстане и нами в пределах Центрально-Азиатского пояса (Волочкович и др., 1971; Алтухов, Волочкович и др., 1972). В настоящее время, однако, не решен вопрос о глубинном строении разнотипных структур, а также их роли в металлогеническом процессе. Для решения этих проблем прежде всего необходима типизация структур, учитывающая особенности их развития во времени и, соответственно, отражающая изменение их глубинного строения и, во-вторых, выяснение соотношений разнотипных структур с теми или иными металлогеническими зонами. Данный подход предусматривает выделение различных тектонических форм для каждого этапа развития складчатого пояса (геосинклинального, орогенного, суммированное этих форм с выделением «результатирующих» структур и сопоставление определенных тектонотипов с металлогеническими (геохимическими) поясами.

Подобный метод мы уже применяли при металлогеническом анализе Алтайской области (Волочкович, 1967). В предлагаемой работе в качестве объекта исследований взята Центральная часть Южного Тянь-Шаня, геологическая изученность которой является для поставленной задачи весьма удовлетворительной. Пространственно эта территория охватывает районы Туркестанского, Гиссарского, Алайского, Северо- и Южно-Нуратинского, Зеравшанского, Зирабулакского хребтов, а также южное обрамление Ферганской и северное обрамление Южно-Таджикской депрессий. Западная граница проходит примерно по меридиану г. Навои, восточная — по меридиану г. Коканд. Исследования проводились с 1965 г. группой сотрудников ИМГРЭ, АН СССР и МГ СССР. Были учтены и проанализированы имеющиеся геологические материалы по состоянию на 1971 г., уточненные и дополненные во многих случаях при полевых работах.

За основу при тектонических построениях были приняты недавно опубликованные стратиграфические схемы М. М. Кухтикова (1968) и Г. С. Поршнякова (1968). В связи с этим вопросы стратиграфии в предлагаемой книге не обсуждаются.

Существующие для рассматриваемой территории мелко- и среднемасштабные тектонические карты, построенные по принципу выделения разновозрастных складчатых зон, расчлененных в свою очередь на многочисленные (более тридцати) «структурно-формационные» подзоны, недостаточно объясняют рудную зональность. Стоящая перед нами задача побудила нас попытаться построить карты по иному — формационному принципу, в результате чего из всего многообразия зон и подзон выделился сравнительно немногочисленный типовой ряд структур — геосинклинальных и орогенных эпигеосинклинальных, а различные магматические образования сгруппировались в три интрузивные провинции. Сопоставление определенных типов структур с магматическими комплексами и рудными зонами позволило более конкретно судить о связи последних с тектоническими структурами. Основным выводом проведенного анализа является вывод о большом значении для эндогенного рудообразования не только определенных структур, синхронных этому процессу, но и структур, ему предшествующих. Так, явно обозначилась парагенетическая связь орогенных литофильных металлогенических зон с орогенными «авулканическими» поднятиями, наложенными на амагматичные геосинклинали, а зон с более халькофильным геохимическим профилем — с теми же орогенными поднятиями, но уже наложенными на мио- или эвгеосинклинальные прогибы. Данный вывод показывает, что при металлогеническом анализе необходимо учитывать не только строение земной коры, существующей к моменту магма- и рудообразования, но и особенности ее развития в прошлом. Возможно в будущем мы сможем перейти к составлению металлогенических карт, отказавшись от традиционной тектонической терминологии, заменив ее более простой, поддающейся математическому анализу геофизической, учитывающей лишь физико-химические свойства того субстрата, на котором формируются металлогенические пояса.

Глава, посвященная интрузивному магматизму, написана сотрудником ГЕОХИ АН СССР Р. Д. Гаврилиным (гранитоиды) и сотрудником ИМГРЭ Т. Н. Ифантопуло (щелочные породы). Остальные главы и графику к ним составил К. Л. Волочкович.

Авторы с благодарностью отмечают участие и помощь Е. А. Рогожина, оказанную им в сборе полевых материалов и подготовке рукописи к публикации.

При обсуждении результатов исследований на отдельных его этапах авторы получили ценные советы и критические замечания от член-корр. АН СССР Л. Н. Овчинникова, В. П. Федорчука, Л. Н. Леонтьева, А. Д. Смирнова, Ю. М. Пущаровского, Л. П. Зонненшайна, Б. Н. Красильникова, В. В. Иванова и пользуются случаем выразить им свою искреннюю благодарность.

**ОБЗОР СХЕМ
ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

Тектоническое районирование территории Средней Азии, включая и описываемый регион, основанное на выделении зон с различным возрастом «главной складчатости», началось с 30-х годов этого столетия. На первоначальной схеме Д. В. Наливкина в 1926 г. были показаны два разновозрастных складчатых пояса — герцинский и киммерийско-альпийский. На последующих схемах А. Е. Ферсмана, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. А. Николаева (1930, 1933) контуры поясов были такими, как и в первоначальном варианте у Д. В. Наливкина, и изменились лишь их названия. У А. Е. Ферсмана герцинские дуги назывались ураладами, а альпийские — кавказидами. У других авторов герцинские дуги именовались Южным Тянь-Шанем, альпийские — Памиром. На схеме В. А. Николаева (1933) была впервые показана северная граница герцинид (линия В. А. Николаева), не претерпевшая с тех пор существенных изменений. В последующем, вплоть до настоящего времени, герцинские структуры Тянь-Шаня именовались Южно-Тяньшаньскими, каледонские — Северо-Тяньшаньскими, альпийские — дугами Памира — Куэнь-Луня — Гиндукуша.

В конце 30-х годов по мере накопления фактического материала создаются более детальные тектонические схемы. На схеме М. М. Тетяева для герцинского времени впервые в пределах Туркестано-Алая была показана крупная положительная структура Зеравшанский антиклинорий, контуры которого ныне рисуются иначе. На схеме Западного Тянь-Шаня А. В. Пейве (1933) подразделял герцинские структуры региона на Северную и Южную (верхнепалеозойские) и Центральную (среднекаменноугольную) зоны, контуры которых близки к современным. На схеме В. И. Попова (1938) границы выделяемых Ферганской, Зеравшанской и Южно-Таджикской подзон весьма точно определили тектоническую зональность рассматриваемого района даже по современным данным.

Современное представление о генетическом строении интересующего нас региона сложилось после проведения системати-

ческих работ в 50—60-е годы. Наиболее полными к тому времени сводками по тектонике Западного Тянь-Шаня явились работы Н. М. Синицына (1948—1960 гг.), выделившего в рассматриваемом нами регионе раннегерцинскую (Зеравшанская и Кшутская зоны), среднегерцинскую (зона Высоких предгорий Алая), позднегерцинскую (Карачатырская, Южно-Гиссарская) зоны и пять подзон. Более поздние схемы, например П. Д. Виноградова, В. Н. Огнева и др. (1958), в той или иной мере уточняли данную тектоническую зональность, основу которой мы видим еще в работе А. В. Пейве (1938).

В 1959 г. Д. П. Резвым была опубликована тектоническая схема восточной части Туркестано-Алая, на которой выделялся ряд разновозрастных антиклинальных поднятий и синклиналильных прогибов. Это была первая попытка тектонического районирования данной территории уже не по возрасту основной складчатости, а по типам структур. Схема эта в методическом отношении близка принятой нами в настоящей работе. На более поздней схеме К. Л. Бабаева, составленной в 1964 г., особого внимания заслуживает более детальное расчленение ранее известных тектонических структур. Контуры их близки к принимаемым нами, хотя генетический тип и возраст трактуются иначе.

Схемы тектонического районирования М. М. Кухтикова (1964, 1968) дают весьма дробную картину расчленения рассматриваемого региона на тринадцать тектонических зон. Ряд положений этого исследователя, касающихся определения возраста главной складчатости, представлений об общей структуре региона, закономерностей проявления магматизма, вызывает у нас возражение. Тектонические зоны для северной половины рассматриваемого региона по контурам соответствуют нашим; трактовка южной части региона у нас другая.

На схеме, составленной под общей редакцией В. Г. Гарьковца (1965), в пределах интересующего нас района выделена Алай-Кокшаальская (по В. А. Николаеву) структурно-фациальная зона с позднепалеозойской складчатостью, подразделяющаяся на пять разновозрастных подзон. К северу от этой зоны располагается Средне-Тяньшаньский, а к югу — Байсунский срединные массивы, переработанные герцинской складчатостью. Все эти структуры пересекаются скрытыми поперечными разломами на три сегмента, характеризующиеся изменением геофизических полей. По контурам тектонических зон эта схема весьма близка к предложенной в настоящей работе, хотя довольно резко отличается в трактовке типов тектонических структур.

Весьма детально и дробно расчленение восточной части рассматриваемой территории дано Г. С. Поршняковым (1968), который выделил семь зон и тридцать одну подзону. При металлогеническом анализе столь дробная схема требует обобщения. Проведенная нами типизация структур позволила сгруппировать эти зоны, выделив среди них два основных типа структур и три

второстепенных. Контуры показанных на нашей схеме структур соответствуют определенным тектоническим границам Г. С. Поршнякова.

Одной из наиболее поздних схем является схема Д. П. Резвого (1969). Весьма интересно на наш взгляд отнесение здесь Южно-Гиссарской структурно-формационной зоны к типу магматогенных геосинклиналей, а также выделение приразломных и орогенных прогибов.

Приведенные выше тектонические схемы можно разделить на две группы. В первую входят схемы, на которых отдельные структуры выделяются по возрасту главной складчатости, во вторую — схемы, где те же структуры классифицируются главным образом по типу развития (Резвой, 1959; Синицын, 1957, 1960 и др.). Мы придерживаемся второго метода тектонического районирования.

При рассмотрении основных этапов развития территории Средней Азии ряд исследователей полагает, что Южно-Тяньшаньская геосинклинальная система претерпела два цикла — каледонский и герцинский. При этом герцинская миогеосинклиналь была наложена на внутриплатформенный прогиб каледонид (Ахмеджанов и др., 1967). О платформенном развитии территории Южного Тянь-Шаня в нижнем палеозое писал и Н. М. Синицын (1960). Другая группа геологов начинает геосинклинальный этап Южного Тянь-Шаня непосредственно с нижнепалеозойского времени (Гарьковец и др., 1965 и др.), что более справедливо, с нашей точки зрения.

В вопросе о динамике геосинклинального развития Южного Тянь-Шаня господствует представление о волновом механизме колебательных движений, при котором ось максимального прогибания мигрировала во времени из центра геосинклинальной системы к ее краям (Виноградов, 1964). Согласно иным представлениям, развиваемым М. М. Кухтиковым (1964, 1968), отдельные части Южно-Тяньшаньской геосинклинали в течение всего нижнего — среднего палеозоя развивались унаследованно и без особого изменения знака движений. К аналогичному выводу приходим и мы, полагая, что основным фоном всех тектонических процессов в различные этапы рассматриваемой геосинклинальной системы является процесс унаследованного развития отдельных ее структурных зон. При этом выделяются зоны двух типов: а) с относительно устойчивым знаком движений (либо «положительным», либо «отрицательным»), б) с резко дифференцированным тектоническим режимом, часто переменного знака. Последние зоны обычно приурочены к шовным структурам.

**ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ
ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ,
ТИПИЗАЦИЯ СТРУКТУР**

Как известно, типизацию структур можно проводить по возрастным и по генетическим признакам. При разделении структур по возрасту основное значение имеет определение времени главной складчатости, трактуемое, однако, различными исследователями по-разному. В одном случае возраст главной складчатости определяется по времени накопления наиболее молодых доплатформенных осадков, участвующих в складчатой структуре вне зависимости от их формационного типа; в другом — по формационным признакам. Очевидно, что первый метод допускает различные субъективные трактовки.

В качестве примера можно привести рассмотренные выше многочисленные схемы Южного Тянь-Шаня, на которых «возраст» одних и тех же территорий определялся по-разному. Вторым методом, разработанный Н. П. Херасковым (1963), по нашему мнению, наиболее объективен. Возраст тектонической структуры при этом определяется приблизительным временем окончания накопления геосинклинальных, в том числе геантиклинальных, формаций, и началом накопления орогенных эпигеосинклинальных комплексов. Руководствуясь первым методом типизации структур по возрасту «главной складчатости», различные исследователи выделяют в пределах рассматриваемого региона до тринадцати (Кухтиков, 1968) тектонических зон, а Г. С. Поршняков (1968) лишь для восточной части рассматриваемой территории выделяет семь разновозрастных зон с 31 подзонами. Построенные на базе подобных схем металлогенические карты не дают ясного представления о связи определенных типов металлогенических зон с тектоническими структурами какого-то конкретного возраста. В связи с этим нам пришлось отказаться от подобной тектонической основы и предложить иную, построенную с применением метода формационного анализа. При этом для всего рассматриваемого региона принимался один возраст главной складчатости, совпадающий примерно с началом среднекаменноугольной эпохи. Более подробное деление этой территории по возрасту «главной складчатости» затруднено тем, что приходится восстанавливать возраст отдельных участков земной коры главным образом по отсутствию в них осадков (воз-

можно размытых) или по проявлению крупных несогласий, региональный характер которых часто весьма проблематичен. В связи с этим дальнейшее расчленение территории герцинид было произведено по генетическому признаку с выделением таких типов структур, как геоантиклинали и антиклинальные поднятия, шовные структуры, эв- и миогеосинклинали и т. п. В конечном итоге все многочисленные разновозрастные зоны были сгруппированы в пять типов основных тектонических структур, о которых речь будет идти ниже. Как показал дальнейший анализ, построенная по этому принципу тектоническая основа весьма четко подчеркнула связь определенных металлогенических зон с определенным типом структур.

Типизация структур проводилась с применением метода формационного анализа, современное представление о котором разработано советскими геологами Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым, Н. А. Штрейсом, Ю. А. Кузнецовым, А. Л. Яншиным, В. И. Поповым, Б. Н. Крашенинниковым и др. В основе метода в применении к осадочно-эффузивным образованиям лежит изучение стратиграфического разреза региона, расчленение этого разреза на конкретные формации и парагенетические комплексы (ряды) формаций и, наконец, сравнение синхронных комплексов (рядов) и отдельных конкретных формаций в различных районах. Сравнительный анализ выделенных парагенетических комплексов формации позволяет судить об особенностях тектонического развития структур, в которых они накапливались. Вслед за Н. П. Херасковым (1963), а также М. В. Муратовым (1968) при расчленении формаций мы выделяли комплексы геосинклинальных, геоантиклинальных и орогенных эпигеосинклинальных формаций, характеризующие нижеперечисленные основные типы доплатформенных в нашем случае структур.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

Геоантиклинали — крупные (десятки тысяч квадратных километров), длительно развивающиеся в течение нескольких периодов глубинные структуры, являющиеся составной частью геосинклинальной системы и обладающие общей тенденцией к воздыманию. Они выделяются по ареалу геоантиклинальных формаций, а их границы обычно совпадают с зонами глубинных шовных разломов, приповерхностным выражением которых могут являться шовные антиклинали, шовные прогибы и зоны смятия. Общими для геоантиклинальных формаций являются их малая мощность, обилие перерывов, пологие дислокации, увеличенная роль красноцветов и грубообломочных осадков, более кислый состав эффузивных комплексов по сравнению с синхронными геосинклинальными формациями смежных прогибов. Среди геоантиклинальных осадочных формаций можно выделить грубо-

тонкообломочные. На поднятиях, достигающих небольшой ширины (20—30 км), геосинклинальные формации представлены тонкообломочными, часто карбонатными образованиями, отличающимися лишь меньшей мощностью от синхронных осадочных отложений смежных зон.

По периферии поднятий геосинклинальные формации постепенно сменяются синхронными им формациями геосинклинального ряда, т. е. устанавливается тесная связь в развитии поднятий и сопряженных с ними зон геосинклинальных прогибов.

В эпигеосинклинальном (орогенном) этапе развития складчатой области в связи с общим подъемом региона геосинклинальные сливаются с окружающими структурами. В это же время здесь отмечается и процесс субсеквентного (по Г. Штилле) или квазикратонного (сводово-глыбового, по Ю. Кузнецову, 1970) магматизма. Орогенные эпигеосинклинальные формации, сохранившиеся на территории бывших геосинклиналей, часто отличаются от синхронных толщ в зонах бывших геосинклинальных прогибов меньшей мощностью и более кислым составом вулканогенных образований. Таким образом, можно полагать, что в эпигеосинклинальном этапе геосинклинальные поднятия имеют тенденцию относительного воздымания по сравнению с окружающими зонами, сохраняя частично свою индивидуальность. Возможна, однако, и резкая перестройка структурного плана поднятия.

В строении геосинклиналей мы выделяем: нижний структурный ярус, сложенный комплексом геосинклинальных формаций, накопившихся в стадию, предшествующую проявлению поднятия, и верхний — состоящий из геосинклинальных формаций. В зависимости от особенностей развития структур можно выделить те или иные подъярусы. Границы между структурными ярусами обычно резкие и каждому из них свойствен свой план пликативных дислокаций и степень метаморфизма, повышающаяся от верхнего яруса к нижнему.

Интенсивные складкообразующие движения в пределах геосинклиналей часто предшествуют накоплению эпигеосинклинальных орогенных формаций, но могут и запаздывать.

Ранее среди геосинклинальных поднятий различными исследователями выделялись те или иные их типы, отличающиеся магматизмом, режимом развития, набором осадочных пород и т. д. (Николаев, 1944; Пейве, 1948; Муратов, 1948; Штрейс, 1951; Херасков, 1948; Белоусов, 1954; Обуен, 1967 и др.). Проведенный нами ранее анализ тектонического строения Урало-Монгольского складчатого пояса (Волочкович и др., 1972) показал, что в основу типизации геосинклиналей можно положить следующие признаки: местоположение, возраст, режим развития, время проявления складчатости, магматизм.

Местоположение. В зависимости от расположения в геосинклинальной системе выделяются краевые и внутренние геосинклинали.

В о з р а с т. В соответствии с временем начала накопления геoaнтиклинальных формаций геoaнтиклинали подразделяются на ранние (их развитие идет с начальных этапов формирования геoaсинклинальных систем, в которые они входят) и поздние.

Р е ж и м р а з в и т и я. Выделяются обращенные геoaнтиклинали, развившиеся из ранее существовавших крупных прогибов (интрагеoaнтиклинали В. В. Белорусова, 1954), и остаточные геoaнтиклинали. Строение последних сходно со строением срединных массивов (по А. Л. Яншину, 1965) или со строением остаточных геoaнтиклиналей (Муратов, 1948), отличаясь от них более интенсивными тектоническими движениями и магматизмом.

С к л а д ч а т о с т ь. Иногда геoaнтиклинали начинают формироваться после интенсивных складкообразующих движений и накапливающийся комплекс геoaнтиклинальных формаций ложится с угловым несогласием на геoaсинклинальные осадки (послескладчатые геoaнтиклинали). В отличие от зон более древней складчатости эти структуры обладают меньшими размерами, окружены геoaсинклинальными прогибами и связаны с ними некоторой общностью свойств осадочных и магматических формаций. Чаще нижний и верхний структурные этажи геoaнтиклинали не разделены складчатостью (доскладчатые геoaнтиклинали).

М а г м а т и з м. По-видимому, наиболее устойчивым признаком является характер магматической деятельности, отражающий как свойство глубинных частей геoaнтиклинали, так и степень ее мобильности. В связи с этим весьма перспективна, с нашей точки зрения, классификация геoaнтиклиналей по степени их магматической активности. Впервые такую классификацию применил в 1959 г. Ж. Обуен (1967), выделяя в зоне эв- и миогеoaсинклинального пространства, соответственно, эвгеoaантиклинальные и миогеoaантиклинальные поднятия¹.

Аналогичная типизация геoaнтиклиналей использовалась и нами при тектоническом районировании некоторых частей Центрально-Азиатского пояса (Волочкович, 1967, 1972). При этом мы выделяли магматические (эвгеoaантиклинальные; вулканогенные), слабо магматические (вулканогенно-терригенные; семиэвгеoaантиклинальные, промежуточного типа), а магматические (терригенные; миогеoaантиклинальные) поднятия. К магматическим геoaнтиклиналям мы относим поднятия, развившиеся из эвгеoaсинклинального прогиба и унаследовавшие интенсивность его магматической активности; к слабо магматическим или промежуточным геoaнтиклиналям — поднятия, развившиеся из эвгеoaсинклиналей или миогеoaсинклиналей и характеризующиеся незначительной магматической деятельностью²; к амагматическим геoaнтиклиналям — поднятия, развившиеся из миогеoaсинклиналей.

¹ Эв- и миогеoaсинклинальные зоны, по Г. Штилле (1964).

² Имеется в виду магматизм только доорогенного этапа развития.

В соответствии с указанными выше различными признаками геоантиклиналей в пределах рассматриваемой части Южного Тянь-Шаня выделяются: Туркестанская внутренняя ранняя доскладчатая амагматичная геоантиклиналь; Дараутская (Восточно-Алайская) и Гиссарская краевые ранние доскладчатые слабомагматичные (промежуточные) геоантиклинали.

Антиклинальные поднятия обладают меньшим размером, чем геоантиклинали, и характеризуются более кратковременным периодом геоантиклинального развития (Штрейс, 1951). Если данные структуры парагенетически сопряжены с крупной зоной разломов, то их относят к шовным антиклинальным поднятиям (Херасков, 1948). В пределах рассматриваемой территории антиклинальные поднятия представляют собой узкие (10—15 км) структуры протяженностью до 100—150 км, в которых накапливаются попеременно типично геосинклинальные и орогенные геоантиклинальные формации. Формационный разрез антиклинальных поднятий зависит от материнской геосинклинальной структуры, составной частью которой они являются. Мы выделяем Сулюктинно-Чаувайское антиклинальное поднятие в пределах эвгеосинклинального прогиба и Северо-Нуратинское и Хайдарканское антиклинальные поднятия в пределах миогеосинклинального прогиба.

К типу структур, сходных с срединными массивами, ряд среднеазиатских геологов относит Курамино-Ферганскую (Диккенштейн и др., 1970; Макарычев, 1970) и Байсунскую (Гарьковец и др., 1965) тектонические зоны. Первая зона расположена к северу от Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы, вторая — к югу от нее. В отличие от геоантиклиналей эти структуры обладают изометричными очертаниями и сохраняют стабильность в течение почти всего геосинклинального этапа развития рассматриваемой складчатой области. В их пределах в это время накапливаются маломощные комплексы субконтинентальных пологодислоцированных формаций геоантиклинального облика. Орогенные эпигеосинклинальные формации по существу здесь мало отличаются от геоантиклинальных.

Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные прогибы, в определении Г. Штилле (1964), характеризуются, соответственно, интенсивно и слабо проявленным вулканизмом в начальные стадии развития. В пределах рассматриваемого региона мы выделяем Южно-Ферганский эвгеосинклинальный, Нуратау-Матчайский и Зеравшано-Гиссарский миогеосинклинальные прогибы.

Зоны шовных структур протягиваются вдоль границ крупных тектонических зон, в рассматриваемых нами примерах — вдоль геоантиклинальных поднятий и срединных массивов, на сотни километров при ширине до 10—15 км. Генетически они связаны с глубинными разломами, характеризуются весьма контрастными тектоническими движениями и состоят из многочисленных мелких структур — шовных антиклиналей, шовных прогибов и др. В фор-

мационном отношении шовным зонам присущ особый тип осадочных и вулканогенных образований. Среди первых часто встречаются дикий флиш, кремнистые формации, толщи с олистостромами, среди вулканогенных образований — контрастные (диабаз-липаритовые) формации. Процессы вулканической деятельности в шовных зонах интенсифицируются. В пределах рассмотренной площади известны Мальгузар-Сурметашская шовная зона вдоль северного крыла Туркестанской геоантиклинали, а также Южно-Гиссарский вулканический пояс и Мечетлинская зона вдоль северного крыла Байсунского срединного массива.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ОРОГЕННОГО ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ

Среди орогенных структур в пределах региона выделяются изометричные сводово-глыбовые поднятия и впадины, достигающие десятков тысяч квадратных километров, а также линейные шовные прогибы протяженностью в несколько сотен километров при ширине 10—15 км². Последние трассируют главным образом глубинные разломы и, соответственно, совпадают с зонами шовных структур предыдущего этапа, продолжая их развитие. На нашей схеме показаны Кульджуктау-Алайское сводово-глыбовое поднятие, Карачатырская и Южно-Таджикская впадины, а также шовные прогибы Сурметашский и Южно-Гиссарский.

Региональные поперечные структуры

В пределах изучавшейся части Южного Тянь-Шаня выделяются два поперечных блока — западный «положительный», характеризующийся на протяжении всей истории доплатформенного развития тенденцией к воздыманию, и восточный — «отрицательный». Поперечная зональность проходит через основные тектонические продольные структуры геосинклинального и эпигеосинклинального этапов, как бы просвечивая через них. Она имеет более общий региональный план и, видимо, предопределена весьма глубинными процессами под складчатыми зонами.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Рассматриваемая центральная часть герцинской геосинклинальной Южно-Тяньшаньской системы (Алай-Кокшаальской, по В. А. Николаеву, 1940) заложилась на докембрийском основании в раннем палеозое. На севере она граничит с Курамино-Ферганским, а на юге — с Байсунским срединным массивами (фиг. 1).

Северная граница геосинклинальной системы проводится нами вдоль южного борта Ферганской котловины по Южно-Ферганскому разлому, а в западном секторе площади — по северным склонам хребта Северный Нуратау. Подобное же построение мы видим и на более ранних схемах М. А. Ахмеджанова и др. (1967); Х. М. Абдуллаева (1964); И. Х. Хамрабаева и др. (1967). За пределами изученной площади эта граница проходит: на западе вдоль северных склонов гор Тамдытау, а на востоке — хребтов Атбаши и Иныльчек. Вдоль северной границы протягивается Тамдытау-Южноферганская вулканическая зона эвгеосинклинального типа, выполненная вулканогенными толщами основного состава верхнесилурийского-нижнедевонского и ниже-среднекаменноугольного возраста, к которой приурочены тела гипербазитов ниже-среднекаменноугольного возраста. Ширина зоны 15—20 км, протяженность ее более 1000 км. В районе северного склона хребта Северный Нуратау зона пережимается и на ее месте появляются порфиновые формации девона, аналогичные развитым в центральных частях Срединного Тянь-Шаня. Данное явление можно объяснить надвигом с довольно значительной амплитудой горизонтального перемещения. Наоборот, на востоке вулканическая зона расширяется и образует изгиб, следующий параллельно Талассо-Ферганскому разлому. Видимо, это связано с повышенной проницаемостью земной коры в узле пересечения субширотных тяньшаньских и северо-западных куэньлуньских структур. О продолжении зоны на восток свидетельствует повышенная вулканическая активность вдоль северных склонов хребтов Иныльчек и Атбаши. Южная граница рассматриваемой части Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы проводится нами в границах, близких к границам Х. М. Абдуллаева

(1964), В. Г. Гарьковца и др. (1965), И. Х. Хамрабаева и др. (1967), Д. П. Резвого (1959), А. Е. Довникова и др. (1968) по южным склонам Гиссарского, Алайского и Кокшаальского хребтов. Вдоль нее выделяется краевой Южно-Гиссарский вулканический пояс средне-верхнепалеозойского возраста (Богданов, 1965; Волочкович, 1970, 1971). Согласно представлениям М. А. Ахмеджанова и др. (1967), эта граница проводится несколько севернее.

В настоящее время еще не совсем ясен состав и возраст догеосинклинального метаморфического фундамента Южно-Тяньшаньской геосинклинали, но все же можно говорить о ее принадлежности к эпикратонной системе (по Ю. А. Косыгину, 1961), т. е. системе, заложенной на гранитно-метаморфическом архей (?) — протерозойском консолидированном основании (Алтухов и др., 1972).

В истории геологического развития этой системы выделяются следующие этапы: допалеозойский, геосинклинальный нижне-среднепалеозойский, орогенный эпигеосинклинальный верхнепалеозойский — нижнетриасовый, платформенный мезокайнозойский и орогенный эпиплатформенный плиоцен — четвертичный. В книге рассматриваются в основном структуры геосинклинального и орогенного этапов.

Прежде чем перейти к описанию структур Южно-Тяньшаньской складчатой системы, кратко охарактеризуем пограничные с ними участки Курамино-Ферганской зоны Среднего Тянь-Шаня и Байсунского докембрийского срединного массива.

Курамино-Ферганская зона (срединный массив) расположена вдоль северной границы рассматриваемой геосинклинальной системы. На западе зона включает северную часть гор Сангрунтау, Дарбаз, горы Писталитау; на востоке — южную часть Ферганской котловины с возвышенностями Гузан, Коктюбе и др. Данная структура, за пределами рассматриваемой площади, на востоке располагается на месте выделенной Н. М. Синицыным позднегерцинской Карачатырской зоны, а на западе — Тамдытауской (Пятков и др., 1967) или Курамино-Ферганской (Абдуллаев, Борисов, 1964; Ахмеджанов и др., 1967) зон раннепермской консолидации.

Вопрос о принадлежности зоны к Южному или Среднему Тянь-Шаню однозначно не решен. В. И. Попов (1955), Д. П. Резвой (1959), Б. Б. Таль-Вирский (1964) и другие считают, что большая часть складчатого основания рассматриваемой структуры в пределах Ферганской впадины относится к Кураминской подзоне Среднего Тянь-Шаня (ядерной, по В. И. Попову). А. И. Суворов (1954) полагал, что фундамент Ферганской впадины в северной ее части — Средне-Тяньшаньский, а в южной — Южно-Тяньшаньский. П. Д. Виноградов и др. (1958), А. С. Орловский (1964), И. М. Мелькановицкий и др. (1969) считают, что весь фундамент Ферганской впадины принадлежит Южно-Тянь-

шаньским структурам. Мы присоединяемся в своих представлениях к группе исследователей, относящих Курамино-Ферганскую зону к структурам, сходным с срединными массивами, выделяемым в настоящее время на территории Срединного Тянь-Шаня (Диккенштейн и др., 1970) и Ферганской котловины (Макарычев, 1970).

Тектоническая граница Курамино-Ферганской зоны с Южно-Тяньшаньской проходит по Северо-Нуратинскому и Южно-Ферганскому разломам. Движения по этим разломам фиксируются с нижнего — среднего палеозоя, о чем свидетельствуют развитые в приразломных зонах обломочно-глыбовые горизонты в отложениях лудлова, а также девона и нижнего карбона (Алексеевко, 1968). В нижнем карбоне разломы контролировали распространение вулканогенных пород основного состава, неизвестных к югу от них; в нижнем — среднем карбоне — интрузий основного и ультраосновного состава; в верхнем палеозое разломы являлись южной палеотектонической границей крупной орогенной впадины, выполненной мощным молассовым комплексом. С разломами связаны процессы полиметаморфизма, захватившие палеозойские толщи (Пятков и др., 1969). Южная граница зоны фиксируется также и по геофизическим данным. Она выражена в виде горстообразного выступа поверхности «Мохо» и базальтового слоя (Макарычев, 1970). Границы формационных комплексов Курамино-Ферганской и Южно-Тяньшаньской зон резкие и местами сопровождаются надвигами, что привело некоторых исследователей к выводу о наличии здесь крупных горизонтальных перемещений (Поршняков, 1968; Буртман, 1970)¹.

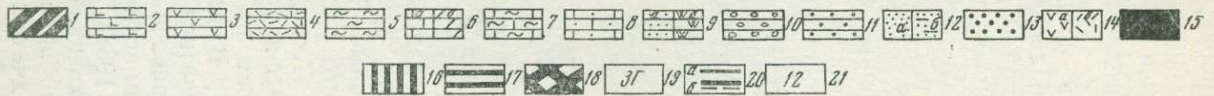
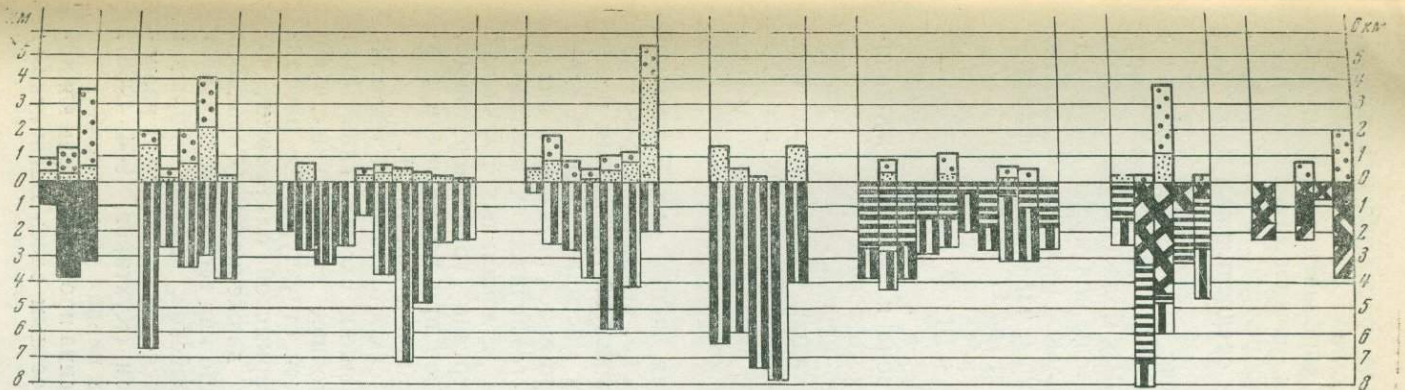
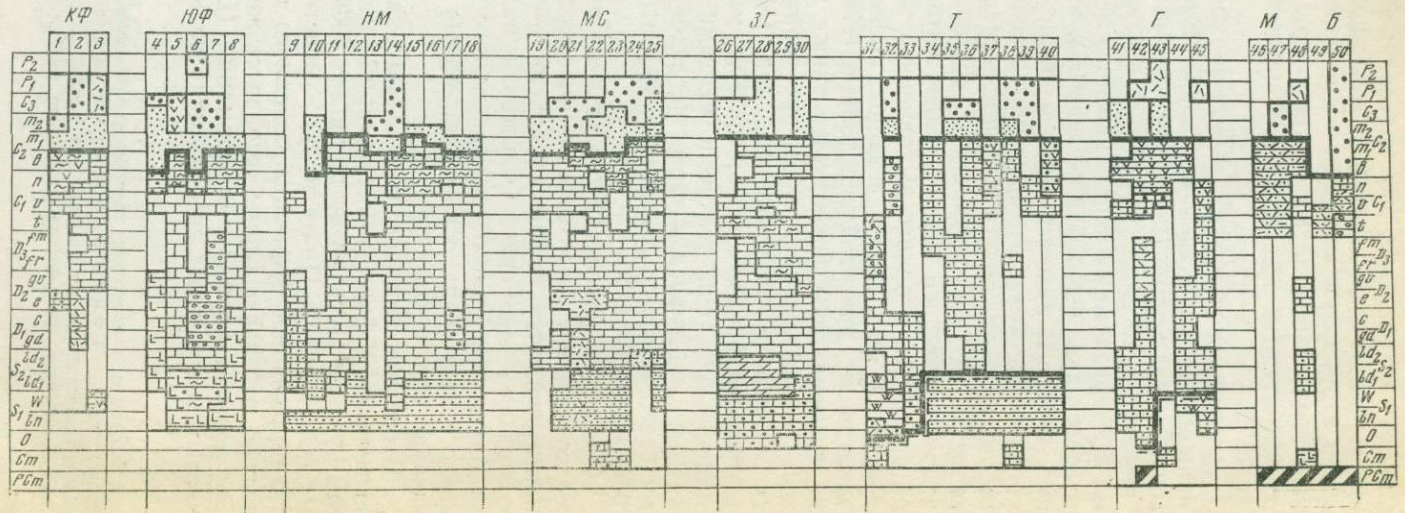
Основание палеозойского разреза в зоне не вскрыто. Наиболее древними, палеонтологически охарактеризованными отложениями являются верхнесилурийские — нижнедевонские, самыми молодыми — пермские. Отложения палеозоя можно расчленить на доорогенный (комплекс срединного массива) ($S(?)$; D_2 — C_2b) и орогенный (C_2m — P) формационные комплексы (фиг. 2, 3 см. в конце книги, 4).

В составе первого преобладают карбонатные (доломито-известняковые) формации, суммарная мощность которых в районе гор Гузан и Писталитау достигает 3000 м. В западной части зоны (Сангрунтау, Писталитау) известна вулканогенно-кремнисто-терригенная формация основного состава (C_{1n} — C_2b) мощностью до 1000 м. Кроме того, здесь же, в районе гор Ханбандытау развита порфиновая формация (D_{1-2}), аналогичная толще кислых эффузивов Северо-Западного Карамазара (Ахмеджанов

¹ Вопрос об амплитуде этих смещений сложен и требует самостоятельного исследования. В настоящей работе мы рассматриваем палеотектонические реконструкции, исходя пока лишь из различия формационных комплексов, прослеживающихся на современном срезе без учета мобилистских построений.



Фиг. 4. Формационные профили по простиранию тектонических зон (верхний ряд — конкретные формации во времени, нижний ряд — формационные комплексы с учетом их мощностей в километрах). Составил К. Л. Волочкович



1 — докембрийский фундамент (гнейсы, кристаллические сланцы);
 2 — 11 — комплекс геосинклинальных формаций:
 2 — вулканогенные (диабазовые),
 3 — вулканогенные (порфириновые),
 4 — вулканогенные (порфириновые),
 5 — кремнистые,
 6 — карбонатные (а — известняковые, б — доломитовые),
 7 — кремнисто-карбонатные,
 8 — терригенно-карбонатные,
 9 — терригенные (а — песчаниково-сланцевые, б — кварцитовые),

10 — молассовидные,
 11 — шлировые;
 12 — 14 — комплекс орогенных эпигеосинклинальных формаций:
 12 — морская моласса (а — мелкообломочная, б — морская флишондная),
 13 — континентальная моласса,
 14 — вулканогенная моласса (а — андезитовая, б — порфириновая);
 15 — комплекс формаций срединных массивов;
 16 — комплекс геосинклинальных формаций;

17 — комплекс геоантиклинальных формаций;
 18 — комплекс формаций вулканического краевого пояса;
 19 — названия тектонических зон (см. тектоническую схему, фиг. 1, стр. 15);
 20 — границы формационных комплексов (а — орогенного, б — геоантиклинального);
 21 — номера стратиграфических разрезов, взятых за основу при формационном анализе (местоположение см. фиг. 1, стр. 16; фиг. 3 см. в конце книги)

и др., 1967). Разрез палеозоя на западе зоны изобилует внутрiformационными перерывами с выпадением из него отдельных частей девона и нижнего карбона; в карбонатных толщах присутствуют многочисленные горизонты органогенно-обломочных и брекчиевидных известняков и конглобрекчий. В восточной части зоны вулканогенные породы среди среднепалеозойских толщ практически отсутствуют.

Орогенный формационный комплекс ($C_2m_1—P$) ложится с небольшим несогласием на более древний и представлен морской (C_2m_{1-2}) и континентальной ($C_3—P_1$) молассами мощностью по 1000 м каждая. В западной части зоны континентальная моласса начала формироваться несколько раньше. В районе гор. Гузан, в восточной части структуры, известна порфирировая моласса ($C_3—P_1$) мощностью до 3500 м (по О. И. Кима).

Рассмотренные формационные комплексы весьма сходны с синхронными толщами Срединного Тянь-Шаня, отличаясь от последних более широким распространением карбонатных осадков в отложениях среднего — верхнего девона и наличием вулканогенной формации нижнекаменноугольного возраста.

Палеозойские отложения Курамино-Ферганской зоны дислоцированы в сравнительно простые складки, усложненные лишь вдоль зоны краевых разломов. По данным различных исследователей, наиболее сильные складчатые дислокации проявлялись в начале среднего карбона, начале и конце перми (Кухтиков, 1968 и др.).

Из приведенного краткого описания видно, что Курамино-Ферганская зона в среднем и, возможно, нижнем палеозое характеризовалась относительно стабильным тектоническим режимом, свойственным обычно срединным массивам. Лишь в верхнем палеозое она была вовлечена в орогенное развитие и интенсивно прогибалась. Судя по данным геофизических исследований, в ее западной части в это время в локальных поднятиях формировались многочисленные интрузии гранодиоритового, кварц-диоритового и основного составов при подчиненном значении нормальных гранитов (Ахмеджанов и др., 1967).

Байсунский срединный массив как самостоятельный тектонический элемент выделялся уже на ранних схемах Тянь-Шаня (Попов, 1938; Пейве, 1938). В настоящее время существуют три различные трактовки генезиса этой структуры. Ее рассматривают либо как реликт древней Таримской платформы, частично переработанной герцинскими движениями (Гарьковец и др., 1965; Довжиков и др., 1968), либо как геоантиклинальную зону в пределах средне-верхнепалеозойской геосинклинальной системы (Резвой, 1968), либо в виде нескольких (до семи) разновозрастных герцинских складчатых зон (Кухтиков, 1964, 1968). По нашему мнению, более правомерна первая точка зрения.

Северная граница Байсунского массива проходит вдоль южного фаса Гиссарского батолита по известным здесь Багаинскому

и Вахшскому разломам. На востоке массив граничит с Памиром, на западе переходит в Туранскую плиту, на юге — в эпибайкальскую платформу (зона Банди-Туркестана, Диккенштейн и др., 1970). Вдоль северной границы происходит как изменение простираций северо-восточных структур, свойственных Байсунскому массиву на субширотные Южно-Тяньшаньские, так и изменение осадочно-вулканогенных формаций. Маломощный (500—1000 м) локально развитый комплекс среднепалеозойских терригенно-карбонатных формаций рассматриваемого массива сменяется к северу мощным (более 4000 м) комплексом синхронных терригенно-карбонатных и вулканогенных образований; соответственно порфирировая нижнекаменноугольная формация мощностью 900 м сменяется синхронной контрастной (диабаз-липаритовой) формацией мощностью до 4000 м. Кроме того, эта граница является северным рубежом распространения девонских (?) гранитоидов и области широкого развития докембрийских гнейсовых комплексов. Вдоль северного края массива мы выделяем Мечетлинскую зону его интенсивной ниже-верхнекаменноугольной переработки, рассматриваемую К. Л. Бабаевым как позднегерцинскую.

Движения по краю Байсунского массива фиксируются с лудловского века, проявляясь в виде формирования горизонтов седиментационных брекчий, и более интенсивные тектонические движения начинаются здесь лишь с начала карбона и продолжают до пермо-триаса включительно.

В строении массива выделяется: докембрийское основание, представленное кристаллическими сланцами и парагнейсами (Кухтиков, 1968); комплекс формаций срединного массива ($S_1-S_2T_1$); орогенный комплекс ($S_2b-P_2T_1$ (?)).

Фундамент Байсунского массива сложен породами эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, выходящих на поверхность в северных частях гор Сурхантау и Чакчар, а также в горах Байсунтау. Абсолютный возраст прогрессивного метаморфизма 677—780 млн. лет (К-Аг метод) (Шнип, 1966). Метаморфизму подверглись глинисто-карбонатные толщи с прослоями эффузивов различного состава.

Комплекс формаций срединного массива представлен, по данным Д. А. Рубанова, А. Т. Тарасенко (Кухтиков, 1968): 1) вулканогенно-терригенно-карбонатной диабазовой толщей (S_1) 800 м; 2) карбонатно-терригенными осадками (S_2) 500—800 м; 3) карбонатными породами (D_2) 150 м; 4) наземновулканогенными, реже подводновулканогенными толщами кислого, основного и среднего составов (S_{1-2}), 1000 м (см. фиг. 2, 3, 4). Указанный комплекс развит лишь в Мечетлинской зоне, в западной части которой известны и тела гипербазитов. Южнее, в более стабильных районах массива, осадочный комплекс представлен лишь своей верхней (карбоновой) частью. При этом роль вулканогенных пород здесь снижается, а вулканические процессы прекращаются раньше (в намяре); вулканогенные толщи подстилаются и

перекрываются молассовидными угленосными и пестроцветными терригенными образованиями.

Орогенный молассовый комплекс в пределах Байсунского массива начал формироваться вначале на юге (с C_2b), захватив Мечетлинскую зону лишь в верхнемосковском веке. Представлен он на юге грубообломочной континентальной молассой ($C_2b-P_2-T_1$ (?)), а на севере — континентальной ($C_2m_2-C_3$) и вулканогенной порфировой (P_1-T_1 (?)) молассой. Мощность комплекса около 3000 м.

Северо-восточные структуры Байсунского массива имеют более древний возраст, чем субширотные Южно-Тяньшаньские (Борисов, 1962; Ахмеджанов и др., 1967). Они как бы просвечивают в Южном Тянь-Шане в виде поперечных блоков и вновь четко проявляются в области Срединного Тянь-Шаня.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

Южно-Ферганский эвгеосинклинальный прогиб расположен вдоль северной границы геосинклинальной системы, совпадая с горами Кух, Сулюктинскими, Кантрантау. Он приурочен к северной части выделенной Н. М. Синицыным (1957) среднегерцинской зоны Высоких предгорий Алая и включает ряд ранне-среднедевонских вулканогенных прогибов Южно-Ферганской зоны Г. С. Поршнякова (1968), а также Тохтабуз-Сулюктинское и Баткен-Вуадильское антиклинальные поднятия Д. П. Резвого (1959). Последние объединяются нами в Сулюктино-Чаувайское антиклинальное поднятие. На западе, в районе гор. Кух, прогиб выклинивается. Его западным продолжением, видимо, является Тамдинская зона Кызылкумов, с близким, по данным К. К. Пяткова и др. (1967), формационным составом. На востоке прогиб расширяется, уходя за пределы описываемого района.

Северная граница прогиба проходит по Южно-Ферганскому, Караташскому и Хайдарканскому разломам. С последними ассоциируют зоны чешуйчатых надвигов (Поршняков, 1968). Движения вдоль разломов фиксируются с нижнего — среднего палеозоя по появлению горизонтов седиментационных брекчий в отложениях лудлова, девона и нижнего карбона. В силуре — девоне эти разломы контролировали распространение вулканогенных формаций, почти не встречающихся к югу от прогиба. Вдоль северной и южной границ прогиба протягиваются пояса ультраосновных пород ниже-среднекаменноугольного возраста. В северной его части располагается Сулюктино-Чаувайское антиклинальное поднятие, возникшее в нижнем девоне и вновь испытывшее погружение в начале карбона.

Вулканогенно-осадочный комплекс прогиба представлен всеми отделами палеозоя (см. фиг. 2, 3, 4).

В основании геосинклинального разреза залегает карбонатно-терригенно-вулканогенная (диабазовая) формация ($S_1ln - D_2$), пространственно приуроченная преимущественно к крайевым зонам прогиба¹. Вдоль северного крыла прогиба, несколько восточнее описываемого района, в состав формации входят чилесайская свита (S_2ld), араванская и другие свиты (D_{1-2}) (данные В. С. Сафина). Среди этих отложений довольно часто присутствуют агломераты, лавобрекчии, а в верхней части формации — прослой грубообломочных пород. На южном крыле прогиба к вулканогенной формации относятся толщи сюгетской свиты ($S_1ln - w$), отложения (S_1w), а также сарталинская толща ($S_2 - D_1$) (данные А. А. Амарян). В отличие от северной полосы развития формации грубообломочных отложений здесь почти не встречается.

В центральной части прогиба, в основании Сулюктино-Чаувайского поднятия вулканогенные образования местами присутствуют лишь среди отложений сюгетской свиты ($S_1ln - w$) (данные В. Л. Клишевича). Мощность формации в северной части прогиба достигает 4000 м, в центральной — 500 м, в южной — около 1000 м. В центральной части прогиба, вверх по разрезу, а также в латеральном направлении вулканогенная формация сменяется кремнисто-карбонатно-терригенной (шлировой) ($S_1ln - w - S_2ld_1$), представленной песчано-глинистыми отложениями с прослоями гравелитов, углистых и пестроцветных сланцев и кремнистых пород (сюгетская, $S_1ln - w$, пульгонская, $S_1w - S_2ld_1$, и другие свиты). Мощность формации 800—700 м.

Следующая карбонатная формация ($S_2ld_2 - C_1n$) сменяет предыдущие как вверх по разрезу (обычно трансгрессивно), так и в латеральном направлении. Она распространена преимущественно на склонах антиклинального поднятия и представлена разнослоистыми, изредка массивными, известняками, реже доломитами с горизонтами карбонатных седиментационных брекчий. В строении формации отмечаются «окна» с выпадением отложений верхнего девона и нижнего карбона.

Мощность формации 2000—4000 м.

Стратиграфически выше располагается кремнисто-терригенно-карбонатная формация ($C_1n - C_2b$), отличающаяся от предыдущей появлением прослоев и стяжений кремнистого вещества, а также глинистых сланцев и реже песчаников (шютская и другие свиты). Возрастной объем формации увеличивается в южном направлении, мощность колеблется от 100 до 500 м. Вдоль северного борта прогиба (район Шурансай) возрастным аналогом кремнисто-терригенно-карбонатной формации является очень необычная

¹ Палеонтологическая характеристика толщ, включаемых нами в состав описываемых формаций, дана в работах, на которые имеются соответствующие ссылки. Поэтому здесь и далее в тексте обоснования возраста формаций не приводятся, если они не требуют дополнительных оговорок.

по составу толща осадочных брекчий и терригенно-карбонатных пород с гравелитами и прослоями конгломератов (аккапчисайская свита, C_{1n}). Генезис данных отложений неясен, скорее всего они сформировались у подножья размывающейся кардильеры, возникшей вдоль Южно-Ферганского разлома и являвшейся в то время его приповерхностным выражением. Ни в центральных частях Курамино-Ферганской, ни в Южно-Ферганской или других зонах подобные субконтинентальные образования намяра неизвестны. Не исключено, что эти грубообломочные отложения представляют собой аллохтонную молассовую формацию, источник сноса которой находился где-то в северо-восточной части Курамино-Ферганской зоны. В пользу этого свидетельствует, в частности, наличие в аккапчисайской толще валунов кислых изверженных пород, встреченных нами у западной окраины кишлака Шуран.

В центральной части Сулюктинно-Чаувайского антиклинального поднятия развита молассовидная формация (D_{1-3}) грубообломочных и валунных конгломератов, несогласно лежащая на отложениях силура. По простирацию она переходит и перекрывается карбонатной формацией, образуя в ней крупную линзу. Обломочный материал здесь местный и представлен породами подстилающих толщ. Мощность формации до 1000 м; возраст ее дискусионен; возможно она относится к верхнепалеозойской молассе (Набиев и др., 1970). В целом в пределах Сулюктинно-Чаувайского антиклинального поднятия вулканогенные образования почти не развиты и вытесняются карбонатными; возрастной объем кремнисто-терригенно-карбонатной формации здесь сокращен; присутствует молассовидная толща. Суммарная мощность отложений не превышает 2000—2500 м, увеличиваясь в окружающих поднятие прогибах до 5000—6000 м.

Орогенный эпигеосинклинальный ряд формаций в Южно-Ферганской зоне ложится с разрывом, а местами и согласно на более древние толщи и представлен морской (C_2m_{1-2}) и континентальной ($C_2m_2—P$) молассами, а также вулканогенной молассой андезитового состава ($C_2m_2—C_3$). Мощность орогенных формаций вдоль северной границы Южно-Ферганской зоны достигает 4000 м, сокращаясь к югу до 300—400 м.

В этом же направлении молассы становятся более мелкообломочными.

По данным различных исследователей, складкообразующие движения в рассматриваемой зоне отмечаются в начале среднего карбона, начале и конце перми с максимумом в ее конце (Кухтиков, 1968). При этом все отложения палеозоя смяты в конформные складки.

Вулканогенные образования в составе выполняющих Южно-Ферганский прогиб формаций имеют весьма большое значение. Процессы вулканизма протекали в основном до среднего девона с максимальной активностью в верхнем силуре — нижнем девоне,

затем затухали и вновь возобновлялись уже в эпигеосинклинальном орогенном этапе в верхнем палеозое. Все это заставляет относить рассматриваемую структуру к типу эвгеосинклинальных прогибов.

Нуратау-Матчайский миегеосинклинальный прогиб располагается к югу от Южно-Ферганского, территориально совпадая с южными склонами гор Сангрунтау, Северным Нуратау, горами Актау, северными предгорьями Туркестанского и Алайского хребтов. Он примерно соответствует среднегерцинской зоне Высоких предгорий Алая (Н. М. Сеницын, 1957, 1960), а также — Туркестано-Алайской зоне П. Д. Виноградова и др. (1958) или Ауминза-Нуратинской зоне А. Е. Довжикова и др. (1968). Протяженность прогиба в границах рассматриваемого района 1200 км, ширина 80—100 км; его северная граница совпадает с упоминавшимися ранее Северо-Нуратинским и Хайдарканским разломами, вдоль которых располагаются одноименные антиклинальные поднятия¹. По южной границе прогиба прослеживается Мальгузар-Сурметашская зона шовных структур, отделяющая его от Туркестанской геоантиклинали. Прогиб обладает почти непрерывным разрезом толщ от нижнего силура до московского яруса среднего карбона, дислоцированных в конформные структуры и разделенных незначительными перерывами, наиболее выраженными в западной части прогиба и на антиклинальных поднятиях. В районе Мальгузарских гор прогиб, видимо, разделен перемычкой и непосредственно на нижний силур здесь налегают маломощные толщи нижнего карбона. Суммарная мощность осадочных толщ в прогибе увеличивается с 4000 м на западе до 7500 м на востоке, что свидетельствует о его погружении в этом направлении. На антиклинальных поднятиях мощность отложений не превышает 2500—3000 м.

В отличие от Южно-Ферганского Нуратау-Матчайский прогиб характеризуется преимущественным распространением терригенных и карбонатных формаций. Вулканогенные породы имеют ничтожное развитие и устанавливаются только в восточной части прогиба среди нижнесилурийских осадков (см. фиг. 2, 3, 4).

В основании геосинклинального комплекса прогиба располагается карбонатно-терригенная (шлировая) формация (Ст) мощностью 750 м. В ее составе на юге прогиба в районе руч. Ишклы (данные Г. П. Ежова) присутствуют известняковые конгломераты. На большей части прогиба видимый геосинклинальный разрез начинается с терригенной (песчано-сланцевой) формации ($S_1ln - S_2ld_1$), отличающейся от синхронной формации Южно-Ферганской зоны крайне незначительным содержанием вулкано-

¹ Впервые о существовании Хайдарканского антиклинального поднятия писали Н. М. Сеницын (1960), Д. П. Резвой (1959). Д. П. Резвой выделял данную структуру в додевонское Охна-Томашинское антиклинальное поднятие.

тенных и кремнистых пород, слабым развитием известняков и менее грубообломочным составом терригенных образований. В то же время среди ее осадков встречаются углеродистые сланцы, кварцевые песчаники и гравелиты, а также мелкогалечные кварцевые конгломераты. Минимальный возрастной объем (S_1ln) эта формация имеет в центре прогиба (междуречье Янгирарык-Ляйляк), где уже в венлоке сменяется карбонатной формацией. Мощность формации до 2500 м.

Выше расположена карбонатная формация ($S_{1w} - C_{2m_1}$), на западе несогласно, а на востоке согласно налегающая на терригенную. Ее состав аналогичен составу карбонатной формации Южно-Ферганского прогиба. В западной (Нуратинской) части прогиба формация начинается с отложений нижнего лудлова и изобилует перерывами (в частности, выпадают толщи ($D_3fm - C_{1n}$)); в разрезе значительное место занимают доломиты и песчаные известняки; мощность достигает 2000 м. Восточнее в районе Мальгузарских гор возрастной объем формации сокращается ($D_3fg - C_{2b}$) и мощность падает до 300 м. На крайнем востоке прогиба формация представлена наиболее полно и достигает мощности 3500—5000 м.

В пределах антиклинальных поднятий мощность и возрастной интервал карбонатной формации сокращается. Так, в пределах Северо-Нуратинского поднятия к этой формации относятся осадки $S_{2ld} - D_1$ (северный Нуратау) или $D_2 - C_{1v}$ (Сангрунтау) мощностью 600—700 м, а на Хайдарканском поднятии — отложения $S_{2ld} - D_2$ и $C_{1v} - n$ мощностью 1300 м. При этом на поднятиях среди карбонатной формации появляются линзы синхронных ей грубообломочных отложений: на Северо-Нуратинском поднятии — линза карбонатно-терригенной формации ($S_{2ld} - D_1$) мощностью 1000 м, в состав которой помимо известняков входят косослоистые песчаники и гравелиты, а на Хайдарканском поднятии — линза молассовидной формации (D_1) (джидалинская свита). В верхней части карбонатной формации на востоке рассматриваемого прогиба можно выделить кремнисто-карбонатную фацию ($C_{1n} - C_{2b}$) (газская и другие свиты) мощностью 100—400 м, пространственно тяготеющую к районам ранее проявленного силурийского вулканизма.

Орогенный эпигеосинклинальный комплекс в пределах Нуратау-Матчайской структуры ложится на подстилающий геосинклинальный комплекс с перерывом, но без резкого несогласия. Он начинается с морской карбонатной молассы ($C_{2b} - C_{2m_{1-2}}$) мощностью 600—800 м и заканчивается континентальной грубообломочной молассой ($C_{2m_2} - P_1$) мощностью 600 м, резко несогласно лежащей на более древних толщах. На западе прогиба морская моласса начала формироваться с башкирского (кельбасайская и другие свиты), а на востоке — с московского (толубайская и другие свиты) веков среднего карбона.

Складчатая структура прогиба образовалась в конце среднего или начале верхнего карбона (Кухтиков, 1968). Поперечная зональность прогиба выражена довольно резко — западная часть более поднята (в историческом смысле), восточная — погружена, что видно из сравнения мощностей формаций. Об этом же свидетельствует более раннее начало орогенного процесса на западе. Рассматриваемая структура по существу амагматична, что позволяет отнести ее к прогибам миогеосинклинального типа.

Мальгузар-Сурметашская зона шовных структур входит в состав Нуратау-Матчайского миогеосинклинального прогиба, отделяя его от Туркестанской геоантиклинали и совпадая с северными склонами Туркестанского и Алайского хребтов. Ширина зоны 15—20 км. На западе в районе гор Гобдунтау она выклинивается.

Восточная часть структуры совпадает с позднегерцинской Сурметашской зоной Н. М. Сеницына (1949, 1960), западная — с Курганакской раннепермской зоной Д. А. Старшинина, Ю. А. Сорокина и В. Б. Аверьянова. По сравнению с Нуратау-Матчайским прогибом зона отличается повышенной тектонической активностью, разнообразием осадочных формаций и преобладанием в них обломочных, пестроцветных и флишидных образований, а также контрастных (дацито-диабазовых) вулканогенных толщ. Северная граница зоны проходит по известным здесь Талыкско-Каравшинскому, южная — по Каратау-Туркестанскому разломам. Талыкско-Каравшинский разлом в восточной части зоны делится на две составляющие — южную ветвь — более древнюю, активно развивавшуюся с нижнего силура и северную, заложившуюся в девоне. Движения по разлому отмечаются и в позднем палеозое и в мезокайнозое, в основном это вертикальные перемещения с амплитудой до нескольких тысяч метров, причем фиксируются и сдвиги, устанавливающиеся по горизонтальным флексурам в осадочных толщах. По Талыкско-Каравшинскому разлому внедряются дайки и малые интрузии основного и среднего состава силурийского (?) возраста. Особенно густо ими насыщен район Мальгузарских гор, где прогиб изменяет свое простирание с субширотного на северо-западное. Мальгузар-Сурметашская зона заложилась в нижнем палеозое одновременно с формированием Туркестанской геоантиклинали и развивалась до среднего карбона; ее восточная часть унаследованно развивалась и в верхнепалеозойском орогенном этапе. В зоне выделяются шовные антиклинали и прогибы. Первые отличаются сокращенным разрезом палеозоя, присутствием более грубообломочных красноцветных и пестроцветных толщ.

Геосинклинальный комплекс в пределах зоны (см. фиг. 2, 3, 4) начинается терригенно-карбонатной (шлировой) формацией ($Ст_{1-3} - O_{1aг}$) мощностью до 1000 м, обнажающейся в верховьях рек Янгиарык, Зааминсу. Выше по разрезу (без установ-

ленных соотношений) располагается терригенная песчаниковосланцевая формация ($S_1ln-S_2ld_1$), часто именуемая аспидной. В состав ее входят полимиктовые, иногда олигомиктовые (кварцевые) песчаники и гравелиты, а также граптолитовые и углистые сланцы с резко подчиненным значением карбонатных прослоев, количество которых увеличивается к востоку. В этом направлении повышается и возрастной объем формации за счет включения в ее состав в районе р. Кшемыш отложений всего верхнего силура (данные В. Б. Аверьянова). Мощность формации около 1500 м.

Стратиграфически выше залегает карбонатная формация ($S_2ld_2-C_2b$), замещающаяся в латеральном направлении пестроцветной шлировой вулканогенной ($S_2ld_2-D_2e$) и кремнисто-терригенно-карбонатной ($C_{1n}-C_{2m}$) формациями. В связи с общим погружением Мальгузар-Сурметашской зоны к востоку объем карбонатной формации и ее мощность в этом направлении увеличиваются. На западе, в районе Мальгузарских гор и бассейне р. Санзар из ее состава выпадают отложения нижнего — среднего девона, нижнего карбона (на антиклиналях) и эйфеля и частично нижнего карбона (в прогибах). В составе формации, изобилующей перерывами, преобладают доломитистые, брекчиевидные и детритусовые известняки (Нибиев, Ишназаров, 1968); мощность не превышает 800—900 м в прогибах и 150—200 м на поднятиях. На востоке зоны, в бассейне рек Каравшин — Сох мощность формации увеличивается до 2500 м и в ее основании изредка появляются глинисто-песчаные отложения нижне-среднедевонского возраста. Верхняя возрастная граница формации понижается здесь до намюра.

Пестроцветная шлировая вулканогенная формация ($S_2ld_2-D_2e$) устанавливается только на западе зоны в пределах шовных антиклиналей, в бассейне рек Ляйли — Мазар и Янгиарык. В состав формации, по данным Д. А. Старшина, Г. П. Ежова и других авторов, входят красно- и пестроокрашенные алевролиты, песчаники с прослоями гравелитов, конгломератов, а также эффузивы кислого и основного состава и их туфы. Мощность формации около 2000 м.

Кремнисто-терригенно-карбонатная формация ($C_{1n}-C_{2m}$) развита преимущественно в восточной части зоны и достигает мощности 700—1000 м. Возрастной объем ее к западу сокращается за счет выпадения отложений намюра. В состав формации входят тонко- и толстослоистые известняки с прослоями и стяжениями кремнистого вещества.

Орогенный эпигеосинклинальный комплекс ($C_{2m_{1-2}}-P$) ложится в большинстве случаев с разрывом на предыдущий, но наблюдаются и постепенные переходы. В западной части зоны он стал накапливаться с начала, а на востоке — лишь с конца нижнемосковского века. В основании его развита морская (на западе) и флишоидная морская (на востоке) молассы. Первая пред-

ставлена грубообломочными неритмичными отложениями (C_2m_{1-2}) часто с мощными горизонтами известняковых конгломератов; мощность 300—500 м. Флишоидная моласса состоит из ритмично переслаивающихся песчано-сланцевых отложений ($C_2m_1^2—m_2^1$), с частыми прослоями конгломератов и гравелитов; мощность более 1200 м. Морская моласса выше сменяется континентальной молассой (C_3-P_1), лежащей повсеместно с размывом на подстилающую. Иногда в составе континентальной молассы присутствуют морские отложения. Мощность ее увеличивается с запада на восток от 1000 до 3800 м. Складчатая структура прогиба, по мнению большинства геологов, раннепермская.

Зеравшано-Гиссарский миогеосинклинальный прогиб находится между Туркестанской и Гиссарской геантиклиналями, отделяясь от них, соответственно, хорошо известными по литературе Зеравшанским и Гиссарским разломами. На западе и востоке прогиб замыкается; общая его протяженность 650 км, ширина до 75—80 км. Территориально прогиб совпадает с Зеравшанским и северными склонами Гиссарского хребтов. Эта структура выделялась уже на ранних тектонических схемах (Пейве, 1938; Попов, 1938; Марковский, 1937); в предлагаемых нами границах она почти совпадает с среднегерцинской Зеравшано-Гиссарской зоной П. Д. Виноградова и др. (1958).

По сравнению с Нуратау-Матчайским в Зеравшано-Гиссарском прогибе более интенсивно развиты карбонатные и кремнистые отложения. Вдоль северного его крыла и в восточном центриклинальном замыкании среди осадочных толщ изредка встречаются вулканогенные образования основного состава.

В основании геосинклинального комплекса (см. фиг. 2, 3, 4) располагается терригенно-карбонатная формация ($O_{2-3}—S_{1w}$), представленная главным образом тонкокластическими сланцево-песчаниковыми отложениями с прослоями известняков. В западной части прогиба, в районе г. Шахрисябз в составе формации присутствуют гравелиты, конглобрекции и туфы средневерхнеордовикского возраста, а в бассейне рек Ягноб и Магиан — прослои рассланцованных нижнесилурийских эффузивов основного состава. Мощность формации 2000 м. Стратиграфически выше согласно ложится карбонатная формация ($S_2ld—D_3$), представленная разнослоистыми массивными известняками, доломитами с подчиненным значением терригенных пород. В ее основании (S_2ld_{1-2}) преобладают доломиты, количество которых возрастает на западе прогиба. Возрастной объем формации уменьшается с запада на восток (до $S_2ld—D_2e$) за счет замещения ее верхних частей терригенными верхнедевонскими породами. В этом направлении сокращается и ее мощность с 4000 до 2000 м. В восточной части прогиба на границе эйфеля и живета отмечаются внутриформационные перерывы.

Расположенная выше кремнисто-терригенно-карбонатная формация ($D_2gv—C_1t$) включает песчано-известняковые отло-

жения, горизонты кремнистых пород и изредка прослой основных эффузивов. В западной части прогиба она представлена лишь нижнекаменноугольными толщами (пушневатская свита). Мощность формации 1500—2000 м.

Верхняя карбонатная формация ($C_{1v} - C_{2m_1}$) залегает на предыдущей местами с размывом (бассейн р. Ягноб), достигая мощности 500—800 м. Вдоль Зеравшанского разлома в ее составе появляются основные эффузивы.

Орогенный эпигеосинклинальный комплекс в пределах Зеравшано-Гиссарской зоны ложится с размывом на геосинклинальный и представлен морской грубообломочной молассой ($C_{2m_2} - P_1(?)$) мощностью до 1500 м. Моласса развита преимущественно вдоль границ прогиба (дарапиозская, кокмойнакская и другие свиты), обломочный материал ее местный. Складчатая структура прогиба сформировалась в начале или середине эпохи позднего карбона (Кухтиков, 1968).

В центральной части прогиба прослеживается полоса сильно метаморфизованных пород, ранее выделявшихся в те или иные стратифицированные толщи нижнепалеозойского или докембрийского возраста. Анализ фактического материала и наши наблюдения показывают, что эта структура обладает всеми признаками, свойственными зоне смятия, которую предлагается называть Магиан-Барзангинской.

Магиан-Барзангинская зона смятия прослеживается в широтном направлении на 200 км от Барзангинского горного узла на восточном окончании Зеравшанского хр. к западу по левобережью р. Ягноб до подножья гор Чакул-Калян, достигая ширины 8—10 км. Движения вдоль нее, видимо, начались с нижнего палеозоя и с переменной активностью продолжались до мезокайнозоя включительно, о чем свидетельствуют развитые здесь обломочные и глыбовые образования в отложениях ордовика и нижнего карбона, грубообломочные фации визе—намюра, пестроцветные образования в среднем девоне—турне и зафиксированные перерывы в осадконакоплении в нижнем визе. Кроме того, с зоной пространственно связан вулканизм в ландовери—венлоке и верхнем девоне. Основной процесс полиметаморфизма протекал в нижнепалеозойском времени, что видно из слабого изменения среднепалеозойских образований. На всем протяжении зона, как правило, не влияла на фаціальную изменчивость среднепалеозойских осадков. Интрузивная деятельность вдоль зоны отмечается в силуре (дайки основного состава) и перми (?) (малые тела гранодиоритов, кварцевых диоритов, биотитовых гранитов). В этапе новейшей эпиплатформенной активизации (неоген-четвертичное время) вдоль зоны формируются крупные грабены, в которых сохранились толщи мезокайнозоя, размытые в других местах.

Генетический тип рассматриваемой структуры как зоны смятия определяют следующие факты: 1) большая протяженность

и непрерывность при сравнительно небольшой ширине, что затрудняет интерпретировать зону как докембрийский горст; 2) различная степень метаморфизма пород, слагающих одну и ту же пачку (песчаники изменены сильнее, чем сланцы); 3) быстрое изменение степени метаморфизма на коротких расстояниях от фации зеленых сланцев до амфиболитовой; 4) постепенные переходы метаморфизованных пород к слабоизмененным нижнепалеозойским; 5) интенсивная пльчатость пород и обилие послонных прожилков кварц-карбонатного состава; 6) приуроченность к зоне малых интрузий и даек; 7) унаследованность движений по разломам вдоль зоны от нижнего палеозоя до мезокайнозоя.

Впервые сильно метаморфизованные образования данной зоны были описаны Д. Р. Мучаидзе и А. И. Лаврусевичем в 1957 г., а также несколько позже З. З. Муфтиевым в верховье р. Ягноб и отнесены к ландовери — венлоку. Эти авторы установили постепенный переход от сильно измененных пород к палеонтологически охарактеризованным слабо измененным отложениям.

По данным Д. Р. Мучаидзе, эти породы представлены кварцево-хлорит-серицитовыми сланцами, кварцитовидными рассланцованными кремнистыми породами, прослоями мраморизованных известняков. З. З. Муфтиев, дополняя описание, указывает на присутствие среди этих образований в бассейне р. Сардон — Миона рассланцованных порфиритов. Западнее, в среднем течении р. Ягноб аналогичные по степени метаморфизма и литологическому составу породы выделял в 1963 г. К. П. Егорушкин, относя их к нижнему силуру. Еще западнее, в районе Анзобского перевала такие же толщи описывал Ю. А. Сорокин, относя их к метаморфизованным образованиям ландовери — венлока. По данным Ю. А. Сорокина, а также и по нашим данным, здесь присутствуют мусковит-плагноклаз-кварц-хлоритовые сланцы, кварцитовидные рассланцованные песчаники, углисто-хлорит-серицитовые сланцы, прослой известковистых сланцев и известняков. В районе пос. Такфон породы в зоне смятия, отнесенные другими исследователями к отложениям ландовери, согласно нашим наблюдениям, неравномерно метаморфизованы, сплоены, пронизаны кварцевыми прожилками и песчаники местами приобретают облик узелковых сланцев. Далее на северо-запад зона прослеживается в среднем течении р. Фан-Дара, где пространственно совпадает с выделенной ранее П. Д. Виноградовым в 1959 г. Пасруд-Ягнобской межантиклинальной зоной. Западное окончание зоны намечается в бассейне р. Магиан в месте впадения в нее р. Шинг, где среди нижнесилурийских образований присутствуют полосы интенсивно метаморфизованных пород с прослоями кремнистых и кварцитовидных рассланцованных песчаников. Толщи пронизаны здесь послонными кварцевыми прожилками

и интенсивно сплюснуты. Возможно продолжение зоны далее на запад.

Изложенное свидетельствует о наличии в пределах Зеравшано-Гиссарского геосинклинального прогиба крупной зоны смятия. Пространственно с ней ассоциируют многочисленные рудопоявления с мышьяковой, золоторудной и, главным образом, сурьмяно-ртутной минерализацией, в связи с чем изучение ее имеет большое практическое значение.

Туркестанская амагматичная геоантиклиналь протягивается в субширотном направлении на расстояние более 1000 км, достигая ширины 80—50 км на востоке и 200 км на западе, пространственно совпадая с южной ветвью хребта Южный Нуратау (хр. Каратау, горы Каракчатау), осевой частью и южными склонами Туркестанского хребта, а также Зирабулак-Зиаэтдинскими и Каратау-Туркестанскими горами. Северной границей поднятия служит Каратау-Туркестанский, а южной — Зеравшанский и Южно-Зирабулакский разломы. На западе поднятие уходит в направлении гор Кульджуктау, а на востоке, в районе Шумкарского горного узла, оно по простираению переходит в Дараутскую (Восточно-Алайскую) слабо магматичную геоантиклиналь. С севера поднятие граничит с Нуратау-Матчайским, а с юга — с Зеравшано-Гиссарским мнгогеосинклинальными прогибами. В предлагаемых границах восточная часть структуры ближе всего к контурам Туркестано-Зеравшанской среднегерцинской зоны П. Д. Виноградова и др. (1958) или одноименной зоны А. Е. Довжикова и др. (1968); ее юго-западная половина — с центральной частью Зеравшан-Алайской зоны А. Е. Довжикова и др. (1968) или с выделенной в 1965 г. К. Л. Бабаевым Зирабулак-Каратюбинской раннегерцинской зоной.

Каратау-Туркестанский разлом, ограничивающий геоантиклиналь с севера, протягивается от северного подножья гор Каратау на западе вдоль южного склона гор Актау и северного склона гор Каракчатау; далее, судя по геофизическим данным, трассируется под покровом четвертичных отложений и вновь выходит вдоль северных склонов гор Чумкартау и в приводораздельной части Туркестанского и Алайского хребтов. Западное окончание разлома, судя по геофизическим картам, под покровом мезокайнозоя расщепляется на ряд составляющих, в магнитном поле им соответствуют зоны повышенных горизонтальных градиентов, а в поле аномалий силы тяжести — системы гравитационных ступеней, они также выделяются на некоторых сейсмических профилях (Ахмеджанов и др., 1967). Восточнее, у северного подножья гор Каракчатау разлом фиксируется поясом даек основного состава предположительно силурийского возраста, а в осевой части Туркестанского хребта — поясом интенсивно полиметаморфизованных нижнепалеозойских пород, прорванных линейно ориентированными интрузиями верхнепалеозойских

гранитоидов. Разлом в этом районе впервые был описан Д. П. Резвым (1959).

Разлом заложился с нижнепалеозойского времени и с переменной активностью развивался в течение всего палеозоя и в мезокайнозое. В кембрии, ордовике, верхнем силуре, среднем — верхнем девоне и среднем карбоне к северу от Туркестанского поднятия вдоль разлома накапливались своеобразные обломочные фации, свойственные областям повышенной сейсмичности: в верхнем карбоне и перми — отлагались грубообломочные моласы с олистолитами; в нижнелудловское время, а также в верхнем карбоне и нижней перми накапливались вулканические продукты. Наиболее четко данные образования прослеживаются в районе северного склона Туркестанского хребта и относительно слабо — в северном Нуратау. В настоящее время разлом картируется как взброс с преобладающим направлением падения плоскости сместителя на юг под углом $65-85^\circ$ и вертикальным смещением — в первые километры. Не исключены и сдвиговые перемещения вдоль него, о чем свидетельствует расположение оперяющих его разрывов и наличие в ряде мест горизонтальных флексур; иногда отмечаются и крутые надвиги с падением плоскости сместителя на юг под углом $60-55^\circ$ (район п. Наука, верховье р. Янгиарык). Юго-западная граница Туркестанской геантиклинали проводится условно по геофизическим данным вдоль Южно-Зирабулакского разлома (данные Сытина и др., 1960, X. В. Рыскиной), скрытого здесь под мощным мезокайнозойским чехлом. К югу от этого разлома располагаются зоны, характеризующиеся линейными аномалиями гравиметрических и магнитных полей, к северу же от разлома в пределах Туркестанской геантиклинали — зоны с мозаичными аномалиями. Юго-восточная граница геантиклинали четкая, и прослеживающийся здесь Зеравшанский разлом указывается на многих схемах. Он тянется от северных склонов гор Чакыл-Калян и Кара-Тюбе (на западе) вдоль северных склонов Зеравшанского хребта до верховья р. Зеравшан. Западное его продолжение, судя по геофизическим данным (Ахмеджанов и др., 1967), трассируется под покровом мезокайнозоя в Пенджикентской депрессии, совпадая с Каттакурганским антиклинорием, выделяющимся этими исследователями под осадочным чехлом. Выступ антиклинория на дневную поверхность отмечается в Китармайской зоне смятия, являющейся, по-видимому, продолжением Зеравшанского разлома и имеющей ширину 5—7 км при протяженности 80—90 км. Зона насыщена дайками основного и кислого состава верхнепалеозойского возраста и телами нижнекаменноугольных гипербазитов. Основные процессы полиметаморфизма в зоне смятия прошли до внедрения гранитоидов, так как последние в экзоконтактовой оторочке ороговивают метаморфизованные ранее породы.

Зеравшанский разлом заложился в раннем палеозое и развивался до мезозоя включительно. Около него в среднем и верхнем карбоне накапливались грубообломочные образования, а также вулканогенные толщи венлокского, верхнедевонского, нижне-, средне- и верхнекаменноугольного возраста. По разлому фиксируются в основном вертикальные перемещения (первые километры), в современном виде он является взбросом с крутопадающим падением сместителя на юг под углом 60—80°. В Китармайской зоне смятия имели место сдвиговые перемещения (правый сдвиг), устанавливаемые по наличию в ней изогнутых в виде горизонтальных флексур интрузивных тел, а также по смещению разломов, намеченных геофизикой под покровом мезокайнозоя.

Туркестанская геосинклиналь образовалась в верхнем ордовике — нижнем силуре на месте миогеосинклинали. Процесс формирования поднятия начался на западе в верхнем ордовике и далее распространился на восток, закончившись в лудловскую эпоху.

Комплекс геосинклинальных формаций (нижний структурный ярус) поднятия, представленный карбонатно-терригенными образованиями постепенно, без структурного несогласия сменяется геосинклинальным, который слагают пестроцветные, красноцветные и терригенно-карбонатные формации, развитые в центральных частях поднятий, а также вулканогенно-карбонатные толщи, формирующиеся в краевых шовных зонах (см. фиг. 2, 3, 4).

Геосинклинальный комплекс (нижний структурный ярус) представлен двумя формациями: терригенно-карбонатной ($С_{т1}-O_3$) и терригенной песчаниково-сланцевой (граптолитовой) ($S_{1п}-S_{2ld_1}$). Основание геосинклинального комплекса не вскрыто. Его наиболее древняя терригенно-карбонатная формация ($С_{т1}-O_3; Pz_1 (?)$) прослеживается вдоль северного крыла геосинклинали, в районе Шахристанского перевала. В состав формации здесь следует включать известные ранее по работам (Яскович, 1960; Виноградова, 1959; Кухтикова, 1968 и др.) отложения кембрия и ордовика. Формация представлена тонким переслаиванием серицито-хлоритово-кремнистых углистых, известняково-глинистых сланцев, тонкоплитчатых и песчаных известняков с редкими прослоями диабазов, которые встречаются лишь в среднекембрийских отложениях (рабатская свита). Суммарная мощность формации 2750 м, из которых ордовика соответствуют лишь 250 м. В районе кишлака Обурдон и севернее Шахристанского перевала в составе формации отмечаются конгломератоподобные и обломочные известняки, грубозернистые песчаники, гравелиты и давленные конгломераты с карбонатной галькой, что свидетельствует о близости источника сноса и о наличии в области отложения сейсмически активной зоны. С вышележащей формацией карбонатно-терригенная связана

постепенным переходом. В ряде мест в формации отмечаются межформационные перерывы — между средним кембрием и ордовиком, между нижним и верхним ордовиком. В Зирабулакских горах породы карбонатно-терригенной формации сильно метаморфизованы и содержат прослои мраморизованных известняков с остатками фауны амфипор плохой сохранности (Корсаков и др., 1969). Нижнепалеозойский возраст ее здесь проблематичен и, по-видимому, среди отложений формации присутствуют как среднепалеозойские, так и более древние образования (Лихачев и др., 1963). В состав формации входят кордиерит-альбитовые парагнейсы, хлорит-эпидотовые, альбит-хлоритовые, карбонатно-сланцево-кварцевые кристаллические сланцы, маломощные прослои доломитизированных мраморов, а также полосчатые кремнистые и кварцитоподобные породы. Степень метаморфизма меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций.

Верхняя часть геосинклинального комплекса представлена терригенной песчаниково-сланцевой (граптолитовой) формацией ($S_1P - S_2I_1$), часто относившейся к аспидной. С более древними отложениями контакты ее тектонические. Формация развита лишь в восточной части поднятия (район Туркестанского хребта) и представлена, по данным Д. А. Старшинина, А. П. Марковско-го (1937), П. Д. Виноградова и др. (1961), разнообразными сланцами, ритмично переслаивающимися с поли- и олигомиктовыми мелко- и среднезернистыми песчаниками. Часто отмечаются геоглифы, знаки ряби и косослоистые текстуры. Изредка встречаются прослои известняков и гравелитов. Восточнее кишлака Обурдон в составе формации можно выделить ее пестроцветную фацию ($S_1P - w$), включающую помимо перечисленных пород также пестроокрашенные алевролиты, сланцы, туфопесчаники и гравелиты. Мощность формации 3—5 км.

Геосинклинальный комплекс дислоцирован в линейные складки, часто переходящие в изоклинальные. В районе Шахристанского перевала наблюдается веерообразная антиклинорная структура и высота отдельных складок достигает 300—350 м при ширине 75—80 м. Сравнение геосинклинального комплекса Туркестанской зоны с синхронными отложениями смежных прогибов (см. фиг. 2, 4) показывает увеличение роли карбонатных осадков к югу от нее с уменьшением общей мощности отложений к северу. Подобное распределение фаций и мощностей указывает на то, что основным источником обломочного материала, по-видимому, являлась Курамино-Ферганская зона и в меньшей мере островные дуги, располагавшиеся в непосредственной близости к областям осадконакопления.

Геоантиклинальный комплекс (верхний структурный ярус) ($O_3 - C_2m_1$) имеет скользящие возрастные границы. В западной части структуры он начал накапливаться с верхнего ордовика (Зирабулакские горы) или с ландовери (Южный Нуратау), где его основание не вскрыто. На востоке (Туркестанский хребет)

геоантиклинальный комплекс формируется с верхнелудловского времени и отделен от геосинклинального небольшим несогласием. Наиболее древней является здесь пестроцветная порфировая (шлировая) формация (O_3-S_1ln), прослеживающаяся на западе в районе Зирабулакских и Каратюбинских гор. Мощность ее 600 м при нескрытом основании. С более молодыми силурийскими толщами она связана постепенным переходом. В Каратюбинских горах формация, по данным Х. В. Рыскиной, представлена пестроокрашенными туфогенными породами, туфоловами фельзит-порфиров, переслаивающимися с разнообразными глинисто-хлоритовыми сланцами, мелко- и среднезернистыми песчаниками темно-серой и коричневой окраски, линзами кварцитов. В Зирабулакских горах, по данным Е. И. Барковской, состав формации примерно тот же (алтыаульская свита) и кроме перечисленных выше пород здесь встречаются прослой среднегалечных конгломератов, состоящих из плохо окатанных обломков и глыб кварцитов, кварцевых порфиров и порфиритов. В сланцах нередко встречаются «плавающая» галька песчаников и сланцев.

Стратиграфически выше согласно с предыдущей залегает кварцито-карбонатная (шлировая) формация ($S_1ln - S_2ld_1$) мощностью 1300—1600 м. В Каратюбинских горах, по данным Х. В. Рыскиной, она представлена кварцевыми и олигомиктовыми разнозернистыми песчаниками, глинисто-хлоритовыми сланцами, массивными и рассланцованными кварцитами и возраст датируется как $S_1ln - w$. В Зирабулакских горах формация представлена тонкополосчатыми мраморизованными известняками с прослоями кварцитовидных и известковистых песчаников, хлорит-серицитовых сланцев. Возраст формации здесь — венлок — нижний лудлов. К северу в районе Южного Нуратау формация, по-видимому, переходит по латерали в синхронную ей красноцветную терригенную (шлировую) формацию ($S_1ln - S_2ld_1$) мощностью около 1500 м. В составе ее присутствуют (Халецкая, 1967; Лошкин, Мазаненк, 1969) мелко- и среднезернистые олигомиктовые песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы и изредка тонкоплитчатые известняки. Для пород характерно тонкое ритмичное переслаивание, косослоистые текстуры, геиероглифы следы ползания червей, яркая (малиновая, коричневая и красная) окраска, обусловленная скоплением гидрокислов железа. Мощность железистых прослоев до 4 мм при содержании Fe_2O_3 от 28,55 до 41,8%. Красноцветы преобладают в верхней части нижнего, в основании среднего и верхнем ландовери. Грубообломочные образования (гравелиты), реже мелкозернистые конгломераты, приурочены главным образом к основанию среднего венлока, где представлены плохоотсортированными разностями с угловатыми обломками полимиктового состава. На границе ландовери и венлока фиксируется межформационный перерыв с выпадением нижневенлокских осадков (возможно размыты). В горах Каракчатау среди отложений формации

встречается порфировая фация ($S_1ln_3^2$), представленная эффузивами кислого и среднего состава и их туфами. В целом формация фациально невыдержана и, судя по специфическим особенностям состава и текстуры, накапливалась в условиях приморской аллювиальной равнины.

Вверх по разрезу нижнесилурийско-нижнелудловские формации сменяются существенно карбонатными комплексами. Вдоль юго-западного крыла геоантиклинали (Зирабулакские и Каратюбинские горы) эти осадки накапливались сравнительно небольшое время в S_2ld_1 до D_2 и сменились более грубообломочными молассовидными образованиями. На остальной площади геоантиклинали известняковые толщи спорадически осаждались в течение всего палеозоя с лудлова до карбона включительно.

В районе Зирабулакских и Каратюбинских гор развита карбонатная (известняково-доломитовая) формация ($S_2ld_{1-2}-D_2$) со скользящими возрастными границами. На востоке, в Каратюбинских горах, по данным Х. В. Рыскиной, в состав формации входят доломиты (S_2ld) и известняки (D_1) с линзами известково-глинистых сланцев, содержащих обломки и плавающую гальку песчаников. Формация залегает согласно с подстилающими отложениями (S_1ln-w) и перекрыта с размывом (?) нижнекаменноугольными грубообломочными толщами. Мощность ее здесь более 1300 м. В районе Зирабулакских гор в состав формации, по данным Е. И. Барковской, входят лишь нижне- и среднедевонские массивные и слоистые известняки и доломиты мощностью около 1100 м. Их взаимоотношение с подстилающими отложениями неясно, а перекрывающие верхнедевонские толщи лежат на карбонатных образованиях с размывом.

Вдоль северного крыла геоантиклинали, в районе Южного Нуратау, развита терригенно-карбонатная формация (S_2-D_1) мощностью около 300 м, залегающая согласно с более древней красноцветной формацией ($S_1ln-S_2ld_1$). Она встречается изолированными выходами и, видимо, размыва на большей части поднятия. Карбонатные породы в ее составе присутствуют лишь в виде маломощных прослоев. В состав формации, по данным Г. С. Чикрызова, входят глинисто-углистые сланцы, алевролиты, полимиктовые песчаники, гравелиты и известняки. Возраст проблематичный. Мощность более 300 м.

В восточной части геоантиклинали (Туркестанский хребет) трансгрессивно, но без видимого углового несогласия, на геосинклинальных толщах нижнего силура залегает терригенно-карбонатная формация ($S_2ld_2-C_2m_1$), сильно варьирующая в возрастном объеме и мощности. Наиболее полно она представлена в районе кишлака Урмитан (левобережье р. Зеравшан), где, по данным Т. А. Мазитова, П. Д. Виноградова и др. (1961), известен непрерывный разрез от верхнего лудлова до нижнемосковского яруса, суммарной мощностью 500—600 м. Формация представлена обломочными грубо- и тонкослоистыми, а также массивными

известняками с прослоями сланцев. При общем согласном залегании всех отложений отмечаются размывы на границе нижнего и среднего карбона и в среднем карбоне. Формация перекрыта верхнепалеозойской молассой. В районе южного склона гор Чумкуртау формация представлена, по данным М. М. Посоховой, существенно карбонатными толщами (D_{1-3}) мощностью до 1000 м, а на северном склоне гор Чумкуртау — толщами ($D_3 — C_{1-2}$) мощностью 500 м, залегающими в тектонических блоках. Фрагменты этой формации, представленные нижнекаменноугольными отложениями, наблюдаются в тектонических клиньях и в верховье р. Зеравшан. Для верхних частей формации (карбон — девон), видимо, свойствен ингрессивный характер залегания. Вверх по разрезу, а местами и в латеральном направлении существенно карбонатные среднепалеозойские формации сменяются грубообломочными отложениями. Так, только что рассмотренная карбонатная формация ($S_2ld_2 — C_2m_1$) в зоне Зеравшанского разлома (северный склон Зеравшанского хребта) переходит по простирацию в вулканогенно-карбонатно-терригенную молассовидную ($C_{1n} — C_2m$) мощностью около 1000 м, которая трансгрессивно перекрывает более древние отложения нижнего карбона, местами залегающая непосредственно на геосинклинальных нижнесилурийских толщах. Формация приурочена к узкому приразломному прогибу, отличается сильной фациальной изменчивостью и представлена песчаниково-сланцевыми осадками, переходящими вверх по разрезу в валунные конгломераты и «дикий флиш» с горизонтами лав основного и среднего состава. На восточном окончании геоантиклинали формация становится более тонкообломочной и кремнистой. В основании формации, по данным К. П. Егорушкина, располагаются кремнистые сланцы с прослоями полимиктовых песчаников и алевролитов. Выше залегают валунные и глыбовые плохо отсортированные конгломераты, гравелиты, песчаники. Среди глыб, объем которых достигает иногда 100 м³, встречаются породы всех отделов палеозоя, а также гнейсы и интрузивные породы (граниты, диориты, аплиты). Верхние горизонты формации представлены вулканогенно-осадочной толщей, состоящей из сланцев, гравелитов, конгломератов, известняков, эффузивов основного и среднего состава (диабазы, андезитовые порфириты и их туфы, агломераты, туфобрекчии, измененные базальты). Здесь также встречаются глыбы палеозойских известняков. Мощность формации различными геологами оценивается от 900 до 4500 м, возраст она относилась к нижнему силуру, но М. М. Посохова установила в ней микрофауну нижнего и низов среднего карбона. Очевидно в состав формации входят отложения верхнепалеозойской молассы, о чем говорят находящиеся валуны изверженных пород.

В юго-западной части Туркестанской геоантиклинали карбонатные толщи верхнего силура — девона сменяются вверх по

разрезу молассовидными формациями. В районе Зирабулакских гор развита молассовидная (порфировая) формация ($D_3—C_{1t}(?)$), мощностью 800 м (тымская свита). По данным Е. И. Барковской, она состоит из конгломератов, в том числе валунных, гравелитов и песчаников с редкими прослоями известняков и кварцитов. По сведениям Е. Д. Шмулевич, в составе формаций присутствуют кислые эффузивы, что согласуется с нашими данными по району с Тым. Возраст формации слабо доказан. В районе Каратюбинских гор отмечается молассовидная формация ($C_{1v}—C_{2b}$), представленная валунными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. Галька состоит из известняков, терригенных пород и сильно измененных гранитов. Мощность толщи 500 м. Взаимоотношения с другими отложениями неясные.

Отложения геоантиклинального комплекса дислоцированы с разной степенью интенсивности. Более древние его части смяты в довольно напряженные, часто изоклинальные складки; хотя отмечаются районы и сравнительно пологих структур (горы Кара-Тюбе, Чумкартау, район кишлака Урмитан и др.). Верхние части комплекса обычно дислоцированы проще. Общей закономерностью для всех частей комплекса является резкое повышение интенсивности дислокаций в зонах шовных разломов. С геосинклинальным комплексом геоантиклинальный образует видимые конформные структуры.

Рассмотренный геоантиклинальный формационный ряд отличается от сопредельного и синхронного ему геосинклинального ряда в смежных прогибах меньшей мощностью отложений (соответственно, 3000 и 7000 м и более), наличием пестроцветных шлировых, порфириковых и молассовидных формаций. Наиболее показательны в этом отношении субконтинентальные красноцветная ($S_{1ln}—S_{2ld_1}$), пестроцветная (порфировая) ($O_3—S_{1ln}$), молассовидная (порфировая) ($D_3—C_1$) и молассовидная ($C_{1v}—C_{2b}$) геоантиклинальные формации, которым синхронны более мощные преимущественно карбонатные толщи смежных зон геосинклинальных прогибов (см. фиг. 2, 4). Весьма примечателен факт появления среди красноцветной геоантиклинальной формации фации порфириковых наземных образований; подобные породы в пределах геосинклинальных прогибов региона в это время нигде не отмечаются. Очень резко (по сокращенной мощности) отличаются и карбонатные формации геоантиклинали от синхронных отложений прогибов, что отчетливо видно при прослеживании их вкрест простираций. Так на южном крыле геоантиклинали в бассейне р. Ривут известна терригенно-карбонатная формация (S_{2ld_2}) мощностью 400 м, которая сменяется к югу в пределах Зеравшано-Гиссарского прогиба синхронной карбонатной толщей мощностью более 1500 м. Другой пример. В районе сая Шишкат известен непрерывный карбонатный разрез от верхнего лудлова до нижнего карбона включительно, суммарной мощно-

стью всего 580 м, синхронный же ему комплекс осадков в смежном прогибе достигает мощности 4000—6000 м. Между геосинклинальным и геоантиклинальным комплексами существуют переходные формации, развитые вдоль границ Туркестанского поднятия. К ним относятся пестроцветные, шлировые, вулканогенные и обломочно-карбонатные образования Мальгузар-Сурметашской шовной зоны и зоны Зеравшанского разлома. Тектонический режим в различных частях геоантиклинали был несколько отличным. Юго-западный район (Зирабулак-Зиаэтинские и Каратюбинские горы) характеризуется весьма динамичным развитием. Периоды погружения и морского осадконакопления в нижнем силуре — среднем девоне чередуются в этом районе с орогеническими фазами в верхнем ордовике — ландовери и верхнем девоне — нижнем карбоне, сопровождающимися накоплением молассовидных порфириновых формаций. Северный район геоантиклинали (Южный Нуратау, Туркестанский хребет) обладал довольно стабильным геоантиклинальным режимом, и накапливавшиеся здесь формации отличаются от синхронных толщ в сопредельных прогибах главным образом лишь меньшей мощностью. Помимо продольной наблюдается и поперечная зональность. Так, западная часть геоантиклинали исторически более поднятая начала развиваться с верхнеордовикской-нижнесилурийской эпохи, а восточная часть структуры стала развиваться как геоантиклиналь с верхнелудловского времени. В наиболее прогнутой центральной части поднятия, пространственно совпадающей с районами среднего течения р. Зеравшан, крылья поднятия в палеозое часто покрывались водами морских заливов.

Орогенный эпигеосинклинальный комплекс на территории Туркестанской геоантиклинали несогласно залегает на подстилающем геоантиклинальном. В его основании располагается морская моласса (C_2m_2), мощностью 150—200 м, переходящая в континентальную молассу (C_3-P_1) мощностью 500—1000 м. В зонах шовных разломов в состав морской молассы входят вулканогенные образования андезитового состава и ее возрастной объем увеличивается до верхнего карбона включительно. В различных частях геоантиклинали осадочные комплексы дислоцированы с различной интенсивностью. Пликративные дислокации возникли, по-видимому, не в результате одноактного процесса в позднекаменноугольное время, как считает М. М. Кухтиков (1968), а в результате многократно повторяющихся тектонических движений, отмечаемых в течение всего палеозоя, особенно в зонах шовных разломов. Видимая в современных структурах согласная конформная складчатость ниже- и верхнепалеозойских толщ — явление кажущееся и объясняется, на наш взгляд, сходными процессами формирования ниже- и верхнепалеозойских складок в приразломных зонах.

В настоящее время мы можем уверенно говорить, что формирование рассматриваемой структуры как геоантиклинали не

связано с процессом так называемой главной складчатости. И, соответственно, о возрасте подобных структур нельзя судить по проявлению в их пределах складкообразующих движений, даже весьма высокой интенсивности. Последние фиксируются в течение всего верхнего палеозоя, особенно в приразломных зонах, когда геоантиклиналь как самостоятельная структура уже замкнулась и вошла составным элементом в качественно новую сводово-глыбовую орогеническую область.

Отмеченные особенности развития рассмотренной структуры позволяют отнести ее к типу амагматичных внутренних, доскладчатых геоантиклиналей.

Дараутская (Восточно-Алайская) слабо магматичная геоантиклиналь является восточным продолжением Гиссарской и Туркестанской геоантиклиналей. Границы ее в связи со слабой геологической изученностью пока проводятся приближенно. Пространственно эта структура совпадает с Шумкарским горным массивом и южными склонами Алайского хребта. Восточным продолжением структуры является Восточно-Алайское геоантиклинальное поднятие того же типа и возраста, не рассматриваемое в настоящей работе. С севера Дараутское поднятие граничит с Нуратау-Матчайским миогеосинклинальным прогибом, отделяясь от него Каратау-Туркестанским разломом и Мальгузар-Сурметашской зоной шовных структур. Южное крыло перекрыто мезокайнозойским чехлом Алайской межгорной впадины.

Дараутское поднятие достигает ширины 25—30 км и в пределах рассматриваемой площади прослеживается в широтном направлении на расстояние до 100 км. Поднятие частично совпадает со следующими, ранее выделявшимися в регионе, тектоническими зонами: с Туркестано-Зеравшанской антиклинальной зоной предживетского возраста Д. П. Резвого (1959), с восточным окончанием Зеравшано-Алайской зоны П. Д. Виноградова и др. (1958, 1964), с восточным окончанием Зеравшано-Алайской зоны второй генерации, замкнувшейся в нижне-среднекаменноугольное время по А. Е. Довжикову (Довжиков и др., 1968), с различными подзонами Зеравшанской и Восточно-Алайской среднегерцинских зон Г. С. Поршнякова (1968). По своим контурам Дараутское поднятие почти совпадает с Барзанги-Шумкарской зоной пермского возраста М. М. Кухтикова (1964, 1968), однако в вопросе о ее генезисе наши представления ближе всего к представлениям Г. С. Поршнякова, рассматривающего центральную часть данной структуры (Дараутская зона) как область сокращенных разрезов среднего палеозоя. Однако, в отличие от Г. С. Поршнякова, мы намного расширяем эту область на юге, включая в нее районы с вулканогенными разрезами. Геологическое строение рассматриваемой структуры изучено слабо. Наиболее полные сведения содержат работы Д. Р. Мучаидзе, А. В. Артемова, И. А. Марушкина, данные которых анализировались нами при проведении полевых исследований.

Дараутское поднятие отличается весьма мобильным тектоническим режимом на протяжении всей своей истории; в нижнем — среднем палеозое в его пределах отмечается интенсивная вулканическая, а в верхнем палеозое — интрузивная магматическая деятельность. В строении поднятия выделяется нижний геосинклинальный ($Pz_1(?)$) и верхний геоантиклинальный ($S-D_{2-3}$) структурные ярусы, а также комплекс орогенных эпигеосинклинальных формаций (Pz_3).

Комплекс геосинклинальных формаций (нижний структурный ярус) представлен лишь терригенной (сланцевой) формацией ($Pz_1?$) мощностью более 2000 м. В состав формации входят кварц-хлорит-серицитовые, известково-глинисто-хлоритовые, углисто-кварцевые сланцы с редкими прослоями рассланцованных кварцитов и мраморизованных известняков. В единичных случаях встречаются прослои среднегалечных конгломератов со слабоокатанной галькой кварца, сланцев и известняков. В связи со своим положением в зоне южного Каратегинского шовного разлома отложения сильно динамо- и термальнометаморфизованы и пронизаны послойными телами гранит-порфиров. Возраст формации определяется по сопоставлению со смежными районами, где среди аналогичных по составу, но не метаморфизму, образований встречается фауна среднего — верхнего ордовика (район сая Фаркау, верховье р. Сарымат, данные П. Д. Виноградова (1961), Д. Р. Мучаидзе).

Комплекс геоантиклинальных формаций (верхний структурный ярус) (S_1-D_{2-3}) представлен вулканогенно-терригенными и карбонатными толщами. Взаимоотношения геоантиклинального и геосинклинального комплексов неясны (тектонические границы), а с перекрывающим эпигеосинклинальным — несогласные.

В основании геоантиклинального комплекса располагается вулканогенно-терригенная (порфирировая, шлировая) формация (S_1lp-w)?, мощностью более 1500 м. По данным И. А. Марушкина, в состав ее входят темные тонко- и среднезернистые слюдястые полимиктовые песчаники, глинистые сланцы, пластовые тела порфиритов, а также толща конгломератов, мощностью 500 м. Галька в последних представлена алевролитами, гнейсами, мраморами. Возраст формации условный.

Выше согласно с предыдущей залегает вулканогенно-карбонатно-терригенная (порфирировая) формация (S_1w-S_2ld), мощностью более 1000 м, состоящая из глинисто-серицито-углистых сланцев, с тонкими прослоями известняков, реже полимиктовых песчаников. Толща пронизана послойными стратифицированными телами кварцевых порфиров. Возраст условный. С видимым согласием на предыдущей выше залегает вулканогенно-карбонатно-терригенная (порфирировая, шлировая) формация (D_1-S_2ld), представленная, по данным И. А. Марушкина и А. В. Артемова, литологически невыдержанной толщей известняков с прослоями кварц-полевошпатовых разнозернистых песчаников, сланцев и

конгломератов. Встречаются незначительные по мощности пласты эффузивов среднего состава. Возраст слабо доказан; известны лишь сборы А. П. Недзвецкого, произведенные в 1935 г. (S_2ld), а также единичные находки девонской фауны. Выше согласно залегает карбонатно-вулканогенно-терригенная (шпирювая, порфировая) формация (D_{1-2}), представленная известняками, различными серицитовыми и глинисто-кремнистыми сланцами, мелкозернистыми песчаниками. Судя по геолого-литологическим картам А. В. Артемова, в состав формации входят также конгломераты и эффузивы (кварцевые порфиры). Согласно нашим данным, известняки формации на левом борту Алайской долины представлены обломочными и детритусовыми разностями — угловатые обломки 3—5 см в поперечнике состоят из кремнисто-известковистого вещества и известковистых пород. В известняках встречаются пласты по 25—30 м мощности кварцитовидных гравелитов и песчаников с обломками кремнистой породы и кварца. У кишлака Чекенды темно-серые обломочные известняки содержат многочисленные прослои мелкогалечных конгломератов с известняково-кремнистым цементом, гравелитов и серо-зеленых сланцев. Возраст формации датируется находками нижнедевонской — живетской фауны.

Суммарная мощность геоантиклинального комплекса более 3000 м. Породы его сложно дислоцированы в узкие пережатые складки, часто опрокинутые в северо-западном направлении (сай Катакарамык). Рассмотренному комплексу синхронны мощные карбонатные и кремнисто-терригенные комплексы в смежной зоне Зеравшано-Гиссарского прогиба (см. фиг. 2, 4), отличающиеся большей мощностью и более тонкообломочным составом пород. В этом прогибе осадконакопление продолжалось в течение всего среднего палеозоя, а на Дараутском поднятии — лишь до верхнего девона.

Геоантиклинальный комплекс Дараутского поднятия формировался в морских условиях при интенсивных тектонически дифференцированных движениях на фоне общего относительного поднятия. Источником обломочного материала, видимо, служило Туркестанское поднятие (в верхнем силуре — девоне), а возможно и воздымавшиеся части Гиссарского поднятия. Процесс осадочной седиментации сопровождался вулканической деятельностью. Интересно отметить наличие среди вулканогенных образований большого количества эффузивов кислого состава, что, видимо, свидетельствует о существовании в палеозое в глубинных зонах поднятия сиалической коры.

Из приведенного описания видно, что рассмотренную структуру можно отнести к типу слабо магматических внутренних, до складчатых (?) геоантиклиналей.

Гиссарская слабо магматическая геоантиклиналь расположена на площади современного Гиссарского хребта и хр. Каратегин, протягиваясь на расстояние 600—700 км, достигая ширины 30—

40 км. На западе она срезается разломом и в районе долины р. Аксу отделяется от Туркестанской геоантиклинали узким прогибом, сменяясь на востоке Дараутской (Восточно-Алайской) геоантиклиналью. С севера эта структура отделена от Зеравшано-Гиссарского прогиба Гиссарским разломом, совпадающим с северным фасом Гиссарского плутона, а на востоке сочленяющимся с Каратегинским (Восточно-Каратегинским) разломом. В современной структуре эта граница фиксируется зоной грабенов с сохранившимися в них верхнепалеозойскими и мезозойскими образованиями. С юга геоантиклиналь граничит по системе крупных нарушений с Байсунским срединным массивом, от которого отделена краевым вулканическим поясом. В качестве самостоятельной зоны эта структура была выделена С. К. Овчинниковым в 1956 г. и позднее изучалась Е. Н. Горецкой (1962), Д. А. Рубановым (1968) и др. Исследовавший эту структуру Э. А. Портнягин (1968) отмечал, что она выступает как крупное поднятие среднепалеозойского времени, испытывает сильное погружение в нижнекаменноугольную эпоху и новое воздымание в верхнем палеозое, в связи с чем не может быть отнесена ни к типичной геосинклинали, ни к геоантиклинали, так как объединяет в себе черты тех и других на разных этапах своего развития. Чрезвычайно интенсивные вулканические и интрузивные процессы определяют ее основные черты. Д. П. Резвой (1968) и Э. А. Портнягин (1968) выделяют ее в качестве самостоятельной магматогенной зоны (магматогенная геоантиклиналь) в геосинклинальной системе Южного Тянь-Шаня. В основном мы согласны с этим представлением, однако, по всей видимости, строение зоны в среднем — нижнем палеозое было сложнее — она не представляла единую структуру, а состояла из ряда прогибов и поднятий. Реставрировать ее досреднекаменноугольную структуру сложно, так как зона «залечена» Гиссарским батолитом, но все же можно полагать, что в Кашкадарьинском районе на продолжении простирания Гиссарского батолита в пределах зоны находился прогиб, в бассейне р. Ханака — поднятие, в бассейне р. Сардон-Миона вновь прогиб и, наконец, поднятие в районе хр. Каратегин. По схеме М. М. Кухтикова (1964), Гиссарская зона расчленяется на четыре самостоятельные разновозрастные структуры, каждая из которых подходит под крутым углом к северной части Зеравшано-Гиссарского прогиба. В целом рассматриваемой геоантиклинали, в отличие от других геоантиклиналей региона, свойствен весьма мобильный режим развития, с резко дифференцированными тектоническими движениями, возможно в связи с ее краевым положением в Южно-Тяньшаньской геосинклинали. Гиссарская геоантиклиналь оформилась, по-видимому, уже в раннем палеозое. С нижнего карбона ее южная часть вместе с северной окраиной Байсунского срединного массива была охвачена интенсивными вулканическими процессами и здесь образовался Южно-Гиссарский краевой (в понимании А. А. Бог-

данова, 1965) вулканический пояс, развивавшийся до пермо-триаса включительно. В верхнем палеозое, одновременно с энергичным орогеническим воздыманием, в пределах зоны формировался Гиссарский батолит. Процессы гранитизации и метаморфизма охватывали в это время всю структуру.

В строении Гиссарской геоантиклинали выделяются докембрийский (?) фундамент, обнажающийся на западе и востоке структуры; нижний геосинклиальный (S_m) и верхний геоантиклинальный (O_3-C_{1t}) структурные ярусы, а также эпигеосинклиальные орогенные верхнепалеозойские комплексы ($C_2m_2-P_2-T_1$ (?)). Докембрийский фундамент геоантиклинали аналогичен по составу древним метаморфическим образованиям Байсунского срединного массива. Он обнажается вдоль южного крыла геоантиклинали на ее крайнем западе и на востоке. На западе в верховье р. Кызыл-Дара и бассейне р. Ширкенд среди метаморфических пород фундамента встречаются различные гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, кварциты, мраморы. Возраст отложений проблематичен (Кухтиков, 1968; Рубанов, 1968 и др.). На востоке, в Гармском районе метаморфический комплекс (каратегинская свита), относимый М. М. Кухтиковым (1968) к докембрию, представлен теми же породами, пронизанными многочисленными дайками гранитоидов и аплитов. Возраст отложений спорный. В карбонатных отложениях, ранее включавшихся в докембрийский комплекс, ныне найдены остатки фауны среднего палеозоя (Шадчинев и др., 1970). Поэтому можно предполагать, что в районе развиты преимущественно контактовоизмененные, полиметаморфизованные палеозойские образования. Не исключено, однако, наличие и более древних, докембрийских пород.

Геосинклиальный комплекс (нижний структурный ярус) представлен карбонатно-терригенной формацией ($S_m?$), обнажающейся вдоль южного склона Гиссарской геоантиклинали в бассейне рек Ширкенд и Оби-Заранг (Рубанов, 1968). В составе формации встречаются различные кристаллические и филлитовидные сланцы с прослоями мраморов и межформационных конгломератов. Мощность 1000—1200 м. Возраст формации условный, определяемый по находке кембрийских спор (данные А. Е. Космынина). Взаимоотношение формации кембрия (?) с докембрийским фундаментом неясное, с более молодыми формациями среднепалеозойского возраста — резко несогласное.

На восточном окончании Гиссарской геоантиклинали наиболее древним членом геосинклиального комплекса является вулканогенно-карбонатно-терригенная (порфириновая) формация (S_{1lp-w}), которая прослеживается в бассейне р. Ярхич, где, по данным А. В. Бурмакина, представлена кварцево-слюдистыми сланцами с прослоями и линзами кварцитов, порфиритов, рассланцованных песчаников, доломитов и известняков. Мощность около 2000 м. Нижняя граница ее неясна; сверху она согласно

перекрывается геоантиклинальной терригенно-карбонатной формацией ($S_2ld-C_1t(?)$).

Геоантиклинальный комплекс (верхний структурный ярус) представлен ниже-среднепалеозойскими терригенно-карбонатными и вулканогенными образованиями. Его можно подразделить на две неравные в возрастном отношении части. Нижняя часть комплекса (O_3-C_1t) представлена преимущественно терригенно-карбонатными осадками с подчиненным количеством вулканогенных пород среднего и кислого составов; верхняя ($C_1v-C_2m_1$) — характеризуется вулканогенными формациями диабаз-альбито-фирикового состава, которые развиты на южном крыле Гиссарской геоантиклинали и входят в состав Южно-Гиссарского краевого вулканического пояса.

Геоантиклинальный комплекс начинается терригенно-карбонатной формацией (O_3-C_1t), с несколько скользящими возрастными границами. На западе, в бассейне рек Тамшуш и Алмалы, формация включает отложения верхнего ордовика — эйфеля (Рубанов, 1968), к востоку, в бассейне р. Ханака, она, видимо, выклинивается и вновь появляется в бассейне р. Кафирниган, где представлена, по данным А. В. Бурмакина, отложениями $S_{1w}-D_2$. Крайний восточный выход формации известен в Каратегине (бассейн р. Ярхич), где в состав ее, по данным З. З. Муфтиева, входят отложения $S_2ld-C_1t(?)$. На западе формация имеет тектонические контакты с более древними комплексами, а, по данным А. Е. Космынина, несогласно залегает на кембрийских образованиях; на крайнем востоке она согласно перекрывает вулканогенно-карбонатно-терригенные отложения нижнего силура. Формация перекрывается на западе карбонатно-вулканогенно-терригенной (порфировой) формацией (D_{2-3}), а на востоке — вулканогенными толщами нижнего — среднего карбона. В состав формации входят известняки и доломиты, мергелистые известняки, алевролиты, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, изредка слои кварцитов и кремнистые породы. Основание (S_{1ln-w}) и верхняя часть (D_2-C_1t) формации сложены преимущественно терригенными толщами; средняя часть (S_2ld-D_1) — карбонатными осадками. Отмечается увеличение роли карбонатных и кремнистых пород в восточном направлении, причем в районе Комсомолабада в основании формации появляются прослои кварцитов. Мощность формации в среднем 2000 м. Значительный интерес представляет карбонатно-вулканогенно-терригенная (порфировая) формация (D_{2-3}), развитая на западе района в бассейне р. Алмалы, где, по данным Д. А. Рубанова, представлена известняками, песчаниками, алевролитами с прослоями гравелитов, конгломератов и кварцевых порфиров; мощность 1600 м. Возраст формации проблематичный, определяемый по структурному ее положению выше среднедевонских известняков. В западной части геоантиклинали прослеживается терригенно-карбонатная (шлировая) формация (C_1v-

n), представленная, по данным Д. А. Рубанова, песчано-сланцевыми отложениями с прослоями известняков, гравелитов и конгломератов; мощность около 2000 м. Формация по тектоническому контакту граничит с более древними отложениями и перекрыта вулканогенными образованиями карбона; к востоку она выклинивается и в районе г. Душанбе представлена толщей обломочных известняков ($C_{1v3}-n_1$) с базальными конгломератами в основании. Мощность ее здесь 100—400 м.

Верхняя половина геосинклинального комплекса представлена карбонатно-терригенно-вулканогенной (контрастной) формацией ($C_{1v}-C_{2m1}$), широко развитой лишь вдоль южной границы геосинклинали, где ее мощность превышает 4000 м. К северу она выклинивается и, по данным Э. А. Портнягина (1968), представлена преимущественно терригенно-карбонатными породами с подчиненным количеством эффузивов кислого и среднего состава (данная формация маркирует краевой Южно-Гиссарский вулканический пояс, наложенный на Гиссарскую геосинклинали; ее подробное описание приводится ниже).

При сравнении комплекса геосинклинальных образований Гиссарской зоны с синхронными отложениями смежного Зеравшано-Гиссарского прогиба видно, что мощность палеозойских отложений на поднятии примерно в два раза меньше, чем в прогибе, причем здесь присутствуют такие характерные для геосинклиналей формации, как порфиоровые (D_{2-3}) и шлировые ($C_{1v}-n$). Разрез палеозоя изобилует перерывами и несогласиями, свидетельствующими о формировании крупного поднятия, начиная, по крайней мере, с нижнего силура. С нижнего карбона и до пермо-триаса включительно в Гиссарской зоне, почти не прекращаясь, шли вулканические процессы, особенно интенсивно вдоль южного крыла геосинклинали.

Орогенный эпигеосинклинальный комплекс, представленный в Гиссарской зоне молассовыми и вулканогенно-молассовыми толщами, начал накапливаться с верхнемосковского времени. Ложится он несогласно на геосинклинальный комплекс. Рассматриваемая геосинклинали включает в свой состав ряд самостоятельных зон М. М. Кухтикова (1964, 1968) с различным возрастом «основных фаз» складчатости (от начала нижнего карбона до конца верхнего). На наш взгляд, эти фазы в пределах Гиссарской зоны имеют сугубо локальное значение и наиболее «интенсивные» из них определяют лишь время усиления подвижек по разломам в той или иной ее части.

Отмеченные особенности строения рассмотренной структуры позволяют отнести ее к типу слабо магматичных краевых до складчатых геосинклиналей.

Южно-Гиссарский краевой вулканический пояс. Район распространения вулканогенных нижнекаменноугольных толщ на южном склоне Гиссарского хребта издавна привлекал внимание исследователей.

По представлениям Е. Н. Горецкой и Н. А. Морозенко (1962), развитые здесь эффузивы относятся к спилито-кератофировой формации начальных этапов геосинклинального процесса и пространственно располагаются между «древним поднятием» предгорий Гиссарского хребта и Зеравшано-Гиссарской геосинклинальной зоной его осевой части. С. К. Овчинников (1959) связывал формирование мощных вулканогенных толщ и огромных масс верхнепалеозойских интрузий с «интратектоническими» глубинными разломами, разграничивающими Зеравшано-Гиссарскую и Южно-Гиссарскую структурно-фациальные зоны. А. А. Богданов (1965) рассматривал этот район как краевой вулканический шов на границе двух крупных тектонических структур, подобный краевому девонскому вулканическому шву на стыке каледонид и герцинид Казахстана. К близким выводам пришел Д. А. Рубанов (1968), отметивший, что вулканическая зона приурочена к границе Зеравшано-Алайской геосинклинали с Байсунским средним массивом. По мнению этого исследователя, наиболее интенсивные проявления палеозойского вулканизма приурочены к периферическим частям зоны, как на юге, так и на севере. Связь Южно-Гиссарской зоны с крупными разломами подчеркивается в работе Р. Б. Баратова (Баратов и др., 1970), установившего появление в ее восточной части трубок взрыва с породами подкорового происхождения; ультрабазиты и пикритовые порфириды в пределах зоны отмечал И. Х. Хамрабаев и др.

В вышеназванных и ряде других работ Южно-Гиссарская зона рассматривалась лишь как область проявления нижнекаменноугольного и более молодого магматизма, причем проявления магматизма в зависимости от их положения в структуре не дифференцировались. Анализ фактического материала, а также результаты полевых исследований позволили нам дополнить имеющиеся сведения следующими выводами: 1) магматическая деятельность отмечается на стыке древнего Байсунского массива с начала палеозоя при ее максимальной активизации в нижнем — среднем карбоне и пермо-триасе; 2) вулканические процессы в нижнекаменноугольное и последующее время захватили широкую площадь, включая структуры Байсунского массива и краевую Гиссарскую геантиклиналь; 3) на площади Байсунского массива отмечается похолодание нижнекаменноугольных эффузивов, появление в пределах краевой геантиклинальной контрастной (диабаз-липаритовой) формации; 4) миграция процессов магматизма во времени шла в направлении Гиссарской геантиклинальной, являвшейся ареной интенсивной интрузивной и эффузивной деятельности в орогенном верхнепалеозойском этапе и отчасти в мезозое (трубки взрыва).

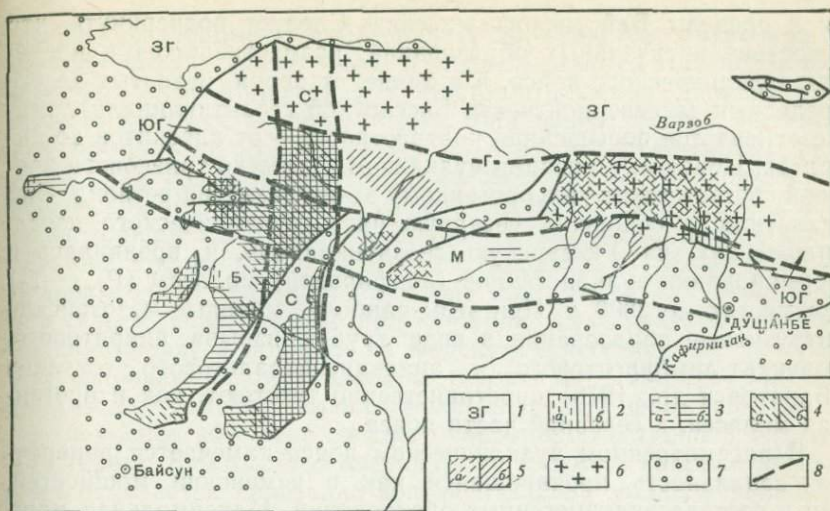
Мощные толщии нижнекаменноугольных и верхнепалеозойских вулканитов, столь характерные для этого вулканического пояса, ограничены на севере линией, примерно совпадающей с

осевой частью Гиссарского плутона; эта северная граница маркируется серией широтных разломов, а также линейно вытянутыми телами верхнепалеозойских интрузий. На западе она, видимо, совпадает с широтным отрезком долины р. Аксу, в центральной части — с широтным отрезком Ходжа-Обигармского разлома, на востоке — с Каратегинским разломом. Южная граница пояса хорошо прослеживается в горах Байсунтау, Сурхантау и условна на востоке, где она перекрыта чехлом мезокайнозоя. Общая протяженность пояса 300 км, ширина до 40 км; на западе он, видимо, проходит вдоль Южно-Зирабулакского разлома, а на востоке — скрыт под рыхлыми отложениями Алайской долины.

В пределах вулканического пояса известны локальные выходы нижне-среднепалеозойских отложений: вулканогенно-терригенно-карбонатная (диабазовая) формация (С₁) мощностью 800 м; вулканогенно-карбонатно-терригенная (порфириновая) формация (S₁п—w) мощностью 2000 м и карбонатно-вулканогенно-терригенная (порфириновая) формация (D₂₋₃) мощностью 1600 м. Две последние формации располагаются на площади Гиссарской геоантиклинали, а кембрийская — на территории Байсунского массива. Краткое их описание приводилось ранее. В нижнекаменноугольное (с турнэ) время активизировался край Байсунского массива — его Мечетлинская зона и в ее пределах стала накапливаться наземно-вулканогенная (порфириновая) формация (C₁t—C₂m) мощностью более 2000 м, лежащая с разрывом на терригенно-карбонатных толщах силура — девона и перекрываемая молассой (C₂m₂—C₃). В западной части Мечетлинской зоны в составе формации преобладают пирокластические образования и липаритовые порфиры. В частности, в бассейне рек Кызылдарья, Чиликсу, Алмалы развиты: терригенные породы, кварцевые порфиры и их туфы, брекчии основных эффузивов (зойская свита, C₁t—v₂); липаритовые и дацитовые порфиры с подчиненным значением андезитовых порфиритов и андезито-дацитов, туфы этих пород, а также песчано-глинистые образования (аналоги каратагской свиты, C₁v₃—п); липаритовые порфиры, диабазовые порфириты, их туфы и туфолавы с прослоями терригенно-карбонатных пород (C₂b—C₂m₁). Суммарная мощность 2100—2500 м. В восточной части Мечетлинской зоны, в нижнем течении р. Ширкент, пирокластические образования играют подчиненную роль, а в составе вулканогенных толщ большее значение приобретают андезиты и дацитовые порфиры. К югу от Мечетлинской зоны, в стабильных частях Байсунского массива (хребет Байсунтау, бассейн рек Кайрак, Дишболо) порфириновая формация сокращается в мощности (до 1000—1200 м) и по возрастному интервалу. В ее составе здесь преобладают кислые эффузивы и их производные (вахшиварская, C₁v₂—п, ходжирбулакская, C₁п свиты); отмечаются реликты древних вулканических аппаратов.

В наложенной на Гиссарскую геантиклиналь северной части Южно-Гиссарского вулканического пояса активизация вулканических процессов запаздывает по сравнению с активизацией в Мечетлинской зоне до визейского времени. Возрастным аналогом рассмотренной выше порфировой формации здесь оказывается карбонатно-терригенно-вулканогенная (контрастная) формация ($C_{1V}-C_{2m_1}$) мощностью от нескольких сот до 4000 м; ее возрастной объем более полон на западе пояса и сокращен на востоке, в районе Каратегина, где разрез заканчивается отложениями намюра. Формация трансгрессивно залегает на отложениях силура — девона и несогласно перекрывается морской молассой ($C_{2m_2}-C_3$). В состав формации входят полимиктовые и туфогенные песчаники, гравелиты, туфоконгломераты, реже глинисто-серицитовые сланцы и маломощные прослои известняков. Среди вулканогенных пород присутствуют кварцевые порфиры, альбитофиры, андезиты, диабазы, реже «спилиты».

В западной (бассейн р. Тамшуш) и восточной (Каратегин) частях геантиклинали в вулканогенных породах преобладают кислые разности, а в центральной части (бассейн р. Ханака) — основные, дающие максимальную (4000 м) мощность формации. На западе (бассейн р. Тамшуш) в составе формации, представленной отложениями ($C_{1V}-C_{2b_1}$) общей мощностью 2000—3000 м, преобладают кварцевые и дацитовые порфиры, их туфы и лавобрекчии; в верхах разреза встречаются андезиты и диабазовые порфириты. К востоку, в бассейне рек Ханака, Лючоб, Суффа и др., по данным Е. Н. Горещкой (Горещкая, Морозенко, 1962), в разрезе формации ($C_{1V}-C_{2m_1}$) появляется больше основных пород. Снизу вверх здесь прослеживаются: 1) кварцевые альбитофиры, их туфы и туфобрекчии; 2) туфобрекчии основного состава с подчиненным значением «спилитов», диабазовых порфиритов и терригенных пород; 3) «спилиты», диабазовые порфириты, туфобрекчии; 4) агломератовые лавы, туфобрекчии основного состава; 5) андезитовые порфириты, базальты, их туфы и лавобрекчии. Мощность около 4000 м. Согласно нашим данным, в составе формации по долинам рек Ханака, Лючоб преобладает грубообломочный туфогенно-терригенный материал (около 75%), представленный литокристаллокластическими туфами и туфоагломератами. Размер валунов кислых и средних эффузивов в последних достигает 0,5 м; часто встречаются угловатые обломки лав. Среди этих толщ залегают горизонты пузыристых и канатных лав среднего и основного состава, местами с шаровой отдельностью. Общий облик формации свидетельствует о том, что она образовалась в прибрежно-морских, частично наземных условиях. Типичен для формации контрастный состав вулканических пород — от основных (базальты) до кислых (липариты). Данную формацию или ее значительную часть (визе — намюр) ранее относили к спилит-кератофировому комплексу, полагая, что она соответствует инициальной стадии геосин-



Фиг. 5. Схема размещения ниже-среднекаменноугольных, пермских вулканических образований в западной части Южно-Гиссарского вулканического пояса (составили К. Л. Волощович, Е. А. Рогожин)

- 1 — региональные тектонические структуры (см. тектоническую схему, фиг. 1, стр. 16);
 ЗГ — Зеравшано-Гиссарская многоэпиклинали,
 Г — Гиссарская слабо магматическая геоантиклиналь промежуточного типа,
 М — Мечетлинская зона — активизированный край срединного массива,
 Б — Байсунский срединный массив,
 ЮГ — Южно-Гиссарский вулканический пояс,
 С — Сурхантауская поперечная структура.
 Вулканические ниже-среднекаменноугольные отложения:
 2 — $(C_{1t} - C_{1v})$, а — основного, б — кислого состава;
 3 — $(C_{1v_2} - C_{1p_1})$: а — основного, б — кислого состава;
 4 — $(C_{1p_2} - C_{2b_1})$, а — основного, б — кислого состава;
 5 — $(C_{2b_2} - C_{2m_1})$, а — основного, б — кислого состава;
 6 — пермские отложения кислого и среднего состава;
 7 — мезокайнозойский чехол;
 8 — границы структур

клинального процесса. Однако, как видно из приведенного описания, ее трудно параллелизовать с типичной спилит-кератофировой или офиолитовой формациями. Скорее она похожа на выделяемую в последнее время В. И. Черновым (1970) в Рудном Алтае средне-верхнедевонскую базальт-липаритовую терригенно-морскую формацию контрастного типа, характерной особенностью которой, как и вышеописанной, является образование в результате усиления тектонической активности на структурах геоантиклинального ряда, расположенных вдоль крупных тектонических швов.

В средне-верхнекаменноугольное время вулканическая активность Южно-Гиссарского пояса уступает место интрузивному магматизму; внедрившиеся интрузии захватили район северной части пояса, наложенной на геоантиклиналь, и почти не проник-

ли в пределы Байсунского массива. Следует подчеркнуть, что в составе интрузивных образований, разместившихся в пределах вулканического пояса, в отличие от пород, развитых за его пределами (в северной части Гиссарской геоантиклинали), также отмечается повышенная контрастность — от аляскитов до диоритов. Новая активизация вулканизма пермско-триасового времени соответствует уже орогенному этапу развития региона. Она захватила, в основном, северную часть вулканического пояса, наложенную на Гиссарскую геоантиклиналь, и проявилась в формировании вулканогенной (порфировой) молассы ($P_{1-2}-T_1$) мощностью до 2800 м. При этом наиболее молодые мезозойские интрузивные образования в виде трубок взрыва пикритового, мончикит-лимбургитового и анальцим-базальтового составов (Баратов и др., 1970) пространственно тяготеют, как и орогенная моласса, к северной части пояса.

В рассмотренном вулканическом поясе намечается поперечная зональность, проявившаяся как в изменении мощностей, так и состава вулканогенных образований. Максимальная мощность толщи и наибольшая длительность вулканизма отмечаются в центральной части пояса в бассейне рек Ханака, Лючоб. Наиболее кислый состав вулканических пород приурочен к поперечному линеamentу, протягивающемуся в западной части пояса от гор Сурхантау на юге до бассейна р. Тамшуш на севере (фиг. 5), и выходящему за пределы вулканической зоны. Эта Сурхантауская поперечная структура, по-видимому, является отражением поперечной блоковой зональности, характерной для всего рассмотренного региона.

Рассмотренные особенности строения и развития вулканической зоны позволяют отнести ее к типу краевых длительно развивающихся структур; ее повышенная тектоническая активность отмечается в геосинклинальном, в эпигеосинклинальном и даже в современном неотектоническом этапе.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ ОРОГЕННОГО ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

Орогенный эпигеосинклинальный этап длился с начала среднего карбона до пермо-триаса (?) включительно и характеризовался общим воздыманием региона. При этом возникли крупные сводово-глыбовые поднятия и окаймляющие их впадины, в которых накапливались грубообломочные молассовые комплексы.

Процесс молассообразования начинается с отложения морских моласс, представленных полимиктовыми разнозернистыми серо-зелеными песчаниками, сланцами, разногалечными, в основном мелко- и среднегалечными, конгломератами, и содержащими в значительном еще количестве горизонты морских карбонатных

отложений. Обломочный материал толщ свидетельствует о местных источниках сноса. Часто в них встречаются горизонты бескорневых глыб (олистолиты). Взаимоотношения данных комплексов с подстилающими геосинклинальными обычно несогласные, но местами, особенно в осевых зонах геосинклинальных прогибов, они связаны постепенными переходами. Верхняя часть эпигеосинклинального молассового комплекса представлена континентальной молассой, состоящей из грубообломочных образований, в основном привнесенных издалека, в составе которых большое место занимают валунные конгломераты. Окраска пород серо-зеленая, изредка красно-бурая. Как правило, континентальная моласса ложится на морскую с несогласием. В северной половине рассматриваемой территории (Нуратау-Матчайская зона) континентальная моласса начала формироваться с верхнемосковского века среднего карбона, на остальной территории (кроме Байсунского массива) — с верхнего карбона. В ряде мест отмечается налегание континентальной молассы непосредственно на доорогенный геосинклинальный комплекс.

В пределах эпигеосинклинального комплекса зафиксировано значительное количество перерывов и угловых несогласий, что свидетельствует об интенсивной тектонической активности в это время. Степень дислокации осадков различна и зависит от их положения в структуре. Так в шовных прогибах складки очень напряженные и сходны с таковыми в отложениях геосинклинального комплекса, а в крупных изометрических впадинах эпигеосинклинальные формации дислоцированы весьма просто.

Наиболее полные и мощные разрезы молассового комплекса встречаются по периферии рассматриваемой складчатой системы, а также в зонах шовных структур.

По составу и строению молассовый комплекс (как морской, так и континентальный) можно подразделить на вулканогенную, грубообломочную и флишоидную молассы.

Вулканогенная моласса основного и среднего состава обычно приурочена к шовным зонам и длительно развивающимся разломам вне зависимости от того, какой тип геосинклинальных структур они секут (Северо-Сулюктинский, Зеравшанский, Каратау-Туркестанский разломы, Южно-Гиссарский вулканический пояс). Вулканогенная моласса кислого состава в большей степени зависит от структур предшествующего геосинклинального этапа и распространена главным образом на срединных массивах (в Курамино-Ферганском массиве она известна в горах Кок-Тюбе; на Байсунском массиве — в его краевой Мечетлинской зоне), а также вдоль южного крыла бывшей Гиссарской геоантиклинали. Грубообломочная моласса обычно развивается вдоль крыльев бывших геоантиклиналей или антиклинальных поднятий, в чем можно усмотреть элемент преемственности режима развития от геосинклинального этапа. Флишоидная моласса накапливается в глубоких шовных прогибах (Сурметашском, Южно-Гиссар-

ском), а также в узких глубоких впадинах (система Каракульских впадин вдоль Гиссарского разлома). В соответствии с мощностью, полнотой разрезов и величинами ареалов развития молассовых комплексов в пределах региона можно выделить следующие орогенные структуры: а) области преобладающего размыва (Кульджуктау-Алайское сводово-глыбовое поднятие); б) области преобладающего погружения, подразделяющиеся на крупные изометричные впадины (Карачатырская и Южно-Таджикская) и шовные прогибы. Последние, как правило, трассируют глубинные разломы и совпадают с зонами шовных структур предыдущего геосинклинального этапа (Сурметашский и Южно-Гиссарский шовные прогибы), достигая длины первых сотен километров при ширине до 12 км. Перечисленные структуры были известны и ранее, но им придавался иной генетический смысл и, в частности, Карачатырская и Южно-Таджикская зоны, как и Сурметашский прогиб, относились к наиболее молодой (позднегерцинской) складчатой области (Синицын, 1960; Кухтиков, 1968; Довжиков, 1971).

Кульджуктау-Алайское сводово-глыбовое поднятие занимает центральную часть рассмотренной территории площадью в несколько тысяч квадратных километров, располагаясь на месте бывших геоантиклиналей и геосинклинальных прогибов.

Общий структурный план поднятия — его субширотная ориентировка — унаследован от геосинклинального этапа; унаследовано и размещение в его пределах наиболее крупных межгорных впадин, приуроченных к зонам шовных разломов и представляющих собой узкие грабены, длиной 20—15 км при ширине 4—5 км. Иногда они образуют цепь кулисообразных структур общей протяженностью до 200 км. Орогенные формации накапливались преимущественно лишь в этих межгорных впадинах. На современном срезе их мощность достигает здесь 1000—1500 м. В их состав входит как морская моласа (тамчисайская, C_2m_1 ; толубайская, $C_2m_1^2$; маляранская, C_2m_1 ; курпинская, C_2m_2 и другие свиты Нуратау-Матчайской зоны; даралиозская, C_3-R_1 , кокмайнакская, C_{2-3} и другие свиты Зеравшано-Гиссарской зоны и др.), так и континентальная моласса (кунъякульская, C_2m_2 и другие свиты Нуратау-Матчайской зоны). Кульджуктау-Алайское поднятие погружается в восточном направлении. Молассовые образования в ее западной части в настоящее время практически неизвестны; они, видимо, размывы или накапливались ограниченно.

Карачатырская впадина (Синицын, 1960; Резвой, 1953) располагается, в основном, в пределах Курамино-Ферганского срединного массива, несколько отступая от его южного края. Впадина в плане изометрична и по величине соизмерима с Кульджуктау-Алайским поднятием; на большей части территории она перекрыта мезокайнозойскими отложениями. Мощность молассового комплекса вдоль южного борта впадины равна 2000—

4000 м и возрастает в ее центральной части, где, судя по геофизическим данным, мощность одного пермо-триаса превышает 2000—3000 м (Мелькановицкий и др., 1969). Молассовый комплекс представлен на западе в районе гор Сангрунтау морской туфогенно-обломочной молассой ($C_2b-C_2m_2$) и грубообломочной континентальной молассой (C_3-P), мощностью свыше 1000 м каждая. В восточной части прогиба, в районе гор Гузан, развита морская моласса (актерекская свита, C_2m_2) мощностью 100 м, вулканогенная (порфировая) моласса (карачатырская свита, C_3-P) мощностью 3500 м и грубообломочная континентальная моласса (тулейканская свита, P_{1-2} (?)) мощностью 200 м. Отложения дислоцированы в сравнительно простые складки с пологими крыльями.

Вдоль южного борта впадины, где она захватывает часть Суюктино-Чувавайского антиклинального поднятия, отложения молассового комплекса дислоцированы интенсивнее, и в целом также достигают значительной мощности (около 4000 м), несмотря на выпадение из разреза нижнепермских осадков. В отличие от центральной части впадины вулканогенная моласса представлена здесь породами более основного — андезитового состава (учбулакская свита, C_3). Все эти данные свидетельствуют о чрезвычайно мобильных условиях осадконакопления на южном крыле впадины видимо в связи с активностью Южно-Ферганского разлома.

Южно-Таджикская впадина располагается в пределах Байсунского массива и по величине соизмерима с Карачатырской. Впадина выполнена грубообломочной молассой (сагдорская, C_2b-m ; алячапанская, C_3 ; ханакинская, P_2-T_1 (?) свиты) суммарной мощностью около 3000 м. Отложения вдоль разломов дислоцированы в довольно крутые складки; в основном они залегают полого.

Южно-Гиссарский шовный прогиб расположен в зоне сочленения Байсунского срединного массива с Южно-Тяньшаньской складчатой системой, почти полностью совпадая с Южно-Гиссарским краевым вулканическим поясом. Северная часть прогиба, наложенная на структуры южного крыла бывшей Гиссарской геоантиклинали, выполнена морской молассой (муборакская и другие свиты, $C_2m_2-C_3$) мощностью 1100 м и наземно-вулканогенной (порфировой) молассой (лючобская, P_1 ; ханакинская, P_2-T_1 (?) и другие свиты) мощностью около 2800 м. Южная часть прогиба, наложенная на край Байсунского массива, выполнена менее мощным орогенным комплексом, представленным здесь континентальной грубообломочной молассой (C_2b-C_3) мощностью 1200 м и вулканогенной (порфировой) молассой (P_1-T_1) мощностью 800 м.

Сурметашский шовный прогиб пространственно совпадает с Мальгузар-Сурметашской зоной шовных структур, занимая несколько большую площадь и замыкаясь в бассейне р. Янгиарык.

Прогиб выполнен флишеидной морской молассой (тулубайская свита, $C_2m_1^2—m_2^1$) мощностью более 1000 м и грубообломочной молассой ($C_2m_2—C_3$) мощностью около 4000 м. В составе морской молассы, по данным В. Б. Аверьянова, присутствуют олистолиты размером в несколько километров.

Орогенный эпигеосинклинальный комплекс накапливался в условиях общего подъема складчатой области при резко дифференцированных тектонических движениях, приведших к возникновению горных хребтов и межгорных грабен-котловин. Судя по распределению молассовых образований, основными источниками грубообломочных отложений в Карачатырской и Южно-Таджикской впадинах служили области, расположенные за пределами рассмотренного региона, а в Кульджуктау-Алайском поднятии — местные хребты и возвышенности.

Региональные поперечные структуры

Большое значение поперечных структур в Южно-Тяньшаньской складчатой системе подчеркивалось неоднократно (Борисов, 1962; Абдуллаев, Борисов, 1964; Вольфсон, Гарьковец, 1963; Резвой, 1962, 1965, 1971; Гарьковец и др., 1965; Ахмеджанов и др., 1967; Каледа, 1960). В основном эти структуры выделялись по результатам геофизических исследований. Они представляют собой крупные тектонические блоки, разделенные глубинными разломами; наибольшее количество разломов северо-восточного и меридионального направления показано М. Е. Ахмеджановым и др. (Ахмеджанов и др., 1967). В пределах западной части рассматриваемой площади эти исследователи выделяют систему древних валов и прогибов. В частности, оси древних поднятий выделены по профилям: Зирабулакские горы — Северный Нуратау и западное окончание Гиссарского батолита — Мальгузарские горы; ось древнего прогиба совпадает с профилем горы Кара-Тюбе — горы Гобдунтау. С данными структурами сопряжены и поперечные разломы, среди которых М. Е. Ахмеджанов и др. (1967) отмечают Кара-Тюбе — Мальгузарский и Западно-Гобдунтауский, относимые ими к разломам фундамента, развивавшимся одновременно с процессами осадконакопления и заложения, возможно, еще в допалеозое.

На схеме В. Г. Гарьковца и др. (1965) в пределах рассматриваемого региона выделяются два поперечных сегмента: западный, охватывающий Зирабулак-Зиаэтинские горы, северный и Южный Нуратау, и восточный сегмент, охватывающий территорию Гиссарского, Зеравшанского и Туркестанского хребтов. Граница между ними проводится по профилю — западное окончание гор Кара-Тюбе — горы Каракчатау.

Формационный анализ палеозойских образований позволяет дать историко-геологическую характеристику выделенным ранее поперечным структурам. Западный сегмент соответствует «по-

ложительному» поперечному блоку; восточный сегмент — «отрицательному» блоку. Граница западного и восточного блоков совпадает с Поперечно-Тяньшаньским разломом (Борисов, 1962; Резвой, 1962) или Каратюбе-Мальгузарским разломом (Ахмеджанов и др., 1967) и проходит вдоль восточного окончания гор Кара-Тюбе и западнее гор Мальгузар. Поперечные структуры выделяются по разрезу осадочных толщ, начиная с нижнепалеозойского времени.

Восточный блок в отличие от Западного характеризуется более полным разрезом палеозойских отложений в геосинклиналях и более интенсивным вулканизмом. Геоантиклинальные поднятия в пределах этого блока более погружены. Поперечные блоки продолжают развиваться и в эпигеосинклинальном этапе. Орогенный режим устанавливается раньше в пределах западного блока (в раннебашкирское время) и запаздывает в восточном блоке (верхнемосковское время). Процессы вулканической деятельности в этот период также сосредоточены в основном в «отрицательном» блоке. Параллельно границе между западным и восточным блоками проходит поперечная Сурхантауская структура, выделяющаяся по преобладающему развитию в ее пределах девонских и нижнекаменноугольных вулканогенных пород кислого состава. Она протягивается на расстояние 120—180 км от хребта Сурхантау до верховья р. Тамшуш, достигая ширины 20—15 км, пересекая Байсунский срединный массив, краевой Южно-Гиссарский вулканический пояс и Гиссарскую геоантиклиналь.

В восточной части рассматриваемого региона намечается еще одна поперечная «положительная» структура, охватывающая районы Каратегина, восточную часть Туркестанского хребта и горы Катрантау. В пределах этой структуры происходит выклинивание Зеравшано-Гиссарской миогеосинклинали и наиболее четко выражены антиклинальные поднятия. В частности, здесь накапливаются молассовидные формации девона, неизвестные в других местах. Кроме того, поперечная структура трассируется цепочкой субмеридионально ориентированных интрузий гранитоидов и особенно щелочных пород верхнепалеозойского — мезозойского возраста. Поперечная транс Тяньшаньская зональность проходит через основные тектонические продольные структуры геосинклинального и эпигеосинклинального этапов, как бы просвечивая через них. Она имеет более общий региональный план и, видимо, предопределена весьма глубинными процессами под складчатыми зонами.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Изучением магматических образований в пределах описываемого региона занимался и продолжает заниматься большой коллектив геологов. В Западном Узбекистане крупные исследования ведутся И. Х. Хамрабаевым и его коллегами; в Южном Гиссаре — Р. Б. Баратовым, И. В. Мушкиным, А. В. Кутенцом, С. М. Бабаходжаевым, И. М. Исамухамедовым; в Туркестано-Алайском районе ранее работали А. В. Москвин, Ю. А. Арапов, Н. Ф. Шинкарев, Р. Д. Гаврилин. В итоге накоплен огромный фактический материал и подготовлена основа для регионально-магматического анализа, первые результаты которого приводятся ниже (фиг. 6).

Интрузивные образования рассматриваемой части Южного Тянь-Шаня подразделяются на три крупные интрузивные провинции: Туркестано-Алайскую, Южно-Гиссарскую и Кызылкумскую. Под интрузивной провинцией понимается территория, в пределах которой формировался одинаковый по времени проявления, сходный по составу и по последовательности интрузивный магматизм.

Туркестано-Алайская интрузивная провинция включает Алайский, Туркестанский, Зеравшанский и северный склон Гиссарского хребтов и характеризуется развитием пермских гранитоидов умеренной основности (батолитовый этап) с последующим проявлением различных сиенитовых и гранитных пород повышенной щелочности.

В Южно-Гиссарской интрузивной провинции (южный склон Гиссарского хребта и Каратегин) батолитовый этап датируется средним и верхним карбоном и представлен гранитоидами умеренной или повышенной кислотности. В послебатолитовый этап формировались мелкие тела пермских гранитоидов и серия региональных даек и трубок взрыва, сложенных пестрой гаммой пород от гранитов до мончикитов.

Кызылкумская провинция расположена в Западном Узбекистане; батолитовый этап ее сходен с батолитовым этапом Южно-Гиссарской провинции, а постбатолитовый — с таковым в Туркестано-Алайской провинции, но выражен значительно скромнее.

Авторы данной работы в разной степени знакомы с интрузивами разных провинций. Хорошо им известная Туркестано-Алайская провинция описана, в основном, по собственным материалам и наиболее полно (Гаврилин, 1960); в значительно меньшей мере это относится к Южно-Гиссарской, тогда как знакомство с Кызылкумской провинцией ограничилось лишь пересечениями ее отдельных интрузивов.

Туркестано-Алайская интрузивная провинция

Рассматриваемая провинция в тектоническом отношении совпадает с орогенным Кульджуктау-Алайским сводово-глыбовым поднятием и располагается в его восточной более погруженной части. Западная граница провинции совпадает с границей двух поперечных блоков (район Мальгузарских гор), северная — проходит по южному склону Карачатырской впадины, южная — по северному склону Гиссарского хребта и захватывает восточную часть Каратегина. На восток провинция распространяется за пределы рассматриваемого района до Ферганского хребта.

Характерная особенность провинции — широкое распространение в ней щелочных пород, детальное изучение которых провела Т. Н. Ифантопуло. Описание гранитоидов приводится, в основном, по данным Р. Д. Гаврилина.

Среди интрузивных образований провинции выделяются пять комплексов: силурийский — основных пород; ниже-среднекаменноугольный — ультраосновных и основных, пермский — щелочно-земельных гранитоидов, пермо-нижнетриасовый (?) — субщелочных и щелочных сиенитов и гранитов.

Силурийский комплекс основных пород представлен жильными телами диабазов и габбро, залегающих среди силурийских толщ. Распространены они лишь в пределах Мальгузар-Сурметашской зоны шовных структур вдоль северного склона Туркестанского хребта. Наиболее густо ими насыщен район Шахристанского перевала, где субширотные простираия нижнепалеозойских толщ меняются на северо-западные. Отмечается большое сходство данных образований с силурийскими и девонскими эффузивами и не исключено, что они представляют их подводные каналы. Возраст пород проблематичен. Они дислоцированы совместно с нижнесилурийскими осадками, а их обломки встречаются в гальке верхнекаменноугольных конгломератов (Шинкарев, 1966).

Ниже-среднекаменноугольный комплекс ультраосновных-основных пород пользуется незначительным распространением. Он представлен небольшими массивами (Сарта-ле, Канский и др.), располагающимися по северному и южному крылу Южно-Ферганской эвгеосинклинали. В состав комплекса входят породы трех интрузивных фаз (перидотиты, пироксены, диабазы) часто интенсивно серпентинизированные. В боль-

шинстве случаев ультраосновные породы залегают в виде протрузий во вмещающих толщах. Однако в экзоконтакте Сарталинского массива с известняками среднего палеозоя в последних отмечаются пироксеновые скарны с гематитом и магнетитом (месторождение Надор), указывающие на интрузивный характер внедрения.

Возраст интрузивов устанавливается по прорыванию ими нижнего карбона и нахождению их гальки в верхах среднего карбона. Пространственная связь данного комплекса с эвгеосинклиналью дает основание утверждать, что его формирование не связано с развитием верхнепалеозойских структур.

Пермский комплекс щелочноземельных гранитоидов представлен крупными интрузиями и распространен наиболее широко. Комплекс состоит из двух интрузивных фаз (равномернозернистые гранитоиды и порфириовидные гранитоиды), которые встречаются как в пределах орогенного поднятия, так и шовного Сурметашского прогиба. Пермский интрузивный комплекс соответствует батолитовому этапу магматизма Туркестано-Алайской провинции и характеризуется отсутствием более ранней фазы габброидов (возможно и завершающей фазы лейкократовых гранитов). Взаимоотношения между интрузивными фазами установлены по пересечению равномернозернистых кварцевых диоритов и гранодиоритов дайками порфириовидных гранитов (бассейн р. Тро, правый борт р. Питаукуль). Изредка встречаются фациальные переходы между интрузиями обеих фаз, что свидетельствует об их генетической близости.

Гранитоиды первой и второй фаз бедны жильными образованиями, представленными редкими маломощными жилами аплитов и мелкозернистых лейкократовых гранитов. Для комплекса в целом характерна слабо выраженная дифференциация во времени от первой ко второй фазе, направленная в сторону «покисления». В камерах кристаллизации интрузивов обеих фаз дифференциация почти не проходила, о чем свидетельствует слабое развитие собственных жильных пород. Экзоконтактные изменения выразились в мраморизации карбонатных толщ, а местами в образовании пироксен-гранатовых скарнов. Песчаники и сланцы ороговиковываются с образованием местами биотитируют разные интрузивные фаии, что указывает на небольшое воздействие вмещающих пород на состав интрузивов на уровне их окончательной кристаллизации за счет диффузионного обмена.

Равномернозернистые гранитоиды слагают наиболее крупные интрузивы, отмечающиеся во всех структурных зонах¹. Их главной фацией являются гранодиориты, слагающие централь-

¹ Наиболее крупные массивы Шахдар, Караказыкский, Ачиалминский, Меликсу, Чалкуйрюкский, Алтын-Джилга и др.

ные части интрузивов (изредка в центре отмечаются граниты) и сменяющиеся ближе к контактам кварцевыми диоритами, реже диоритами и еще реже — монцонитами. Порфириовидные гранитоиды распространены широко и представлены гранодиоритами и гранитами. Первые преобладают в пределах Нуратау-Матчайской миогеосинклинальной зоны, вторые — в Туркестанской геантиклинали¹. Наблюдения в Ачикалминском массиве показывают, что граниты слагают более глубинные части интрузивов.

Эндоконтактовые изменения в гранитоидах второй фазы выражены слабо и сводятся к увеличению их меланократовости за счет вмещающих пород. Интрузивы рассматриваемого пермского комплекса, восточнее описываемого района, прорывают верхнекаменноугольные (р. Джаман-Джар) и нижнепермские (р. Чалкуйрюк) отложения и перекрываются меловыми конгломератами (Ачикалминский массив). Их положение в ряду магматических проявлений определяется прорыванием ими интрузивов основных-ультраосновных пород (C_{1-2}). Сами они, в свою очередь, прорваны пермскими щелочноземельными сиенитами (Южно-Караказыкский массив), дайками лампрофиров и диоритов (Караказыкский массив), нефелиновых сиенитов (Джаман-Джар), субщелочных сиенитов (Исфайрамский массив). Известны также многочисленны прорывания интрузивов порфириовидных гранитоидов мелкозернистыми гранитами с турмалином (Каравшинский, Ачикалминский и другие массивы) и пегматитами (Каравшинский массив) пермо-нижнетриасового возраста (данные Р. Д. Гаврилина)².

Пермский — нижнетриасовый (?) комплекс щелочных и субщелочных пород в отличие от предыдущего (пермского) менее подчинен в своем распространении субширотным структурам региона, пересекая их в северо-восточном направлении и размещаясь во всех структурных зонах. Представлен он небольшими массивами сложного строения. Слагающие его интрузивы обычно многофазны. Выделяются четыре возрастные группы интрузий, большинство из которых нередко насчитывает по две и более интрузивных фаз (щелочноземельные сиениты и монцониты; субщелочные и щелочноземельные сиениты и граниты; щелочные породы; мелкозернистые граниты и пегматиты).

Первая возрастная группа — щелочноземельные сиениты монцониты — развита преимущественно в восточной части северных склонов Алайского хребта — в пределах орогенного Сурметашского шовного прогиба, а также Мальгузар-Сурметашской зоны шовных структур³. Группа представлена двумя разновоз-

¹ Наиболее крупные массивы: Блеулинский, Дамджайляуский, Абрамовский, Ачикалминский, Минбулакский, Арчабашинский, Каравшинский, Южный Тутек.

² По мнению других авторов, мелкозернистые граниты и пегматиты Каравшина являются заключительной третьей фазой пермского комплекса.

³ Массивы Южно-Караказыкский, Исфайрамский, Кштутский и др.

растными интрузивами сиенитов близкого состава, но отличной структуры: крупнопорфировидными (более древние) и равномернозернистыми и мелкопорфировидными (более молодые). Эндоконтактные изменения в интрузивах не выражены; в экзоконтактах вмещающие известняки мраморизованы и, изредка, по доломитам развиваются гранат-форстеритовые скърны, обычно превращенные в серпентин-карбонатные породы. Жильная серия представлена сиенит-порфирами, микросиенитами, граносиенит-аплитами, равномерно распределенными по площади интрузивов. Относительный возраст щелочноземельных сиенитов устанавливается по прорыванию ими гранодиоритов пермского комплекса и пересечению самих сиенитов жилами меланократовых пород, прорванных, в свою очередь, субщелочными сиенитами второй возрастной группы рассматриваемого комплекса.

Интрузивы первой возрастной группы отделены во времени от интрузивов второй группы дайками диорит-порфиритов, вогезитов, лампрофиров, отмечающимися повсеместно, обычно в связи с системами крупных нарушений, и часто располагаются на значительном расстоянии от интрузивов первой группы. В субщелочных сиенитах второй возрастной группы дайки меланократовых пород отсутствуют, но сами сиениты включают ксенолиты этих пород. Этап проявления даек меланократовых пород знаменует изменение состава магматических проявлений в сторону значительного повышения их щелочности, причем изменение наступает не между пермскими гранодиоритами и более молодыми сиенитами, а в процессе развития самой сиенитовой магмы.

Вторая возрастная группа — субщелочные и щелочноземельные сиениты и граниты — представлена породами меняющегося минерального состава и щелочности, развитыми в пределах Мальгузар-Сурметашской зоны шовных структур, а также в восточной части Гиссарской геоантиклинали.

Среди интрузивов этой группы выделяются две фазы (сиениты и граниты), взаимоотношения которых устанавливаются за пределами района, в Исфайрамском массиве. В некоторых случаях интрузивы слагаются промежуточными по составу породами — граносиенитами, переходящими в граниты, что указывает на генетическую близость пород обеих интрузивных фаз¹. Они слабо воздействуют на вмещающие породы и в контактах с ними сами не испытывают изменений. Преобладают субщелочные разности, жильные породы представлены гранит-порфирами и аплитовидными гранитами. Породы данной группы проявляют равномернозернистые гранодиориты пермского комплекса, дайки меланократовых пород и сиениты-монциты рассматриваемого пермо-триасового комплекса. В свою очередь они

¹ Субщелочные и щелочноземельные сиениты слагают Сурметашский и Южно-Караказыкский и другие массивы; субщелочные и щелочноземельные граниты — Аллаудинский и Ярмазарский массивы.

прорваны нефелиновыми сиенитами (данные Т. Н. Ифантопуло), а также турмалинсодержащими гранитами.

Третья возрастная группа — щелочные породы — прослеживается в пределах всех тектонических зон, главным образом в Алайском и Туркестанском хребтах¹. От основного района распространения этих пород отделяется Искардеркульская группа щелочных интрузий, расположенная в западной части Гиссарского хребта². Отмечается различие в составе и парагенетической ассоциации щелочных пород в зависимости от их положения в структуре. Массивы, расположенные в пределах Нуратау-Матчайской зоны (Кштутский массив), представлены амфиболовыми нефелиновыми и щелочными сиенитами, относящимися к калиевой щелочно-базальтоидной формации. Массивы, расположенные в пределах остальных структурных зон (в основном, в геоантиклиналях) характеризуются более сложным составом, многофазным строением и относятся к щелочно-гранитоидной формации. В них выделяются три последовательные интрузивные фазы: 1) биотитовые нефелиновые сиениты, 2) кварцевые сиениты и 3) лейкократовые граниты². Щелочные породы Нуратау-Матчайской зоны (Кштутский массив) тесно ассоциируют с габбро и монцонитами (первой возрастной группы), с которыми имеют секущие контакты, сопровождающиеся эруптивными брекчиями (Шинкарев, 1966)³. Представлены они амфиболовыми нефелиновыми сиенитами (микроклин — 50—80%, нефелин — 5—40%, гадингсит — 1—20%, гранат — 5—15%, андезин-олигоклаз — 10—15%) и щелочными сиенитами. Последние характеризуются большой пестротой состава и постепенными переходами к нефелиновым сиенитам. В них полностью исчезает нефелин и содалит, увеличивается содержание плагиоклаза и почти постоянно присутствует анальцит. Вблизи контакта с нефелиновыми сиенитами в габбро появляется микроклин (до 7—15%).

Вдоль контакта сиенитов и габбро с известняками развиты скаполит-амфибол-гранатовые, пироксеновые, гранат-пироксеновые и флогопитовые скарны. Жильные образования представлены многочисленными дайками монцонит-порфиоров, нефелиновых и щелочных сиенитов, сиенит-порфиоров.

Общей тенденцией в изменении химизма магматического расплава в данном районе в ходе его эволюции является увеличение кремнекислотности от 39 до 61%. Все породы от габбро до нефелиновых сиенитов являются недосыщенными кремнекислотой и характеризуются высокими содержаниями Mg, Ca, Fe, миа-

¹ Массивы: Кштутский, Джилисуйский, Ходжаачканский, Кульпский, Матчинский, Райгородского, Дарапиозский, Тутекский, Турпи, Тагоби-Собаковский, Шахисафетский.

² Лейкократовые граниты третьей фазы Р. Д. Гаврилин относит к четвертой возрастной группе (Р₂—Т₁ (?)), где они и рассматриваются.

³ Т. Н. Ифантопуло рассматривает габброиды и монцониты Кштутского массива в качестве первой интрузивной фазы.

скитовой природой состава (коэффициент агпаитности $K_a = 0,16—0,68$ в габброидах и $0,64—0,89$ в сиенитах) и калиевым типом щелочности ($K : Na = 1,2—1,8$) при увеличении общей щелочности, по Ф. Р. Апельцину, от $0,66—1,52$ для габброидов, до $1,29—1,87$ для нефелиновых сиенитов. Массивы щелочных пород, приуроченные к геоантиклинальным зонам, сложены, как уже отмечалось, породами трех интрузивных фаз. Породы первой интрузивной фазы (нефелиновые сиениты) присутствуют во всех массивах. Наиболее характерной их фацией являются биотитовые нефелиновые сиениты, слагающие обычно центральные части массивов и характеризующиеся наиболее выдержанным минералогическим и химическим составом (микроклин-пертит — $30—60\%$, нефелин — $10—35\%$, альбит-олигоклаз — $10—15\%$, биотит — $2—15\%$). Они не несут признаков ассимиляции вмещающих пород и, по-видимому, соответствуют составу внедрившейся магмы, т. е. являются главной интрузивной фацией. В сторону контактов они сменяются амфиболовыми нефелиновыми, кварцевыми и щелочными сиенитами (Матчинский массив и Турпи) или пироксеновыми, нефелиновыми и щелочными сиенитами в случае карбонатных пород (Ходжаачканский и Туктекский массивы). Изменения в минералогическом составе пород в эндоконтакте выражаются в последовательном уменьшении содержания нефелина до его полного исчезновения и увеличении содержания микроклина, плагиоклаза и темноцветных минералов с появлением кварца. При этом содержание анортитовой составляющей в плагиоклазе увеличивается с $8—12$ до $12—28\%$, биотит замещается феррогастингситом или эгирин-авгитом. Резко увеличивается содержание аксессуарных минералов сфена, граната, ильменита. Изменения в химическом составе выражаются в уменьшении содержания глинозема и натрия и увеличении железа, кальция и кремнезема. Породы второй интрузивной фазы представлены биотитовыми и биотит-амфиболовыми кварцевыми сиенитами, слагающими дайки и штокообразные тела в пределах Кульпского и Ходжаачканского массивов; с породами 1-й фазы они имеют интрузивные контакты. Состав их — микроклин ($40—80\%$), олигоклаз-альбит ($10—35\%$), кварц ($5—25\%$) и феррогастингсит ($0—15\%$). Жильные образования рассматриваемой ассоциации щелочных пород представлены дайками сиенит-аплитов, нефелиновых сиенитов (1-я фаза), кварцевых сиенитов (2-я фаза).

Породы 1-й фазы являются недосыщенными, 2-й насыщенными и 3-й пересыщенными кремнекислотой и характеризуются миаскитовым составом ($K_a = 0,56—1,0$ в сиенитах и $0,76—0,92$ в гранитах) и изменением типа щелочности от натрового и калинатрового в сиенитах ($K : Na = 0,4—0,9$) до калиевого в гранитах ($K : Na = 1,2—1,6$) при уменьшении общей щелочности от $2,05$ в сиенитах до $0,61—1,10$ в гранитах. Сравнение петрохимических составов пород этой ассоциации с щелочными образования-

ми Кштутского массива, расположенными в иной структурной обстановке и характеризующимися пространственно-временной связью с габроидами, показало их резкое различие. Для подтверждения формационной принадлежности этих двух структурно разобщенных групп щелочных пород были проведены статистические исследования их вещественного состава с использованием метода сравнения многомерных условных средних (Бондаренко, 1968) на ЭВМ «Наири». В результате по особенностям петрохимического состава исследованные массивы подразделились на две группы: первую, объединяющую массивы — Джилису-Ходжаачкан, Тутек, Матча, Турпи, и вторую, представленную Кштутским массивом. Результаты сравнения условных средних отдельно для каждого окисла показали, что породы Кштутского массива отличаются от разновидностей пород другой группы, содержащих одинаковое с ними количество SiO_2 , существенно большим содержанием CaO и меньшим — Na_2O .

Обособление Кштутского массива от остальных массивов нефелиновых сиенитов свидетельствует о возможности отнесения его к иной формации. Тип формации определен при сравнении тем же статистическим методом состава Кштутского массива с породами Памбакского массива (Кавказ), обладающими такими же содержаниями SiO_2 и относящимися к калиевой щелочно-базальтоидной формации (Кравченко, Ифантопуло, 1969). Таким образом, вещественный состав и петрохимические особенности заставляют отнести щелочные массивы Туркестано-Алая к двум различным формационным типам: щелочно-гранитоидному и калиевому щелочно-базальтоидному. Формационные различия щелочных пород находят свое отражение и в характере акцессорной минерализации и в распределении редких элементов, а также в проявлении постмагматических процессов.

Щелочные и вмещающие их осадочные породы подверглись интенсивному, но неравномерно проявленному метасоматическому изменению в результате высокотемпературных постмагматических процессов. Наиболее интенсивно проявлены процессы альбитизации, флюоритизации, содалитизации, карбонатизации и канкринитизации. Устанавливается два типа проявления щелочного метасоматоза: площадной и локальный. Первый тип (альбитизация и карбонатизация) является типичным аутометасоматозом и более или менее равномерно проявлен во всех интрузиях. Альбитизация выражается в пертитизации микроклина, замещении биотита эгирином (в сиенитах) или рибекитом (в гранитах) и образовании клевеландита; карбонатизация — в новообразовании кальцита и канкринитизации нефелина.

Локальный метасоматоз развит только в пределах зон тектонических нарушений, преимущественно в эндо- и экзоконтактах щелочных интрузий, и выражается в образовании инфильтрационно-метасоматических зон измененных пород мощностью до нескольких десятков метров с четкой зональностью. В процессе ло-

кальной альбитизации образуются альбит-эгириновые и мономинеральные альбитовые породы, сопровождающиеся флюоритизацией и редкометальной минерализацией (Nb, Ta, Zr, Th). Наиболее интенсивно эти процессы проявлены в пределах Джилисуйского массива. Локальная карбонатизация установлена только в восточном эндо- и экзоконтакте Матчинского массива и в полосе развития силурийских сланцев между интрузиями Матча, Тутек и Дараипиоз. Она выражена в образовании тел карбонатных метасоматитов, характеризующихся исключительным разнообразием минералогического состава и морфологических форм. С процессом карбонатизации связана редкометальная (Nb, Ta, U, Th и TR) и фосфорная (апатит) минерализация.

Физико-химическая сторона процессов метасоматоза и инфильтрационно-метасоматическая зональность метасоматитов были детально изучены и описаны Б. И. Омеляненко (1961) и Л. Л. Перчуком (1964). Наши исследования, в отличие от предыдущих, позволяют считать, что процессы локального метасоматоза были значительно оторваны во времени от становления интрузий и процессов автометасоматоза и обусловились потоками ювенильных щелочных растворов. Этот вывод подтверждается, в частности, определением абсолютного возраста метасоматически измененных пород Рокшиф-Сабахского массива (Баратов и др., 1970), в котором процессы локального метасоматоза шли в следующем порядке: альбитизация — флюоритизация (+ содалитизация) — карбонатизация.

Анализ закономерностей распределения процессов локального метасоматоза позволяет считать, что их характер и интенсивность определяются тектоническими условиями и обусловлены положением щелочных интрузий в различных тектонических зонах. Процессы альбитизации интенсивно проявлены только в массивах, расположенных в наиболее мобильных шовных зонах (Мальгузар-Сурметашская), вблизи глубинных разломов (Джилисуйский); процессы карбонатизации — в массивах (Матчинский), расположенных в наиболее стабильных зонах (Туркестанская геодантиклиналь), причем для интрузий калиевой щелочно-базальтоидной формации эти процессы вообще не характерны.

Сопоставление средних содержаний редких элементов показывает, что щелочные породы калиевой щелочно-базальтоидной формации характеризуются по сравнению с породами щелочно-гранитоидной формации более высокими содержаниями редкоземельных элементов, урана, тория, скандия и особенно стронция и более низкими — тантала, ниобия, циркония и лития.

В обоих формационных типах отчетливо проявляется закономерное увеличение концентрации редких элементов от начальных к конечным стадиям развития магматического этапа, выражающееся в относительном увеличении их содержания в жильных дебриватах каждой интрузивной фазы по сравнению с материнскими породами и в интрузивных породах более поздних фаз по срав-

нению с ранними. Неизменные разности щелочных пород характеризуются сравнительно равномерным распределением редких элементов, находящихся, в основном, в рассеянном состоянии.

Метасоматически измененные щелочные и вмещающие их осадочные породы, особенно подвергшиеся локальной альбитизации, флюоритизации и карбонатизации, характеризуются резко повышенными (в 2—10 и более раз) содержаниями таких редких элементов, как тантал, ниобий, цирконий, торий, уран, редкие земли, фтор. Редкие элементы в метасоматитах связаны преимущественно с собственными редкометальными и редкоземельными минералами и характеризуются крайне неравномерным распределением, обусловленным различной интенсивностью проявления метасоматоза. Характер распределения редких элементов в щелочных породах щелочно-гранитоидной формации позволяет разделить их на две большие группы (табл. 1).

1. Литий, рубидий, цезий, бериллий, галлий и другие, характеризующиеся относительно равномерным распределением во всех разновидностях щелочных пород, в том числе и метасоматически измененных, с некоторым перераспределением (литий, цезий) в последних.

2. Тантал, ниобий, цирконий, уран, торий, редкие земли, фтор, характеризующиеся низкими концентрациями и относительно равномерным распределением в неизмененных разностях щелочных пород и высокими концентрациями в метасоматитах.

Выявленная закономерность в распределении редких элементов хорошо согласуется с гипотезой Л. С. Бородина и др. (1970) и Е. Д. Осокина (1970) о коровой (Li, Rb, Cs, Ga) и ювенильной (Nb, Ta, Zr, Th, TR) природе редких элементов и палингенном происхождении щелочных пород щелочно-гранитоидной формации.

Возраст интрузий щелочных пород устанавливается по прорыванию отложений пермо-карбона (Джилисуйский и Ходжаачканский массивы) и стратиграфическому перекрытию их в районе р. Исфайрам юрскими песчаниками. Абсолютный возраст щелочных пород по слюдам (К-Аг метод) соответствует порядку 195,5—240 млн. лет, а по браннериту и гатчетолиту (свинцовый метод) — 190—220 млн. лет, что соответствует интервалу верхняя пермь — триас (Баратов и др., 1970, 1969; Перчук, 1964; Омеляненко, 1961). Исключение представляют лишь определения абсолютного возраста щелочных пород Тутевского массива (Баратов и др., 1969), по которым возраст нефелиновых сиенитов составляет 22—34±2 млн. лет (палеоген — нижний неоген). Однако возрастное положение нефелиновых сиенитов в ряду магматических проявлений определяется по прорыванию ими габбро и монцонитов первой (Кштутский массив) и субщелочных сиенитов-гранитов второй (Исфайрамский массив) возрастных групп данного комплекса; сами нефелиновые сиениты и их фациальные

Средние содержания редких элементов в щелочных породах Туркестано-Алая
(в $\mu\text{г}/\text{г}$)¹

Породы	Ta	Nb	TR	Y	Zr	U
Породы щелочно-гранитоидной формации ¹	6	80	296	—	377	7
Породы калиевой щелочно-базальтоидной формации ²	1,4	18	170	—	100	6
Кларк в сиенитах по Турекьяну и Ведеполло (1961)	2,1	35	286	20	500	3
Калиевая щелочно-базальтоидная формация Туркестано-Алая						
Габброиды	1,6(5)	12(5)	117(5)	28(4)	95(5)	1,6(2)
Нефелиновые сиениты	1,5(6)	13(6)	174(5)	19(4)	78(6)	5,2(2)
Щелочные сиениты	1,5(7)	14(7)	100(5)	27(5)	77(7)	8,9(3)
Щелочно-гранитоидная формация Туркестано-Алая						
Нефелиновые сиениты	4,9(18)	29(29)	81(25)	28(11)	117(30)	1(20)
Щелочные сиениты	6,2(8)	31(8)	140(8)	29(2)	128(9)	2,1(14)
Граниты (Матч)	8(4)	18(4)	172(4)	—	96(4)	8,7(6)
Граниты (Ясман)	20(5)	178(5)	446(5)	—	518(5)	8,2(4)

¹ Для вычисления средних содержаний урана и тория привлечен материал Л. Л. Леоновой (1964); лития, рубидия, цезия, фтора и бора — данные Р. Д. Гаврилина.

² Средние содержания редких элементов, по Л. С. Бородину (1970) и Е. Д. Соколову (1970), в щелочных породах СССР.

разновидности секутся дайкообразными телами щелочных кварцевых сиенитов (Кульпский массив) и лейкократовых гранитов (Матчинский, Турпи и другие массивы).

Четвертая возрастная группа (мелкозернистые граниты и пегматиты) пространственно приурочена к Туркестанской геоантиклинали. Мелкозернистые граниты представлены субщелочными и щелочными биотитовыми разновидностями и часто ассоциируют со щелочными породами¹. Они слагают дайкообразные тела, секущие как щелочные, так и вмещающие их осадочные породы. Минеральный состав гранитов: микроклин (30—60%), олигоклазальбит (15—40%), кварц (15—40%), биотит (2—14%). Часто они содержат турмалин. Вблизи контакта с нефелиновыми и щелочными сиенитами появляется рибекит (до 10—15%). Жильные образования этих гранитов представлены гранит-аплитами, пе-

¹ Массивы — Ходжаачканский, Кульпский, Матчинский, Дарапиозский, Турпи и другие.

Таблица 1

	Th	F	Li	Rb	Cs	Sr	Ga	Be	B	Sc
12	—	—	59	196	11	490	35	5,8	17	—
26	—	—	37	350	14	1450	20	6	22	—
13	1200	—	28	110	0,6	200	30	1	9	3
Калиевая щелочно-базальтоидная формация Туркестано-Алая										
16(2)	818(6)	—	16(8)	99(8)	5(1)	2170(3)	18(3)	1,8(8)	29(3)	22(5)
27(2)	1715(10)	—	43(12)	250(12)	12(6)	2190(2)	20(2)	3,4(10)	28(5)	1,3(6)
23(3)	353(5)	—	21(9)	188(9)	9(1)	1417(5)	17(3)	3,6(8)	36(4)	1,6(6)
Щелочно-гранитоидная формация Туркестано-Алая										
7,6(16)	576(23)	—	90(49)	211(49)	12(32)	577(27)	21(16)	3,8(29)	22(32)	1(8)
11,7(13)	—	—	49(20)	210(21)	15(17)	148(8)	23(6)	3,6(7)	33(9)	4(8)
32(7)	1440(5)	—	78(8)	340(8)	21(5)	147(3)	18(1)	3(4)	194(7)	4(4)
38,7(5)	736(5)	—	55(9)	368(10)	16(9)	63(3)	33(5)	20(5)	28(5)	1(5)

Примечание: в скобках приведено количество проб, анализы которых выполнены в химической лаборатории ИМГРЭ.

гматитами и кварц-полевошпатовыми породами. В эту возрастную группу Р. Д. Гаврилин включает щелочноземельные мелкозернистые лейкократовые граниты и пегматиты Каравшина, относимые другими авторами к заключительной фазе пермского комплекса щелочноземельных гранитоидов.

Южно-Гиссарская интрузивная провинция

Южно-Гиссарская интрузивная провинция пространственно совпадает с южным склоном Гиссарского хребта и Западным Каратегином. В структурном смысле она приурочена к южному склону Кульджуктау-Алайского орогенного верхнепалеозойского поднятия, располагаясь в той его части, которая принадлежит «отрицательному» поперечному блоку. Незначительное число интрузий провинции располагается также в пределах верхнепалеозойских орогенных прогибов — шовного Южно-Гиссарского и Южно-Таджикской впадины.

Среди магматических проявлений провинции резко (почти до 90%) преобладают гранитоиды умеренной основности и эквивалентные им эффузивы, главная масса которых сконцентрирована в сложном Гиссарском плутоне. Лейкократовые граниты составляют значительно менее 10% от площади плутона; сиениты и близкие к ним породы, как и габброиды, исключительно редки.

Эффузивно-вулканогенные образования значительно уступают интрузивным как по объему проявлений, так и по частоте встречаемости во времени.

Среди интрузивных комплексов Южно-Гиссарской провинции известны: 1) докембрийский (?), верхнепалеозойский (?), 3) нижнекаменноугольный (C_{1n}), 4) среднекаменноугольный, 5) верхнекаменноугольный, 6) нижнепермский и 7) верхнепермский — нижнетриасовый. Основной объем гранитоидов в Южно-Гиссарской провинции связан со средним и главным образом с верхним карбоном.

Докембрийский (?) интрузивный комплекс гранитов выделяется условно в пределах Байсунского срединного массива и восточной части Гиссарской геоантиклинали. Г. С. Чикризов, С. Н. Овчинников, Т. А. Тарасенко полагают, что широко проявленная гнейсовидность в гранитах этого комплекса обусловлена докембрийскими процессами регионального метаморфизма. Согласно другим представлениям (И. М. Исамухамедов, П. Д. Купченко), гнейсовидные текстуры в гранитах связаны с их интенсивным гибридным, а сами интрузивы сопоставляются по составу и абсолютному возрасту с среднекаменноугольными гранитоидами Гиссарского батолита, сателлитами которого они возможно являются. Комплекс представлен гнейс-тоналитами и гнейсовидными кварцевыми диоритами, слагающими Айлянгарский, Харкушский и другие массивы.

Верхнедевонский (?) комплекс гранитоидов выделяется в хребте Сурхантау, в пределах Байсунского срединного массива. Интрузивы этого комплекса (Вахшиварский и др.) прорывают докембрий и перекрываются осадочно-вулканогенной толщей нижнего карбона, в базальных конгломератах которой обнаружена галька этих гранитоидов. Абсолютный возраст гранитоидов по биотиту и мусковиту 332—360 млн. лет, что отвечает верхнему девону (Исамухамедов и др., 1965). Комплекс представлен гнейсовидными двуслюдяными гранитами, в краях переходящими в гранодиориты, а в центральных частях — в аляскиты.

Нижнекаменноугольный (C_{1n}) комплекс плагиогранитов представлен дайками плагиогранитов, диабазовых порфиритов, кварцевых порфиритов, микродиоритов, а также габбро и серпентинитов, прослеживающихся в основном в Мечетлинской зоне Байсунского массива. В. А. Кутенец, И. В. Мушкин и В. Г. Нестеров условно выделяют среди намюрских интрузивов две группы: а) связанных с каналами излияний (субвулканиче-

ские интрузивы — кварцевые кератофиры, диабазы, кварцевые диоритовые порфириды и микродиориты — крупные дайки и мелкие штоки) и б) гипабиссальные интрузивы (серпентиниты, габбро, плагиограниты, гнейсо-тоналиты), находящиеся в парагенетической связи с эффузивами. Предполагается, что эти породы являются производными базальтовой магмы, поскольку ее кислые дифференциаты (плагиограниты) составляют небольшую долю от всех магматических образований. Серпентиниты, габброиды прорывают отложения нижнего карбона и сами прорываются кварцевыми диоритами, диабазами, плагиогранитами. Гальки перчисленных пород встречены в конгломератах из отложений верхов башкирского и московского ярусов среднего карбона.

Среднекаменноугольный комплекс гранодиоритов развит преимущественно в пределах шовного Южно-Гиссарского прогиба и реже в Зеравшано-Гиссарской многоэосинклинальной зоне представлен гранодиоритами и кварцевыми диоритами; они слагают небольшие тела, прорывающие все среднепалеозойские толщи, включая нижнекаменноугольные эффузивы и сами прорваны роговообманковобиотитовыми гранитами (C_3). Их галька встречена в отложениях среднего — верхнего карбона¹. Абсолютный возраст кварцевых диоритов и гранодиоритов имеет значения — $273-322 \pm 10$ млн. лет (Баратов и др., 1969) и отвечает концу среднего — началу верхнего карбона.

Верхнекаменноугольный комплекс гранитов по представлению Р. Б. Баратова состоит из двух интрузивных фаз: более древней — порфировидных гранитов и более молодой — аплитовидных гранитов.

Порфировидные граниты первой фазы слагают почти весь огромный Гиссарский батолит, условно разделяемый на четыре массива: Каратаг-Ханакинский, Северо-Варзобский, Южно-Варзобский и Оби-Гарм-Рамитский, соединяющиеся между собой и не обнаруживающие интрузивных взаимоотношений. Однако И. В. Мушкин, В. А. Кутенец и другие доказывают более молодой возраст Южно-Варзобского массива (C_3-P_1) по сравнению с Северо-Варзобским (C_3).

Порфировидные граниты представлены мезократовыми (гранит-адамелиты) и лейкократовыми разностями роговообманковобиотитового и биотитового состава, прорывающими породы намюра, башкирского яруса среднего и среднего — верхнего карбона, а также кварцевые диориты (C_2). В свою очередь они прорваны гранит-порфирами (C_3) и субвулканическими дайками липарито-дацитового состава (P_1^2). Гальки порфировидных гранитов-адамелитов встречены в базальных конгломератах нижней перми (?) в бассейнах рек Лючоб и Каратаг. Таким образом, воз-

¹ Массивы — Майхуринский, Фархобский, Кабутинский, Петинский, Пянч-хок, Комсомол-Қанязский и другие.

раст пород первой интрузивной фазы определяется в интервале средний — верхний карбон, что подтверждается определением их абсолютного возраста (275 ± 12 и 283 ± 6 млн. лет, Баратов и др., 1969).

Роговообманково-биотитовые граниты-адамелиты слагают центральные части интрузивов и постепенно к периферии переходят в гранодиориты и кварцевые диориты.

На контакте с интрузией порфировидных гранитов-адамелитов вмещающие карбонатные толщи подверглись мраморизации и скарнированию, основные эффузивы — гранитизации и скарнированию, а песчано-сланцевые отложения — ороговикованию с образованием биотит-плагиоклазовых андалузитовых, силлиманитовых и других роговиков. Мощность экзоконтактового ореола не превышает первых сотен метров, обычно она меньше. Жильные образования первой фазы представлены гранитами, гранодиоритами, аплитами и пегматитами.

Вторая интрузивная фаза представлена аплитовидными гранитами, слагающими Южно-Варзобский и Рамитский массивы. Они прорывают толщу S_2b , гранит-порфиры гипабиссального комплекса, гранитоиды Северо-Варзобского массива и перекрываются нижнемеловыми отложениями. Галька лейкократовых гранитов известна из конгломератов нижней перми (?). Соответственно возраст данных гранитов определяется в интервале от среднего карбона до нижней перми (?). Абсолютная хронология (по Р. Б. Баратову) указывает на их верхнекаменноугольный возраст. Согласно иным представлениям (В. А. Кутенец, И. В. Мушкина) возраст этих гранитов верхнекаменноугольный — нижнепермский.

Экзоконтактовые изменения пород, вмещающих аплитовидные граниты, невелики. По эффузивам развиваются гранат-эпидотовые скарны с магнетитом; известняки мраморизируются и реже скарнируются, более древние гранитоиды — калишпатизируются.

Нижнепермский комплекс субвулканических интрузивов кислого состава является частью вулканоплутонической ассоциации условно нижнепермского возраста. Вулканогенные породы нижней перми (?) занимают небольшую площадь в приводораздельной части Гиссарского хребта между реками Каратаг и Варзоб, залегая трансгрессивно на отложениях карбона и гранитоидах Гиссарского плутона.

Субвулканические интрузивы пространственно и во времени сопряжены с вулканогенной толщей нижней перми (?), образуя в ней пластовые тела и дайки. Перекрываются они пестроцветной толщей триаса. Среди пород комплекса выделяются пластовые интрузивы дацитовых порфиров, нежки кварцевых порфиров (Лючобский), в центральных частях переходящие в гранит-порфиры, дайки и штоки гранит-порфиров и кварцевых дацит-порфиров.

Верхнепермский-нижнетриасовый комплекс субвулканических интрузивов основного и щелочного состава представлен мелкими интрузиями и дайками, являясь производным основной магмы. Сюда относятся интрузивы монзонитов, габбро, мончикитов, трахибазальтов и дайки диабазов, вогезитов, камптонитов, пикритовых порфиритов. Эти породы прорывают гранитоиды Гиссарского батолита, вулканогенные толщи нижней перми (?) и ханакинскую свиту верхней перми — нижнего триаса. В мезозойском платформенном чехле они отсутствуют. Их возраст, соответственно, датируется верхней пермью — нижним триасом. Р. Б. Баратов и другие определили абсолютный возраст пород из некоторых малых интрузивов, относящихся к комплексу основного, ультраосновного и субщелочного состава как среднеюрский. Непосредственных признаков связи интрузивов гранитоидов с соответствующими складчатыми движениями не видно. Интрузивы гранодиоритов-кварцевых диоритов, а также гранитов обладают как согласными, так и секущими соотношениями со структурами вмещающих толщ. Краевые гнейсы, образующиеся по Г. Клоосу во время складчатых усилий, отмечаются в одном-двух местах. В пределах Южно-Гиссарской провинции М. М. Кухтиковым были выделены несколько структурно-фациальных зон, отличающихся, по его мнению, и магматизмом. Анализ показал, однако, что таких различий в интрузивном магматизме не имеется.

Кызылкумская интрузивная провинция

Кызылкумская провинция пространственно совпадает с Нуратинскими и Зирабулак-Зиаэтдинскими горами; ее восточной границей является район гор Кара-Тюбе. В структурном отношении провинция целиком располагается в пределах Кульджуктау-Алайского верхнепалеозойского поднятия, в его части, совпадающей с положительным поперечным блоком.

Интрузивный магматизм Кызылкумской провинции по своему характеру близок к магматизму Южно-Гиссарской и представлен двумя комплексами: ниже-среднекаменноугольным комплексом основных-ультраосновных пород и верхнекаменноугольным комплексом гранитоидов. Главная масса интрузивных проявлений провинции представлена гранитоидами (C_3), среди которых выделяются, в зависимости от взглядов исследователя, четыре (И. Х. Хамрабаев) или три (Е. И. Крылов) интрузивные фазы. Этот гранитный магматизм отвечает, по классификации Х. М. Абдуллаева, батолитовому этапу и почти синхронен магматизму батолитового этапа Южного Гиссара.

После батолитового этапа в Кызылкумской провинции формируются единичные интрузивы нефелиновых сиенитов и мелкозернистых гранитов, сопоставимые с верхнепермско-нижнетриасовыми (?) интрузивами соответствующего состава, развитыми

в Туркестано-Алае. В Кызылкумской провинции отсутствуют вулканоплутонические ассоциации, характерные для Южно-Гиссарской провинции. Наиболее древним интрузивным комплексом в Кызылкумской провинции является комплекс ультраосновных-основных пород (C_{1-2}), продолжающийся из Туркестано-Алайской провинции. Нижне-среднекаменноугольный комплекс представлен дайками габбро-диорит-порфиритов и лампрофиров, пересекающимися интрузиями гранодиоритов второй фазы верхнекаменноугольного интрузивного комплекса. Дайки приурочены к крупным разломам и встречены в горах Чакыл-Калян, Каратюбе, Зиаэтдинских, Северный Нуратау, Каракчатау и других районах.

Верхнекаменноугольный комплекс гранитоидов распространен весьма широко. К нему относятся почти все массивы провинции¹. Наиболее применимой схемой его расчленения является схема И. Х. Хамрабаева, согласно которой выделяются четыре фазы: 1) кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты; 2) порфировидные гранодиориты, адамеллиты; 3) биотитовые и мусковитизированные граниты и гнейсограниты; 4) аляскитовые и лейкократовые граниты.

Первая интрузивная фаза (диориты, кварцевые диориты и габбро-диориты) встречаются ограниченно — редко в виде небольших тел и чаще в виде ксенослитов в более молодых гранитоидах (Каратюбинский массив). Воздействие на породы первой фазы более молодых гранитов приводит к их фельдшпатизации, окварцеванию и раскислению плагиоклаза. И. Х. Хамрабаев (1965, 1969) считает, что породы первой интрузивной фазы в горах Кара-Тюбе имеют собственную жильную серию, и относит к ней габбро-диориты, диорит-порфириты и лампрофиры, которые секутся более поздними гранодиоритами и их жильными породами.

Вторая интрузивная фаза (порфировидные биотитовые гранодиориты) развита наиболее широко. В горах Кара-Тюбе она составляет около 50% всех интрузивных пород². Преобладают порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые гранодиориты, в центральных частях нередко переходящие в порфировидные граниты, а в эндоконтактах — в диориты; остальные породы — адамеллиты, гнейсо-гранодиориты, порфировидные кварцевые сиениты и сиенито-диориты встречаются реже. Жильные породы этой фазы представлены микрогранитами. В Зиаэтдинских горах преобладающим развитием пользуются порфировидные меланократовые граниты, а не гранодиориты, которые отмечаются в эндоконтактах массивов (Акмазарский, Кошкудукский).

¹ Массивы: Зирабулакский, Тымский, Кетменчинский, Чиракджуринский, Карнабский, Кутчинский, Джидалинский и другие (Зирабулакские горы); Акмазарский, Кошкудукский, Каратагский (Зиаэтдинские горы), Темиркабукский, Кошрабатский, Актауский, Койташский и другие (Нуратинские горы).

² Массивы Чинарсайский, Чаштепинский, Каратюбинский, Зирабулакский.

Третья интрузивная фаза (биотитовые и развивающиеся по ним двуслюдяные и мусковитовые граниты) широко распространена в пределах провинции и имеет с гранодиоритами второй фазы интрузивные контакты. В эндоконтактовых ореолах граниты постепенно переходят в гранодиориты.

Жильные породы представлены аплитами, пегматитами и реже — гранодиорит-порфирами, лампрофирами и кварцевыми порфирами. В Зирабулак-Зиаэтинских горах, в противоположность другим районам Кызылкумской провинции, граниты этой интрузивной фазы развиты незначительно. Их возраст относительно пород четвертой фазы установлен в Кетменчинском и Акмазарском массивах.

Четвертая интрузивная фаза представлена небольшими штоками и дайкообразными телами лейкократовых и аляскитовых гранитов, развитыми в Каратюбинском, Лолабулакском, Койташском, Актауском, Кошрабатском и других массивах. В Зирабулак-Зиаэтинских горах лейкократовые и аплитовидные граниты занимают около 5% площади гранитоидов; в Нуратинском хребте они распространены незначительно. Жильные породы представлены аплитами и пегматитами.

Значительная группа геологов (Х. Н. Баймухамедов и др.) относит четвертую фазу к жильной подфазе третьей интрузивной фазы. Подавляющее большинство интрузивов этого комплекса приурочено к толщам нижнего палеозоя (?). В горах Кара-Тюбе некоторые из них (диориты, гранодиориты) прорывают среднекаменноугольные отложения. В то же время в каменноугольно-пермских осадках содержатся обломки гранитов, близких к лейкократовым гранитам четвертой фазы. Исходя из этого, возраст гранитоидов определен как верхнекаменноугольный.

Выводы

В центральной части Южного Тянь-Шаня по характеру и времени проявления магматизма батолитового этапа и специфике постбатолитового магматизма выделены три интрузивные провинции.

В Южно-Гиссарской и Кызылкумской провинциях проявления магматизма батолитового этапа близки по составу пород, количеству интрузивных фаз, их последовательности и времени формирования — в Кызылкумской провинции этот этап верхнекаменноугольный, в Южно-Гиссарской провинции — средне-верхнекаменноугольный. В обеих провинциях породы интрузивных фаз батолитового этапа эволюционировали от более основных гранитоидов к более лейкократовым, образуя в совокупности полную завершенную серию щелочноземельных гранитоидов, характерную для большинства геосинклиналий в орогенный этап их развития. Батолитовый этап в Туркестано-Алайской провинции является незавершенным с отсутствием в нем фазы лейкократовых

гранитов¹. Его возраст пермский. Магматизм во всех провинциях имеет коровый характер.

Предшествовавший батолитовому этапу ниже-среднекаменноугольный интрузивный комплекс ультраосновных — основных пород приурочен к крупным разломам, секущим структуры всех провинций. Для пород комплекса вероятен подкоровый источник. В пределах Туркестано-Алайской провинции этот комплекс не сопровождается эффузивами; в Кызылкумской провинции с ним сопряжены одновозрастные эффузивы. В Южно-Гиссарской провинции породы комплекса тесно ассоциируют с интрузиями плагиогранитов, по-видимому, составляя с ними единую формацию.

Постбатолитовый этап совпадает в общих чертах в Южно-Гиссарской и Туркестано-Алайской провинциях. В Туркестано-Алайской провинции интрузивный магматизм батолитового этапа тесно связан во времени и по смене в вещественном составе с интрузивным магматизмом постбатолитового этапа. В Кызылкумской провинции батолитовый (C_3) и постбатолитовый этапы ($P_2—T_1(?)$) значительно разорваны во времени, причем последний сильно сокращен по количеству интрузивных фаз и особенно по масштабам своих проявлений по сравнению с Туркестано-Алайской провинцией. Можно поэтому говорить об отсутствии в Кызылкумской провинции генетической связи между породами батолитового и постбатолитового этапов. Южно-Гиссарская провинция характеризуется интенсивно проявленным интрузивным магматизмом постбатолитового этапа, не имеющим по своему составу аналогов среди Туркестано-Алайской и Кызылкумской провинций.

Редкометалльная минерализация, сопряженная с интрузивами, имеет гидротермальное происхождение. Она связана как с гранитоидным магматизмом батолитового и постбатолитового этапов, так и с сиенитовым магматизмом постбатолитового этапа.

¹ Некоторые геологи считают, что батолитовый этап Туркестано-Алая завершился фазой лейкократовых гранитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В ПАЛЕОЗОЕ

Южно-Тяньшаньская герцинская складчатая зона принимается в контурах, совпадающих примерно с границами, предложенными для нее в 1940 г. В. А. Николаевым. В настоящее время еще не совсем ясен состав и возраст догеосинклинального фундамента, на котором она заложилась. Тем не менее можно говорить о ее принадлежности к эпикратонной (в понимании Ю. А. Косыгина, 1961) геосинклинальной системе. Об этом свидетельствует следующее: 1) субплатформенный облик отложений кембро-ордовика в основании нижнепалеозойского геосинклинального комплекса (Синицын, 1960; Виноградов, 1958 и др.); 2) отсутствие в основании геосинклинальных комплексов, отложений эвгеосинклинального типа (за исключением северной приграничной полосы), характерных для систем, заложенных на океанической коре (по А. В. Пейве и др., 1971); 3) незначительное количество вулканогенных образований среди осадочных толщ и присутствие в низах разреза порфировых формаций (ордовик Зирабулакских и Каратюбинских гор, силур гор Каракчатау и района пос. Дараут); 4) преобладание среди обломочных отложений олигомиктовых и кварцитовидных песчаников и почти полное отсутствие граувакков; 5) относительно стабильный (не резко дифференцированный) режим геосинклинального развития — отсутствие в нижнем — среднем палеозое крупных складкообразующих движений (отложения нижнего — среднего палеозоя дислоцированы синформно), а также значительных проявлений эффузивного и особенно интрузивного магматизма; 6) резко выраженный сиалический профиль интрузивного магматизма; 7) наличие транс-тяньшаньских структур, хорошо прослеживающихся в пределах древнего Байсунского массива и на Срединном Тянь-Шане и слабо просвечивающих на Южном Тянь-Шане.

По всей вероятности Южно-Тяньшаньская геосинклинальная система возникла в нижнем палеозое после распада крупного допалеозойского кратона (?), реликты которого можно видеть в древних Курамино-Ферганском и Байсунском массивах. По границам системы при этом возникли наиболее ослабленные зоны повышенной проницаемости, оформившиеся в виде Южно-Ферган-

ской эвгеосинклинали и Южно-Гиссарского вулканического пояса, к которым тяготеют и пояса ультраосновных пород¹. Определенная общность тектонических процессов в пределах рассматриваемой системы и окружающих ее древних массивах подчеркивает сходную природу их фундамента, свидетельствующую об их некогда единой структуре.

В частности, в Южном Тянь-Шане на Курамино-Ферганском и Байсунском древних массивах, а также в Среднем Тянь-Шане очевидна общность орогенного верхнепалеозойского этапа, начавшегося в среднекаменноугольное и окончившегося в верхнепермское — нижнетриасовое время. Основные складчатые дислокации здесь были созданы орогенными среднекаменноугольными и предпермскими движениями; наблюдается и сходство процессов магматизма, наибольшая активность которых совпадает с верхнепалеозойским этапом. Как и в Южном Тянь-Шане, в Среднем Тянь-Шане в среднекаменноугольное и верхнекаменноугольно-пермское время формировались комплексы гранитоидов, а в перми — комплексы малых щелочных и аляскитовых интрузий. По данным Г. И. Макарычева (1970), в Среднем Тянь-Шане известны и более древние, донижнекаменноугольные интрузивные комплексы, которые, видимо, можно параллелизовать с девонскими интрузиями Байсунского массива и с девонскими (?) гранитоидами Южного Тянь-Шаня, предположительно выделяемыми в Зирабулякских горах (Корсаков и др., 1971).

Анализ изложенного материала показывает, что в истории геологического развития Южно-Тяньшаньской складчатой системы выделяются: догеосинклинальный (допалеозой), геосинклинальный (нижний — средний палеозой), орогенный эпигеосинклинальный (верхний палеозой — нижний триас) платформенный (мезокайнозой), орогенный эпиплатформенный (плиоцен-четвертичное время) этапы.

Допалеозойский этап. Вопрос о возрасте метаморфических серий региона пока окончательно не решен. Наиболее убедителен допалеозойский возраст гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, откуда известны находки докембрийских спор (данные С. К. Овчинникова, М. М. Кухтиков, 1968) и образцы пород с абсолютным возрастом ($K=Ag$ метод по биотиту) 780 млн. лет (Шнип, 1966). Однако из аналогичных по степени метаморфизма пород Каратегинского хребта, относившихся ранее к докембрию, недавно собраны остатки палеозойской фауны (Шадчиев и др., 1970). Не убедительно и отнесение М. М. Кухтиковым (1968), а также В. Н. Огневым и др. (1968) к докембрию сильно измененных терригенных комплексов осевой части Туркестанского хребта и южного склона Зеравшанского (ягнобская свита). Эти образования, как уже отмечалось нами ранее, смяты в синформные склад-

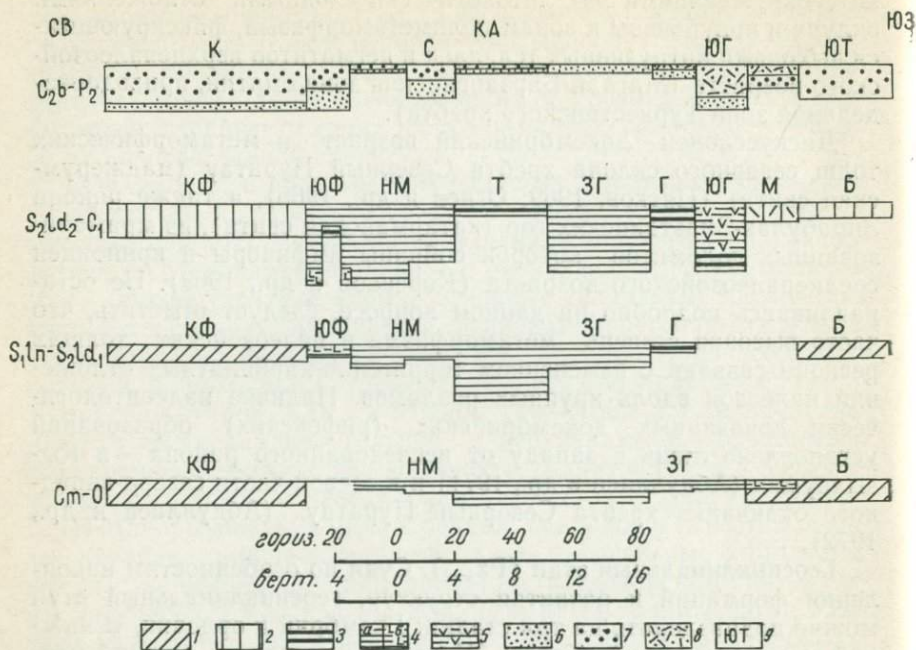
¹ Возможно эти зоны — результат раздвига континентальной коры в палеозое.

ки с окружающими их литологически сходными отложениями силура и приурочены к зонам полиметаморфизма, фиксирующимся выходами интрузивных тел, даек и пегматитов верхнепалеозойского возраста (Магиан-Барзангинская зона смятия, приводораздельная зона Туркестанского хребта).

Дискуссионен докембрийский возраст и метаморфических толщ северного склона хребта Северный Нуратау (маджерумская свита) (Пятков, 1969; Огнев и др., 1968), а также района Зирабулак-Зиаэтдинских гор (катармайская свита), из мраморизованных доломитов которой собраны амфиболы и криноидеи среднепалеозойского возраста (Корсаков и др., 1969). Не останавливаясь подробно на данном вопросе, следует отметить, что часто высокая степень метаморфизма в палеозойских толщах региона связана с изменением терригенно-карбонатных отложений палеозоя вдоль крупных разломов. Наличие палеонтологически доказанных докембрийских (рифейских) образований установлено лишь к западу от исследованного района — в Кызылкумах (Абдуллаев и др., 1971) и в осевой части северо-западного окончания хребта Северный Нуратау (Абдуллаев и др., 1972).

Геосинклинальный этап (Pz₁₋₂). Судя по особенностям накопления формаций и развития структуры, геосинклинальный этап можно подразделить на три стадии: I кембрий и ордовик, II нижний силур — нижний лудлов, III верхний лудлов — нижний карбон (фиг. 7).

Первая стадия (Ст—О) характеризуется слабо выраженными дифференциальными движениями, и поэтому часто относилась к платформенному этапу (Синицын, 1960; Кухтиков, 1968; Довжиков и др., 1968). Однако нам представляются более правдоподобными представления В. Г. Гарьковца и др. (1965) о залегании кембро-ордовикских формаций в основании геосинклинального комплекса. Эти формации представлены довольно однообразными карбонатно-терригенными толщами, связанными постепенными переходами с силурийскими типично геосинклинальными осадками и образуют с ними синформные структуры. Нормальных стратиграфических взаимоотношений кембрийских пород, видимая мощность которых достигает 2000 м (верхове р. Янги-Арык, Туркестанский хребет), с докембрийскими (?) не установлено. Вдоль северной и южной границ рассматриваемой геосинклинальной системы среди осадков кембрия встречаются вулканогенные породы (диабазы) и яшмы, а вдоль северной границы Туркестанской зоны, позднее оформившейся в геодантиклиналь, — горизонты седиментационных брекчий. Особо следует отметить вулканогенные породы кислого состава (порфировая формация O₂₋₃), известные в Зирабулакских и Каратюбинских горах, свидетельствующие о существовании уже в это время сиалической коры. При этом кембро-ордовикские отложения сходны по типу с субплатформенными комплексами, хотя и отличаются несколь-



Фиг. 7. Характер вертикальных движений в палеозое центральной части Южного Тянь-Шаня. Составил К. Л. Волочкович (разрез по профилю горы Гузан-Душанбе)

- | | | |
|--|--|---|
| 1 — докембрийское основание; | 4 — комплекс геосинклинальных формаций: а — терригенно-карбонатные, б — вулканогенные; | 6 — морская моласса; |
| 2 — комплекс формаций срединных массивов; | 5 — формации вулканического пояса; | 7 — континентальная моласса; |
| 3 — комплекс формаций геантиклинальных поднятий; | | 8 — вулканогенная моласса; |
| | | 9 — названия структур (см. фиг. 1, стр. 16) |

ко повышенной мощностью, что, по-видимому, обусловлено заложением Южно-Тяньшаньской геосинклинали на жестком основании крата.

В рассматриваемую стадию уже намечается поперечная «трансьяншаньская» зональность, выразившаяся в большем прогибании восточной части региона по сравнению с западной. На западе, в районе Зирабулакских гор и хребта Северный Нура-тау, кембрий маломощен и представлен лишь верхним отделом, а ордовикские осадки всех трех отделов достигают мощности первых сотен метров. На востоке, в бассейне р. Зеравшан, мощность кембрия, представленного здесь всеми отделами, возрастает до 2,5 км, а мощность ордовика существенно не меняется.

Вторая стадия ($S_{1ln}-S_{2ld1}$) характеризуется интенсивным повсеместным погружением при усилившейся дифференци-

ции движений. Выделяются три основные разнофациальные зоны: северная, проходящая вдоль границы геосинклинальной системы с Курамино-Ферганским массивом; центральная, располагающаяся к югу от нее вплоть до современного подножья Зеравшанского хребта, и южная, занимающая площадь Зеравшанского и Гиссарского хребтов. В северной зоне, оформившейся в Южно-Ферганский эвгеосинклинальный прогиб, накапливались вулканогенно-терригенные толщи мощностью до 1500 м, содержащие прослойки яшм и диабазов; в центральной — песчано-глинистые образования мощностью до 2,5—3 км; в южной — карбонатные и терригенно-карбонатные осадки мощностью до 2,0 км. Судя по этой зональности, можно заключить, что основным источником обломочного материала являлась область Курамино-Ферганского массива. Прогибание в северной и центральной зонах почти полностью компенсировалось осадками, о чем свидетельствует наличие среди них мелководных углисто-глинистых шлировых и пестроцветных фаций и постоянное присутствие граптолитовой фауны, почти не известной к югу от этого района и широко развивающейся (Мирошников, 1956 и др.) в прибрежных частях бассейнов. На фоне общего прогибания в центральной зоне — в районе современных Зирабулакских гор и Туркестанского хребта выделяется система относительно поднятых блоков, слившихся впоследствии в крупную Туркестанскую геоантиклиналь. Появление здесь в это время порфировых формаций (O_3-S_1ln ; S_1ln) свидетельствует о нахождении в данном месте сиалической коры. Вдоль тектонических границ перечисленных зон формируются пояса даек основного состава (Шахристанский и Северо-Нуратинский), накапливаются отложения «дикого флиша». Расположенный к югу от геосинклинальной системы Байсунский древний массив в данную стадию сохранял приподнятое стабильное положение, не являясь поставщиком значительного количества обломочного материала. Наряду с отчетливой продольной зональностью довольно ясно проступает поперечная. Так в западной части геосинклинальной системы (Каракчатау, Зирабулакские и Каратюбинские горы) более интенсивно формируется сиалическая кора и растут поднятия, сопровождавшиеся накоплением порфировых формаций (O_3-S_1ln), а в восточной — более интенсивно протекают вулканические процессы фемического профиля.

Третья стадия ($S_2ld_2-C_1$) характеризуется окончательным обособлением (в верхнем лудлове) Туркестанской и Даравтской геоантиклиналей, разделивших геосинклинальную систему на две части. К северу от них обособился Нуратай-Матчайский миогеосинклинальный прогиб, где накапливались преимущественно карбонатные, в том числе рифовые формации мощностью до 6000 м, а к югу — Зеравшано-Гиссарский прогиб того же типа, в котором отлагались карбонатные и терригенно-карбонатные толщи мощностью 4000—5000 м. Вдоль южной границы геосинклинальной системы, начиная, по-видимому, с силура, формируется

краевая Гиссарская геоантиклиналь. Кроме вышеназванных структур возникают антиклинальные поднятия, непостоянные во времени, незначительные по размерам, но все же фиксирующиеся по изменению фаций (формаций). В верхнем лудлове обособливается Сулюктино-Чаувайское, в нижнем девоне — Хайдарканское, с верхнего девона — Северо-Нуратинское антиклинальные поднятия. В пределах геоантиклиналей и антиклинальных поднятий накапливаются небольшой мощности карбонатно-терригенные, терригенные (шлировые), местами молассовидные формации. Геоантиклинали отличались более стабильным режимом развития, чем антиклинальные поднятия. Рост данных структур шел на фоне продолжающегося общего прогибания территории в условиях сравнительно спокойных тектонических движений. О последних свидетельствует преобладающий карбонатный разрез формаций во всех геосинклинальных прогибах, незначительная роль грубообломочного материала в осадках и слабо проявленные процессы вулканизма. Вулканогенные формации в эту стадию, как и в предыдущую, преимущественно развивались вдоль северной границы геосинклинальной системы (Южно-Ферганский прогиб), где представлены толщами основного (диабазового) состава ($S_{11n}-D_2$). В меньшей мере вулканогенные образования встречаются в Дараутской слабо магматической геоантиклинали и в восточной части Зеравшано-Гиссарской миеосинклинали, где представлены эффузивами среднего и кислого составов ($S-D$). Курамино-Ферганский и Байсунский массивы до нижнекаменноугольной эпохи, как и геоантиклинали, характеризовались стабильным режимом. В их пределах накапливались лишь мало мощные карбонатные верхнесилурийские и девонские осадки.

Основной источник сноса материала в это время — внутригеосинклинальные поднятия. В западную часть района с юга привносился олигомиктовый кварц-полевошпатовый обломочный материал (толщи кварцевых конгломератов и песчаников в нижневерхнесилурийских осадках Зирабулакских гор). Активизация тектонической деятельности в нижнем карбоне привела к интенсификации вулканических процессов в Южно-Ферганской зоне вдоль северной границы геосинклинальной системы и заложению Южно-Гиссарского вулканического пояса по южной границе системы, захватившего южное крыло Гиссарской геоантиклинали. Вулканическая активизация обусловила накопление почти на всей территории геосинклинальной системы кремнистых формаций, максимальное развитие которых приходится на намюр-башкирское время. Наряду с этим, в восточной части региона усилились импульсы нисходящих движений, обусловившие накопление довольно мощных нижнекаменноугольных толщ карбонатных осадков на антиклинальных поднятиях и склонах геоантиклиналей. Одновременно с продольной тектонической зональностью в данную стадию продолжает существовать поперечная. На западе (Зирабулакские, Северо-Нуратинские горы) в пределах относи-

тельно поднятого блока геосинклинальные прогибы выполаживаются, а на геoантиклиналях, начиная с верхнего девона, образуются орогенные молассовидные и порфиновые формации.

Незначительная по масштабам магматическая интрузивная деятельность проявилась в эту стадию в формировании комплекса девонских (?) гранитоидов (на Байсунском массиве) и нижнекаменноугольных основных и ультраосновных пород вдоль северной и южной границы геосинклинальной системы (Южно-Ферганский и Гиссарский гипербазитовые пояса).

Эпигеосинклинальный орогенный этап ($C_2b-P_2-T_1$). Орогенный этап охватывает весь верхний палеозой от начала среднего карбона до нижнего триаса включительно. Он характеризуется: а) общим воздыманием региона, б) интеграцией его структур, сформированных в геосинклинальную стадию, в) общей перестройкой структурного плана за счет этой интеграции при одновременной преобладающей унаследованности тектоническими процессами плана и знака движений. Так, за счет интеграции структур все геoантиклинали объединились с окружающими их геосинклинальными прогибами, образовав Кульджуктау-Алайское сводово-глыбовое поднятие, ориентированное согласно со структурами геосинклинального этапа. В пределах этого поднятия формировались узкие локальные прогибы, иногда пересекающие ранее существовавшие геосинклинальные структуры, но унаследовавшие общий их план и связанные, в основном, с зонами древних разломов. Наиболее крупные области прогибания за пределами сводово-глыбового поднятия приурочены к срединным массивам, что подчеркивает унаследованность движений в пространстве при инверсии знака движений во времени. Наиболее унаследованно развиваются зоны шовных структур, движения вдоль которых сохранили и знак, и интенсивность, и общий план. Унаследованность движений проявлена и по отношению к поперечным структурам.

Переход от геосинклинального этапа к эпигеосинклинальному орогенному довольно быстрый, но нерезкий и длился с башкирского до нижнемосковского века среднего карбона, захватывая постепенно все геосинклинальные структуры, начиная с «положительных» и кончая «отрицательными». Этот этап фиксируется не проявлением так называемой главной фазы складчатости, как это обычно считается, а накоплением молассовых формаций. Последние ранее всего (с C_2b) начали образовываться в пределах Байсунского срединного массива и по периферии Северо-Нуралинского антиклинального поднятия, расположенного в пределах западного «положительного» поперечного блока. Затем этот процесс распространился на другие структуры, с запозданием охватив районы восточного «отрицательного» поперечного блока. Таким образом, влияние древних трансъаньшаньских поперечных структур в эпигеосинклинальном этапе ощущается достаточно сильно. В начале этапа (башкирское — нижнемосковское время)

формируется морская моласса. В это время еще существуют отдельные узкие шовные прогибы (Сурметашский и Южногиссарский), сохранявшие условия геосинклинального осадконакопления с образованием флишoidных толщ. С начала верхнемосковского века вся территория региона была охвачена эпигеосинклинальным орогенным процессом и с этого же времени в составе молассового комплекса появляется большое количество грубообломочного (валунно-глыбового) материала, а морская моласса на значительной площади сменяется континентальной, сохраняясь лишь в пределах Зеравшано-Гиссарской зоны и по северному краю Байсунского массива. Тем самым рубеж ниже- и верхнемосковских веков среднего карбона соответствует интенсивной активизации орогенных движений в регионе.

Следующая активизация тектонических движений совпадает примерно с концом верхнего карбона, когда большая часть территории обособилась в Кульджуктау-Алайское, интенсивно размывающееся сводово-глыбовое поднятие, включившее в свой состав все геоантиклинали и миогеосинклинали. К югу и северу от него, на месте Байсунского и Курамино-Ферганского массивов образуются глубокие (более 3 км) Южно-Таджикская и Карачатырская впадины, возможны рамповые впадины. По северной границе Байсунского массива, а также северной границе бывших Туркестанской и Дараутской геоантиклиналей продолжают развиваться шовные Южно-Гиссарский и Сурметашский прогибы глубиной более 4 км, унаследующие формы и знак движения от геосинклинального этапа. В нижнепермское время продолжают прогибаться лишь зоны шовных структур (Сурметашский и Южно-Гиссарский прогибы) и Карачатырская и Южно-Таджикская впадины. На рубеже нижней и верхней перми все эти структуры замыкаются почти полностью и верхнепермские образования накапливались лишь в отдельных участках Карачатырской и Южно-Таджикской впадин и в шовном Южно-Гиссарском прогибе.

Наиболее интенсивные складкообразующие движения, рассматриваемые некоторыми исследователями (Кухтиков, 1968 и др.) в качестве «главных фаз складчатости», отмечаются на границах среднего и верхнего карбона и верхнего карбона — перми, что несколько не соответствует «формационным» рубежам. В верхнемосковское (?) время этим движениям предшествует процесс формирования «доскладчатых надвигов» (Поршняков, 1968; Буртман, 1968). Вулканическая активность в орогенном этапе проявилась незначительно. Вулканогенная моласса основного и среднего состава обычно приурочена к шовным зонам и крупным разломам, вне зависимости от секущих ими типов геосинклинальных структур. Вулканогенная моласса кислого состава распространена главным образом на срединных массивах. Отличительной особенностью орогенного этапа является чрезвычайно интенсивный интрузивный магматизм гранитоидного ряда. Выделяются три интрузивные провинции: Туркестано-Алай-

ская, сложенная, в основном, пермским интрузивным комплексом щелочноземельных гранитоидов и пермско-нижнетриасовым (?) комплексом щелочных пород; Южно-Гиссарская и Кызылкумская, соответственно, на юге и западе, сложенные главным образом гранитоидами верхнекаменноугольного возраста. Наиболее интенсивно интрузивный магматизм проявился в зонах, где входящие движения орогенного этапа наложились на положительные структуры геосинклиального периода. Наибольшей «гранитизации» подверглась западная часть региона, совпадающая с «положительным» поперечным блоком, а также Туркестанская и краевая Гиссарская геоантиклинали.

Транстаньшаньская поперечная зональность в рассматриваемом этапе сохраняется. Так в западном, более поднятом блоке раньше начинается орогенный процесс; здесь почти неизвестны межгорные котловины, а мощность молассовых отложений в них ничтожна (первые сотни метров). Кроме того, в пределах этого блока развиты наиболее ранние средне-верхнекаменноугольные гранитоидные комплексы.

Платформенный и орогенный эпиплатформенный этапы (Mz—Kz). К концу орогенного развития в пределах региона сформировалась пенепленизированная равнина (Синицын, 1960), и мезокайнозойские (T₃—Pg) платформенные отложения чехлом перекрывают более древние складчатые комплексы. С плиоцен-нижнечетвертичного времени (Диккенштейн и др., 1970), а по другим данным с среднего олигоцена (Зуннуов, 1970) регион вовлекается в эпиплатформенный орогенез. Амплитуда вертикального перемещения отдельных блоков в это время достигает 18 км (центр Ферганской депрессии—осевые части Туркестанского хребта). Тектонические движения в этот период примерно повторяют движения орогенного эпигеосинклиального этапа. Так высокогорные районы тяготеют к ранее существовавшему Кульджуктау-Алайскому своду, депрессии—к крупным межгорным впадинам. Блоковая зональность выражена плохо и проявлена лишь в виде системы «транстаньшаньских» альпийских разломов (Резвой, 1965). Знак движений поперечных блоков при этом оказывается иным и «положительный» блок в этап эпиплатформенного орогенеза располагается гипсометрически ниже «отрицательного». Интересно отметить, что южная граница Ферганской депрессии в начале эпиплатформенного орогенеза совпадала не с границей Карачатырской эпигеосинклиальной впадины, а с более древним линеаментом—южной границей Южно-Ферганской эвгеосинклинали, что следует из данных В. Н. Вебера (1934) о постепенной миграции речных дельт от Туркестанского хребта в сторону Ферганы и о росте гор Катрантау уже после формирования этих дельт. Данное обстоятельство имеет немаловажное значение, так как фиксирует положение альпийских разломов, возможно игравших определенную роль в размещении сурьмяно-ртутных месторождений.

Выводы

Основные закономерности геологической эволюции региона сводятся к следующему.

Эволюция структур. Рассмотренные структуры можно подразделить на: а) структуры, чуждые Южно-Тяньшаньской системе, но оказывающие на нее определенное воздействие (поперечные транс Тяньшаньские блоки); б) структуры самой Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы; в) структуры, чуждые Южно-Тяньшаньской системе, но испытывающие на себе ее влияние (Курамино-Ферганский и Байсунский срединные массивы).

Поперечные блоки характеризуются на протяжении всего геосинклинального и эпигеосинклинального развития примерным постоянством границ и знака движений; инверсия их движений отмечается лишь в этап эпиплатформенного орогенеза. Блоки наклонены на восток, что предопределяет погружение в этом направлении всех элементов геосинклинальной системы.

В развитии структуры Южно-Тяньшаньской системы выделяются: догеосинклинальный стабильный (?) этап (Pt); геосинклинальный этап (Pz_{1-2}) усиливающейся дифференциации на фоне общего погружения; срогенный эпигеосинклинальный этап ($Pz_3 - T_1$ (?)) возрастающей интеграции на фоне общего воздымания; платформенный этап ($Mz - N_1$) стабилизации; эпиплатформенный орогенный этап ($N_2 - Q$) дифференциации на фоне общего воздымания. По режиму развития выделяются более стабильные зоны (как положительные, так и отрицательные) и динамичные зоны с высоким градиентом мощности и формаций и повышенной магматической активностью, располагающиеся по границам крупных структур. Процесс геосинклинального осадконакопления был в них наиболее продолжителен.

В геосинклинальной структуре Южного Тянь-Шаня видна симметрия. Ее осевая зона представлена миеосинклиналью, разделенной на две части амагматичной геоантиклиналью. Вдоль краев системы развиваются вулканогенные зоны — на севере эвгеосинклиналь с цепочкой антиклинальных поднятий, на юге — слабо магматичная геоантиклиналь, осложненная вулканическим поясом.

В строении отдельных геосинклинальных структур видна асимметрия. Геоантиклинали и антиклинальные поднятия обладают более крутыми северными крыльями, с которыми сопряжены наиболее крупные разломы и зоны шовных структур. Подобная «архитектура» структурных элементов, видимо, обусловлена их горстобразно-блоковым строением с закономерным наклоном поверхностей блоков на юг. Интересно, что такое наклонно-блоковое строение отмечается и в отложениях мезокайнозоя Байсунского срединного массива; блоки закономерно наклонены здесь на запад от Памирского орогена к центру депрессии. Геоантиклинальные поднятия начали формироваться ранее всего в

западной части региона, совпадающей с наиболее поднятым поперечным блоком, где они достигают максимальной ширины. К востоку поднятия суживаются и по простиранию переходят из амагматических в слабо магматичные геоантиклинали. В этом же направлении повышаются тектоническая и вулканическая активности и в геосинклинальных прогибах.

В крайней восточной части района сочленяются три геоантиклинали и выклинивается миогеосинклинальный прогиб, здесь же к Южно-Тяньшаньской системе весьма близко подходят структуры Памира, что предопределяет повышенную тектоническую активность данного структурного узла.

Структуры, чуждые Алай-Кокшаальской геосинклинальной системе (срединные массивы), остаются стабильными в геосинклинальном этапе и активизируются в орогенном. При этом они начинают интенсивно погружаться и по их границам отмечается усиление магматической активности.

Для структур эпигеосинклинального этапа характерно совпадение в пространстве орогенного сводово-глыбового поднятия с контурами геосинклинальной системы в целом; зон эпигеосинклинального прогибания — с расположенными по периферии системы срединными массивами, а также с краевым вулканическим поясом и частично с эвгеосинклинальностью. Шовные эпигеосинклинальные прогибы совпадают с более древними зонами шовных структур.

Основная тенденция в развитии геосинклинальных и эпигеосинклинальных структур — унаследованность молодыми образованиями плана и знака движений от более древних. Явление «инверсии» (частной инверсии) имеет подчиненное значение, если не считать общей инверсии знака движений при смене геосинклинального этапа орогенным эпигеосинклинальным.

Складкообразующие движения и «фазы складчатости». В последнее время разрабатывается ряд гипотез о формах и проявлении складчатости в Тянь-Шане и о ее связи с формированием положительных структур. А. Е. Довжиков (1971) считает, например, что процессы инверсии и формирования складчатой структуры неразрывно связаны друг с другом и только инверсия превращает прогиб в устойчивое складчатое поднятие, которое в течение данного геосинклинального периода развития уже никогда не подвергается прогибанию. М. М. Кухтиков (1968) также полагает, что процесс замыкания каждой структурно-фациальной зоны геосинклинали связан со складчатостью. Однако известный нам фактический материал свидетельствует о том, что формирование поднятий (геоантиклиналей) и складкообразование могут быть разорваны во времени. Кроме того, не устанавливается связь процесса интенсивного складкообразования с началом орогенного этапа, фиксирующегося появлением первых моласс.

Этот вывод основан на том, что большинство исследователей не устанавливает в пределах рассматриваемого региона крупных фаз складчатости в нижнем и среднем палеозое, что видно из наблюдаемой конформности ниже-, средне- и даже верхнепалеозойских структур. В частности, в Туркестанской геоантиклинали, обособившейся как поднятие еще в верхнем силуре, известны конформно залегающие геоантиклинальные толщи силура — нижнего карбона. Не отмечено и резкое изменение структурного плана геоантиклинальных комплексов по сравнению с геосинклинальными и в других рассмотренных выше поднятиях. Крупные фазы складкообразующих движений, фиксирующиеся угловыми несогласиями, отмечаются лишь в конце палеозоя на границе турне и визе, башкирского и на-мюрского веков; среднего и верхнего карбона, верхнего карбона и перми; верхней и нижней перми. Все эти фазы, однако, редко сопровождаются изменением состава осадочных формаций на значительных площадях, что, видимо, обусловлено локальным развитием складкообразующих движений, главным образом на границах двух различно развивающихся тектонических блоков; в пределах одного и того же блока складчатость различна по форме и напряженности, усиливаясь вдоль его границ. Наиболее интенсивные складкообразующие движения протекали в орогенном этапе после начала формирования морских моласс. Таким образом, не фаза складчатости предопределяет замыкание структуры или формирование поднятия, а сама складчатость является следствием более общего процесса. В связи с этим термин «главная фаза складчатости», в нашем понимании, отвечает не процессу складкообразования вообще, а резкому изменению тектонического режима в пределах всей геосинклинальной системы при смене геосинклинального этапа развития на орогенный эпигеосинклинальный¹.

Эволюция магматизма. Главные эпохи эффузивного магматизма приурочены к началу (кембрий — нижний силур) и заключительной стадии (нижний — средний карбон) геосинклинального этапа, а также к заключительной стадии (верхний карбон — пермь) эпигеосинклинального этапа. В пространстве процессы вулканизма наиболее интенсивно проявлены в эвгеосинклинальном прогибе и вдоль наиболее крупных разломов, среди которых наибольшее значение имеет Южно-Гиссарский вулканический пояс. Отмечается также увеличение вулканической активности с запада на восток по направлению к Алайскому хребту. Состав эффузивных образований меняется во времени от более основных к более кислым, отмечается и дифференциация вулканогенных образований в зависимости от положения в структуре. Так на геоантиклинальных поднятиях преимущественно развиты кислые (порфировые) формации, по-

¹ Такое представление о главной складчатости развивал еще в 1960 г. Н. П. Херасков (Херасков, 1963).

являющиеся в их пределах уже в нижнем палеозое; аналогичные формации отмечаются и на срединном массиве. В геосинклинальных прогибах более распространены диабазовые формации, в зонах же шовных структур часто встречаются контрастные формации диабаз-дацитового и липаритового составов.

По характеру и времени проявления интрузивного магматизма выделяются три интрузивные провинции: Туркестано-Алайская, Южно-Гиссарская и Кызылкумская. Во всех трех провинциях основная масса интрузивных образований сформировалась в орогенный эпигеосинклинальный этап развития. Преобладают «коровые» гранитоиды умеренной основности. Для всех интрузивных образований отмечаются резкие секущие контакты с вмещающими толщами и отсутствие краевых гнейсов в эндоконтактах, что свидетельствует о постскладчатом характере их внедрения. Для магматических образований батолитового этапа в регионе характерно понижение основности пород от гранодиорит-диоритов к лейкократовым гранитам (от древних фаз к более молодым). Среди группы гранитоидов в регионе обособляется ассоциация щелочных (субщелочных) пород пермо-триаса. Щелочные породы, как и известные здесь ультраосновные интрузии, имеют транспроvincialный характер, встречаясь в различных интрузивных провинциях: щелочные — в Кызылкумской и, главным образом в Туркестано-Алайской, а ультраосновные — во всех трех провинциях.

Комплекс ультраосновных и основных пород (C_{1-2}) формировался в геосинклинальном этапе. Пространственно он тяготеет к периферическим частям Южно-Тяньшаньской геосинклинальной системы, совпадая с зонами глубинных разломов, и парагенетически связан с вулканогенными поясами. Породы комплекса генетически связаны с подкоровыми источниками. Почти все орогенные интрузии гранитоидов сосредоточены в Кульджуктау-Алайском сводово-глыбовом орогенном поднятии; зоны крупных орогенных впадин почти не затронуты процессами интрузивного магматизма; в шовных прогибах встречается пестрая по составу, но незначительная по объему масса интрузивных пород. В последних двух случаях интрузии, как правило, сформировались после замыкания прогибов. Наиболее интенсивно процессы интрузивного магматизма развивались вдоль южной границы Южно-Тяньшаньской складчатой области, а также в западном «положительном» поперечном блоке. Северная и северо-восточная части сводово-глыбового поднятия затронуты интрузивным магматизмом в меньшей степени, что предопределило и наиболее общую здесь металлогеническую зональность. Магматические образования, подразделяющиеся на три интрузивные провинции, формировались не одновременно. Батолитовый этап в Южно-Гиссарской интрузивной провинции относится к средне- и верхнекаменноугольному времени, в Кызылкумской — к верх-

некаменноугольному и в Туркестано-Алайской — к пермскому времени, что, примерно, соответствует той последовательности, в которой разворачивался орогенный процесс (вначале на западе, затем на востоке). Интрузивные комплексы Кызылкумской и Южно-Гиссарской провинций внедрялись в эпоху оживления или еще не полной консолидации геосинклинальных структур, так как их размещение подчинено субширотному простиранию этих структур. Наиболее молодые пермские комплексы Туркестано-Алайской провинции, как и пермо-триасовые щелочные породы, в значительной мере секут субширотные геосинклинальные структуры, что особенно видно на примере щелочных образований, прослеживающихся в северо-восточном направлении в виде пояса шириной 80—100 км. Возможно, щелочные породы связаны с глубинными поперечными структурами. Об этом, в частности, свидетельствует и тот факт, что крайний западный выход щелочного массива (Искандеркульский), удаленный на сотни километров от основного района распространения пород аналогичного состава, расположен на продолжении простирания поперечной Сурхантауской структуры.

На состав и размещение интрузий влияют не только близкие им по возрасту структуры, но и возникшие задолго до процесса магмообразования. Связь магматических комплексов с синхронными им эпигеосинклинальными структурами слишком обща в силу слабой дифференциации орогенных структур, занимающих большие площади. Связь тех же интрузивных комплексов с более древними геосинклинальными структурами более конкретна в силу их более выраженной дифференцированности.

Отмечаются следующие закономерности в размещении магматических образований по отношению к более древним, чем интрузии, структурам (фиг. 6): 1) основная масса интрузий сосредоточена в геоантиклиналях и антиклинальных поднятиях; 2) в относительно стабильных зонах геоантиклиналей интрузивные комплексы имеют более простое строение; 3) в зонах шовных структур большое значение приобретают интрузии повышенной основности (диориты, габбро), наряду с которыми развиты аляскитовые граниты и щелочные породы; подобная «контрастность» свойственна, как мы уже отмечали, и эффузивным породам в пределах этих же зон; 4) комплекс щелочных пород весьма чутко реагирует на степень мобильности древних структур, и в пределах весьма подвижных шовных зон они более разнообразны по составу (нефелиновые и щелочные сиениты, граносиениты, субщелочные граниты, монациты). В более стабильных зонах — будь то геоантиклиналь или геосинклиналь — интрузии более просты и представлены главным образом сиенитами. В отличие от геосинклинальных зон в геоантиклиналях преобладают разности более кислого состава (щелочно-земельные граниты); в эвгеосинклиналях гранитоидный магматизм проявлен незначительно.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Начало систематического изучения металлогении Тянь-Шаня было положено в 30-х—40-х годах работами Б. Н. Наследова, А. Е. Ферсмана, В. И. Попова, Д. И. Щербакова, Д. В. Никитина, А. Ф. Соседко, Н. А. Смолянинова.

Позднее большое значение в развитии представлений о магматизме и эндогенной металлогении имели работы В. И. Смирнова, Х. М. Абдуллаева, Р. Б. Баратова, Е. Д. Карповой, К. Л. Бабаева, В. Г. Гарьковца, В. П. Федорчука, И. М. Исамухамедова, Е. Н. Горецкой, И. Х. Хамрабаева, Х. Н. Баймухамедова, К. И. Литвиненко, Р. Р. Исанова и др. Определенным итогом многолетних металлогенических исследований явилось 5-е Всесоюзное металлогеническое совещание (Металлогения Тянь-Шаня, 1968), на котором выявились основные существующие теоретические направления в региональном металлогеническом анализе, а также различия во взглядах геологов по его отдельным проблемам. Большинство исследователей придерживалось представлений Ю. А. Билибина о постоянстве связей определенных типов месторождений с определенным этапом развития подвижного пояса; другие — представлений о внегеосинклинальном образовании главной массы промышленно важных месторождений, связывая их происхождение с процессом «автономного» формирования складчато-глыбовых орогенных областей (Е. Д. Карпова), третьи — придавали основное значение поперечным рудоконцентрирующим структурам (И. Н. Томсон, М. А. Фаворская) или зонам глубинных краевых разломов (И. М. Голованов и др.); четвертые — за основу металлогенического районирования брали тип тектонических структур (К. Л. Волочкович, отчасти В. А. Арапов, А. К. Бухарин, В. Г. Гарьковец и др.); пятые — тип коры (океанический, промежуточный, орогенный), на котором развилась глубинная подвижная зона (Г. Н. Щерба) или тип фундамента и состав перекрывающих его осадков (Ф. И. Вольфсон, И. Е. Сморгков) и т. д. При этом все исследователи в той или иной мере подчеркивали большое значение для рудообразования особенностей истории развития региональной структуры, вмещающей металлогеническую зону.

Проведенный нами анализ размещения эндогенной минерализации в пределах центральной части Южного Тянь-Шаня показал, что для локализации оруденения того или иного геохимического профиля (литофильного, халькофильного) наибольшее значение имеет тип региональных структур, входящих в состав складчатой системы, отражающих в той или иной мере строение земной коры в каждом конкретном районе. Данный вывод подтверждает ранее высказанные в этом же плане мысли С. С. Смирнова (1946), В. И. Смирнова (1961, 1962), Н. П. Хераскова (1958), Г. А. Твалчрелидзе (1960, 1966, 1972), Г. Н. Щербы (1970) и согласуется с результатами наших прежних исследований по ряду районов Центрально-Азиатского пояса (Волочкович, 1960, 1967, 1968; Волочкович и др., 1971).

Основные закономерности размещения различных металлогенических зон в пределах рассматриваемого региона были отмечены ранее Е. Д. Карповой (1959, 1960), В. И. Смирновым (1961, 1962), К. Л. Бабаевым (1964) и др.

Наши выводы наиболее близки к взглядам В. И. Смирнова, в связи с чем рассмотрим их подробнее. В пределах Южного Тянь-Шаня В. И. Смирнов выделял внутреннюю зону раннего поднятия с пегматитовым и грейзеновым редкометальным оруденением и периферические геосинклинальные зоны (Туркестано-Алай-Нуратинскую и Зеравшано-Гиссарскую) со смешанным оруденением, в которых наряду со скарнами, пегматитами и грейзенами, несущими мышьяк, вольфрам, олово, молибден и некоторые редкие элементы, широко развита сурьмяно-ртутная и свинцово-цинковая минерализация. Помимо этих зон выделялись внешние области геосинклинальной рамы, где преобладали месторождения свинца, цинка, меди, висмута и мышьяка.

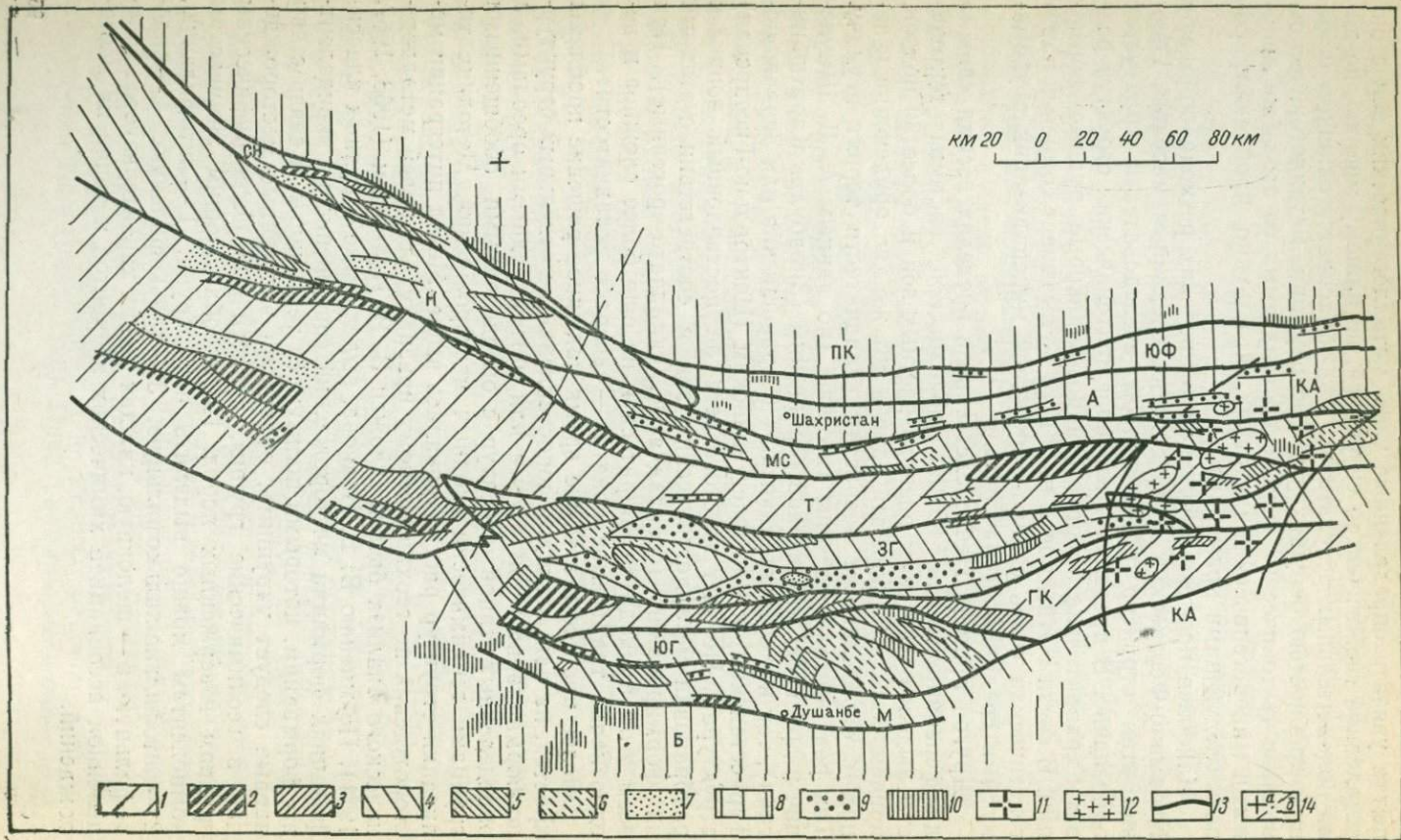
Проведенные за последние годы многочисленные металлогенические исследования по-прежнему лишь уточняли и детализировали эту основную схему. При этом, как уже отмечалось, выделялся Южно-Тяньшаньский (Гарьковец и др., 1968) или Букантау-Зеравшано-Гиссарский (Баймухамедов и др., 1968) металлогенический пояс, расположенный непосредственно на территории Южно-Тяньшаньской складчатой зоны (ведущие элементы Au, W, Hg, Sb, Sn и другие металлы) и обрамляющие его с юга и севера, соответственно, Байсунская и Писталитау-Карачатырская металлогенические зоны (Бабаев и др., 1968; Гарьковец и др., 1968 и др.), характеризующиеся в первом случае колчеданно-полиметаллическим и в меньшей степени медно-золоторудным оруденением, а во втором — телетермальным свинцово-цинковым. В пределах этих наиболее крупных структурно-металлогенических единиц в настоящее время различными исследователями выделяется более 10 металлогенических зон, подзон, рудных поясов, рудоносных зон, рудных районов и т. д. (Металлогения Тянь-Шаня, 1968). Предпринимавшиеся ранее по-

пытки увязать определенные типы металлогенических зон с определенной геологической ситуацией, по нашему мнению, не дали положительных результатов. Это объясняется слишком большой дробностью берущихся за основу при металлогеническом анализе тектонических схем, сопоставляемых со столь же дробными минерагеническими картами, что можно проиллюстрировать следующими примерами.

Наиболее простым строением в пределах региона обладают Курамино-Ферганский и Байсунский срединные массивы. Генезис этих структур большинством исследователей трактуется однозначно. В пределах этих типов тектонических структур развиты сравнительно простые свинцово-цинковые рудные формации. В связи с этим почти ни у кого не вызывает сомнений парагенетическая связь свинцово-цинковой минерализации с упомянутыми срединными массивами.

Другой пример. Непосредственно в пределах весьма сложно дифференцированной Южно-Тяньшаньской системы тектонисты выделяют до семи разновозрастных зон и более 30 подзон, причем попытки привязать один и тот же тип оруденения к зонам с определенным возрастом складчатости терпят неудачу. Так редкометальные зоны тяготеют (по данным А. Д. Шмулевич и др., 1971) как к раннегерцинским (Зирабулак-Каратюбинская), так и к среднегерцинским (Зеравшанская или Зеравшано-Туркестанская) и к позднегерцинским (Центрально-Гиссарская) структурам. Не дает ясного ответа на поставленный вопрос и разбраковка металлогенических зон в соответствии с этапами их формирования (соскладчатые, складчато-орогенные). При всем этом приходится опираться и на еще более сложное и неоднозначно трактуемое понятие — «возраст складчатости».

Более простое и в то же время надежное решение проблемы кроется, на наш взгляд, в сопоставлении не отдельных структурно-формационных зон с теми или иными рудными ореолами, а определенных типов структур с определенными обобщенными группами геохимически сходных месторождений. Методика типизации структур рассматривалась выше. Метод интеграции месторождений по геохимическому признаку для целей металлогенического анализа был предложен В. В. Ивановым (1963, 1967, 1971). По мнению В. В. Иванова, выделяемые в рудных классификациях формации месторождений совершенно не эквивалентны формациям, которыми пользуются тектонисты, в связи с чем первые следует укрупнить, объединяя эндогенные месторождения в геохимические группы, аналогичные петрографическим группам изверженных пород. По преобладающим химическим компонентам можно выделить пять групп: 1 — литофильную, 2 — литофильно-халькофильную, 3 — халькофильную, 4 — сидерофильную, 5 — щелочную; каждая из них характеризуется определенной ассоциацией химических элементов и типов их месторождений.



Фиг. 8. Металлогеническая зональность Центральной части Южного Тянь-Шаня (составил К. Л. Волочкович, 1971)

- 1 — Литофильные металлогенические зоны (1-3); Т — Туркестанская, ГК — Гиссаро-Карагетгинская);
 2 — район с оловянной и акцессорной танталовой и прочей редкометальной минерализацией в пегматитах и гидротермалитах;
 3 — оловянно-вольфрамовая и вольфрамовая минерализация;
 4 — литофильно-халькофильные металлогенические зоны (4-7); ЮГ — Южно-Гиссарская, Н — Нурагинская, СН — Северо-Нурагинская, ЗГ — Зеравшанская, МС — Мальгузар-Сурметашская, М — Мечетлинская);
 5 — молибдено-вольфрамовая и молибденовая минерализация;
 6 — мышьяковая и флюоритовая минерализация;
 7 — золоторудная минерализация;
 8 — халькофильные металлогенические зоны (8-10); ПК — Писталтау-Карацарская, А — Алайская, ЮФ — Южно-Ферганская, Б — Байсууская;
 9 — сурьмяно-ртутная минерализация;
 10 — свинцово-цинковая и колчеданно-полиметаллическая минерализация;
 11 — щелочная металлогеническая зона (КА — Карагетгин-Алайская);
 12 — редкоземельная, циркониевая и ниобиевая минерализация в альбититах и карбонатитах;
 13 — границы металлогенических зон, совпадающие с тектоническими (см. тектоническую схему, фиг. 1, стр. 16);
 14 — поперечные трансшаньские блоки и разграничивающий их линеймент (а — «положительный», б — «отрицательный»)

К месторождениям первой группы относятся гранитные пегматиты, редкометальные грейзены, альбититы и кварцевые жилы с оловом, вольфрамом, бериллом, литием и другими редкими элементами; вторая группа представлена касситерит-сульфидными, вольфрамит-сульфидными, молибденит-полиметаллическими, золото-сульфидными, редкометально-флюорит-полиметаллическими месторождениями; третья — карбонат- и барит-полиметаллическими, некоторыми кобальт-никелевыми, сурьмяно-ртутными и другими месторождениями; четвертая — медно-никелевыми, железорудными и некоторыми медноколчеданными месторождениями; пятая — щелочными пегматитами, лопаритовыми, уртитовыми, карбонатитовыми и другими месторождениями редких земель, ниобия, циркония и других элементов. На карте (фиг. 8) мы попытались отразить эту систематику и связать определенные типы региональных структур с теми или иными геохимическими группами полезных ископаемых.

Изучение пространственного размещения минерализации в пределах Южно-Тяньшаньской складчатой области показало, что следует выделять три объективно существующие типа закономерностей:

закономерности регионально-геологические, определяющие связь металлогенических зон с крупными региональными структурами подвижного пояса и с этапами его развития;

закономерности формационные, определяющие связь рудопроявлений с определенными магматическими комплексами и их фациями; закономерности структурные, рассматривающие связь магматических формаций и рудопроявлений с

локальными структурными элементами. В своих исследованиях основное внимание мы уделяли закономерностям первых двух типов. Наиболее благоприятное сочетание этих закономерностей обуславливает формирование металлогенических зон того или иного геохимического профиля.

Регионально-геологические закономерности

Геохимическая специализация Южно-Тяньшаньской складчатой системы. Выше было показано, что Южно-Тяньшаньская геосинклинальная система вероятнее всего заложилась на коре континентального типа с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем, что, очевидно, и обусловило широкое развитие гранитоидных формаций, составляющих, по данным К. Л. Бабаева (1971), 94% общей площади, занятой магматическими комплексами. Обилие кислых интрузивных пород определило преобладающий литофильный геохимический профиль региона и формирование в его пределах Южно-Тяньшаньского металлогенического пояса (по В. Г. Гарьковцу и др., 1968), металлогенический облик которого определяют вольфрам, олово, а также золото и некоторые редкие элементы. Значительную роль в металлогении региона играет ртутная минерализация, тяготеющая к зонам нарушения сплошности «гранитно-метаморфического» слоя.

Основная эпоха эндогенного рудоотложения. Подавляющее большинство исследователей связывают основную массу эндогенных месторождений Южно-Тяньшаньской системы с верхнепалеозойским комплексом гранитоидов, формировавшимся, по нашим представлениям, в средние и заключительные периоды орогенного эпигеосинклинального этапа, соответственно являющегося наиболее продуктивным. Детальные исследования процесса редкометалльного рудообразования позволили нам выделить три времени активного рудоотложения: 1) время формирования комплекса (фазы) лейкократовых гранитов верхнекаменноугольного возраста в Кызылкумской и Южно-Гиссарской интрузивной провинциях; 2) период формирования комплекса (фазы?) мелкозернистых гранитов пермо-триасового (?) возраста Туркестано-Алайской интрузивной провинции; 3) период формирования комплекса щелочных пород пермо-триаса.

Группа скарновых и гидротермальных оловянно-вольфрамовых, вольфрам-молибденовых и прочих месторождений, согласно данным различных геологов, ассоциируют с интрузиями гранитоидов как средне-, так и верхнекаменноугольного возраста и в меньшей мере — с пермо-триасовыми комплексами.

Группа телетермальных свинцово-цинковых и колчеданных месторождений, расположенных по периферии Южно-Тяньшаньской системы, формировалась раньше — в течение геосинклинального этапа: первые в среднем — верхнем девоне, вторые —

в нижнем карбоне (Шмулевич, 1971). Большая часть сурьмяно-ртутных месторождений образовалась в орогенном верхнепалеозойском этапе (Федорчук, 1968, 1971), но не исключено, что некоторые из них формировались в эпоху киммерийско-альпийской активизации (Федорчук, 1971).

Региональные типы структур. В связи с орогенным происхождением большинства эндогенных месторождений рассматриваемого региона большое значение приобретает типизация орогенных структур, синхронных формированию месторождений. Однако, как показал металлогенический анализ, размещение определенных геохимических групп месторождений подчиняется не только контурам орогенных структур, но в более значительной мере предопределено структурами предшествующего геосинклинального этапа. В силу этого возникает необходимость учитывать «результулирующие» структуры, образующие при наложении орогенных на геосинклинальные. В табл. 2 дана принципиальная схема возможных сочетаний этих структур.

Таблица 2

Схема соотношения геосинклинальных и орогенных эпигеосинклинальных структур

Структуры геосинклинального этапа	Структуры орогенного эпигеосинклинального этапа	
	поднятия	прогибы и впадины
Геоантиклинали	«Результулирующие структуры»	
	Эпигеоантиклинальные поднятия	Эпигеоантиклинальные впадины
Геосинклинальные прогибы	То же	То же
Срединные массивы	Поднятые срединные массивы	Опущенные срединные массивы

В пределах рассматриваемого региона большая часть структур геосинклинального этапа была вовлечена в орогенное сводово-глыбовое воздымание. Лишь срединные массивы, южная часть Гиссарской геоантиклинали и Сурметашский шовный прогиб в орогенном этапе непосредственно перед интрузивным магматизмом испытывали сравнительно глубокое погружение. В итоге устанавливается пространственная приуроченность литофильных групп месторождений к эпигеоантиклинальным поднятиям, а халькофильных — к эпигеосинклинальным поднятиям.

Закономерности формационные

Как уже отмечалось, большинство эндогенных месторождений Южно-Тяньшаньского металлогенического пояса генетически связано с орогенными интрузиями верхнепалеозойских гранитоидов. Специальных исследований по определению формационных свя-

зей различных групп литофильно-халькофильной минерализации в гидротермалитах и скарнах нами не производилось; в связи с этим остановимся лишь на закономерностях размещения редкометальной минерализации литофильной и щелочной групп (Sn, Ta, TR, Nb, Zr и другие редкие элементы).

В эволюции магматических образований региона отмечается закономерное покисление интрузивных комплексов от древних к более молодым, что обусловило накопление в наиболее кислых дифференциатах батолитового этапа летучих и редкометальных компонентов. Для магматических образований постбатолитового этапа весьма характерно появление щелочных и субщелочных пород, с метасоматическими преобразованиями которых также связано накопление редкометальных элементов (Sn, Ta). Соответственно литофильная редкометальная минерализация в дифференцированных пегматитах (Sn, Ta), альбититах (Ta, Sn) и грейзенах (Sn, Ta) оказывается связанной с лейкократовыми гранитами (дополнительные интрузии) батолитового этапа Кызылкумской и Южно-Гиссарской провинций, а также со щелочноземельными гранитами постбатолитового этапа Туркестано-Алайской провинции. Лейкократовые граниты Южно-Гиссарской провинции, несмотря на свое широкое распространение, не представляют в этом смысле большого интереса, что, по-видимому, обусловлено их особым структурным положением.

С щелочными и субщелочными породами пермо-триаса связаны рудопоявления в альбититах и карбонатитах (Zr, Ta, Nb, TR и другие редкие элементы). Как и для гранитоидов, в них отмечается закономерное увеличение концентрации редких элементов от начальной к конечной стадии развития магматического этапа — от пород ранних фаз к более поздним. В пределах региона наиболее перспективными в этом отношении являются интрузии нефелиновых и щелочных сиенитов. Повышенная концентрация редких элементов связана с метасоматически измененными разностями как интрузий, так и вмещающих пород, причем степень концентрации оказывается прямо пропорциональной интенсивности метасоматических преобразований (главным образом альбитизации, флюоритизации, карбонатизации), что свидетельствует о генетической связи оруденения с постмагматическими высокотемпературными пневмалито-гидротермальными растворами. Наиболее интенсивно метасоматические процессы протекали в тектонически ослабленных зонах, преимущественно в эндо- и экзоконтактах интрузий; в связи с этим оруденение имеет форму прожилково-штокверковых зон.

Полнота проявления батолитового этапа (количество фаз, степень дифференциации и т. п.) в разных интрузивных провинциях различна, о чем было сказано ранее. Потенциальная рудоносность, однако, не определяется общим объемом дополнительных лейкократовых интрузий батолитового и постбатолитового этапов и зависит в большей мере (как будет показано ниже) от

положения интрузивного комплекса в той или иной тектонической структуре.

Ниже рассмотрим на конкретных примерах сочетания отмеченных региональных и формационных закономерностей, предопределивших образование металлогенических зон.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В пределах региона выделяются основные типы региональных геосинклинальных и орогенных эпигеосинклинальных структур, дающих различные сочетания (см. фиг. 8 и табл. 3). Ниже остановимся на металлогенической характеристике различных «результатирующих» структур.

Туркестанское эпигеоантиклинальное поднятие совпадает с одноименной амагматичной геоантиклиналью, вовлеченной в орогенное поднятие. Структура характеризуется минерализацией литофильного геохимического профиля (Туркестанская «литофильная» металлогеническая зона с оловянно-вольфрамом-танталовым оруденением)¹. Западная часть зоны, совпадающая с «положительным» поперечным блоком, сильно насыщена верхнекаменноугольными и, возможно, более древними (девонскими?) гранитоидами Кызылкумской интрузивной провинции; на востоке развиты пермо-триасовые (?) гранитоиды и щелочные породы Алайской интрузивной провинции. Металлогенический профиль структуры определяют рудопроявления литофильной геохимической группы: дифференцированные редкометалльные пегматиты, генетически связанные с лейкократовыми гранитами верхнекаменноугольного и пермского возраста; оловорудная, иногда с аксессуарным танталом и ниобием минерализация в грейзенизированных гранитах; оловянно-вольфрамовая минерализация в известковых скарнах. Подчиненное значение имеют рудопроявления литофильно-халькофильной группы, представленные золоторудной минерализацией в метаморфизованных толщах, а также рудопоявления щелочной группы, генетически связанные с щелочными интрузиями пермо-триаса (?) (альбититы и карбонатиты с цирконием, аксессуарными ниобием, танталом, редкими землями). Минерализация более халькофильного типа в пределах структуры почти неизвестна. Исключение составляют мелкие рудопоявления свинца, сурьмы и мышьяка в зонах разломов.

Среди рудопоявлений ведущей литофильной группы выделяются две подгруппы: а) оловянно-тантал-ниобиевое оруденение в пегматитах с аксессуарными минералами берилла, колум-

¹ Соответствует Зеравшанской и Зирабулак-Каратюбинской металлогеническим зонам Р. Б. Баратова (1959), К. Л. Бабаева (1964), Е. Д. Карповой (1960); Туркестанской зоне К. И. Литвиненко.

Таблица 3
Металлогеническая зональность центральной части Южного Тянь-Шаня

Типы региональных структур		Металлогенические зоны и их геохимический профиль	Металлогеническая специализация и генетические группы месторождений	Рудовмещающие формации и их возраст	Преобладающие рудные формации и типоморфные рудопроявления
геосинклинальные	эпигеосинклинальные орогенные				
Туркестанская амагматичная геосинклиналь	Сводово-глубокое поднятие осевая часть	Туркестанская литофильная	1) Sn, аксессуарный Ta—пегматитовая, гидротермалитовая 2) Sn, W—скарновая	Терригенная, гранитовая (P ₁); гранитовая и гранодиоритовая (C ₂₋₃) Карбонатная (Pz ₂); гранитоидная (C ₂₋₃)	Тантало-оловянная с аксессуарным Ta-Nb в гранитных пегматитах (Туркестанский хр., Наука, Лолабулак); оловянная в грейзенизированных гранитах (Карноб, Лапас), оловянная с аксессуарным Ta-Nb в грейзенизированных гранитах (хребет Каратау); известково-скарново-вольфрамовая (Ингичке, Каратюбе)
Северная часть Гиссарской слабо магматичной геосинклинали	Сводово-глубокое поднятие (южное крыло)	Гиссаро-Каратегинская литофильная	1) Sn, W—скарновая 2) Sn, аксессуарный Ta—пегматитовая	Карбонатная (Pz ₂), гранитоидная (C ₂₋₃) Гранитоидная (C ₂₋₃); (P ₁ ?)	Известняково-скарново, вольфрамовая (Кобуты, Джангируд) и вольфрамово-оловянная (Майхура); оловянная с аксессуарным Ta в пегматитах (Карасу); оловоносные пегматиты (Каратегин)
Южная часть Гиссарской слабо магматичной геосинклинали	Шовный прогиб, вулканический пояс	Южно-Гиссарская литофильно-халькофильная (контрастная)	1) Pb, F—гидротермальная 2) Mo—грейзеновая 3) As—скарновая 4) Sn—пегматитовая	Карбонатная; вулканогенная контрастная (Pz ₂₋₃) Гранитоидная (C ₂₋₃)	Фтор-свинцовая жильная гидротермальная (Такоб, Фандара); известково-скарново-вольфрамовая (Фархоб); молибденовая грейзеновая (Оби-Заранг); оловоносные пегматиты
Южно-Ферганский эпигеосинклинальный прогиб	Сводово-глубокое поднятие (северное крыло)	Южно-Ферганская халькофильная	1) Pb, Zn—гидротермальная 2) Hg, Sb—телетермальная	Терригенно-кремнистая (джаспероидная) Терригенно-карбонатная (Pz ₁₋₂)	Сурьмяная в джаспероидах (Кадамжай) (джаспероидная)
Западная часть Нуратау-Матчайского многоэпигеосинклинального прогиба („положительный“ поперечный блок)	Сводово-глубокое поднятие (северное крыло)	Нуратинская литофильно-халькофильная	1) W, Mo—скарновая 2) Au—гидротермальная 3) аксессуарные Ta-Nb в альбитизированных гранитах	Карбонатная, гранитоидная (C ₂₋₃); метаморфизованные осадочные толщи (Pz ₁₋₂)	Известково-скарново-вольфрамо-молибденовая (Лянгар, Койташ)
Северо-Нуратинское антиклинальное поднятие („положительный“ поперечный блок)	То же (северное крыло)	Северо-Нуратинская литофильно-халькофильная	1) Au—гидротермальная 2) аксессуарные Ta-Nb— в альбитизированных гранитах 3) Sn-W—скарновая	Метаморфизованные осадочные толщи, гранитоиды (C ₂₋₃) Карбонатная (Pz ₁₋₂)	Золоторудная в метаморфизованных породах (Кансай)
Восточная часть Нуратау-Матчайского многоэпигеосинклинального прогиба („отрицательный“ поперечный блок) Мальгузар-Сурметашская зона шовных структур	То же Шовный прогиб	Алайская халькофильная Мальгузар-Сурметашская литофильно-халькофильная	1) Hg, Sb, F—гидротермальная, телетермальная 1) Mo-W—скарновая, гидротермальная 2) Pb, As, Hg—гидротермальная, телетермальная	Терригенно-кремнистая (джаспероидная,) карбонатная (Pz ₁₋₂) Карбонатно-терригенная (Pz ₁₋₂); щелочные породы (P ₂ -T ₁); гранитоидная (P ₁)	Мышьяково-сурьмяно-ртутная в джаспероидах (Хайдаркан); ртутная (иногда с сурьмой) в зонах изменения карбонатных пород (Сымап, Бирксу) Ртутная (иногда с сурьмой) (Карасу, Мыкское), известково-скарново-молибден-вольфрамовая, а также мышьяковая

Таблица 3 (окончание)

Типы региональных структур		Металлогенические зоны и их геохимический профиль	Металлогеническая специализация и генетическая группы месторождений	Рудовмещающие формации и их возраст	Преобладающие рудные формации и типоморфные рудопроявления
геосинклинальные	эпигеосинклинальные орогенные				
Зеравшано-Гиссарский многоэпигеосинклинальный прогиб	Сводово-глыбовое поднятие (южное крыло)	Зеравшано-Гиссарская литофильно-халькофильная	1) Sb (Hg), Pb—гидротермальная 2) W-Mo, (As, Pb, Au)—скарновая, гидротермальная	Терригенная, кремнисто-терригенная, карбонатная (Pz ₁₋₂), гранитоидная (C ₂₋₃)	Мышьяково-сурьмяно-ртутная (с фтором) в джаспероидах (Джижи-Крут); медно-свинцово-цинково-сурьмяная в метаморфизованных сланцах (Учкадо); известково-скарново-вольфрамовая (Чаштепе, Яхтонское); с мышьяком (Пети, Парз); с молибденом и свинцом (Чахыл-Калян)
Курамино-Ферганский срединный массив	Крупная впадина	Писталитау-Карачатырская халькофильная	1) Pb, Zn — телетермальная	Карбонатная, порфи́ровая (D ₁₋₂)	Свинцово-цинковая (иногда с медью, серебром) в карбонатных породах (Учкулач, Конигут)
Стабильная зона Байсунского срединного массива	То же	Байсунская халькофильная	1) Pb, Zn — колчеданная	Вулканогенная (порфи́ровая, C ₁)	Колчеданно-полиметаллическая в зонах изменения порфи́ровой формации (Хандиза, Чак-Чар, Карасай)
Активизированная краевая Мечетлинская зона Байсунского срединного массива	Шовный прогиб, вулканический пояс	Мечетлинская литофильно-халькофильная	1) Hg, Pb, Sb — гидротермальная 2) Pb—телетермальная 3) W—Mo — скарновая 4) акцессорные Ta-Nb — альбитовая	Карбонатная, вулканогенная (порфи́ровая, Pz ₂), гранитоидная (C ₂₋₃)	Сурьмяно-ртутная и сурьмяно-свинцовая в карбонатных породах; акцессорная тантало-ниобиевая в альбитизированных амазонитовых гранитах (Хочильер)
Поперечная структура, пересекающая все зоны	Сводово-глыбовое поднятие	Каратегин-Алайская щелочная	1) акцессорные Ta-Nb, Zr, TR—альбитовая, карбонатитовая	Карбонатная, терригенная (Pz ₂), щелочные породы (P ₂ —T)	Акцессорная тантало-ниобиевая в зонах альбитизации щелочных пород и в карбонатитах (Джилису, Матчинское, Тутекское)

бита, сподумена, лепидолита (Тым, Кетменчи, Лолабулак, Наука, Кутчи, Шайдараз и другие) (Джамалетдинов, 1971) и в гидротермалитах (хребет Каратау, Лапас, Карнаб); б) оловянно-вольфрамовое оруденение в скарнах (Ингичке, Карабулак).

Первая подгруппа пространственно тяготеет к краевым разломам или зонам смятия, располагаясь на некотором (3—5 км) расстоянии от них (Каратау-Туркестанский, Южно-Зирабулакский разломы, Китармайская зона смятия); вторая подгруппа приурочена к более стабильным участкам геоантиклинали. При этом зоны разломов, с которыми в палеозое была связана интенсивная андезит-диабазовая вулканическая активность (Зеравшанский разлом), являются практически безрудными для литофильной минерализации. Отмечается также закономерная приуроченность пегматитов к более тектонически активным, а гидротермалитов — к более стабильным зонам. В некоторых случаях пегматиты пространственно сближены с поясами ультраосновных пород (Китармайская зона смятия). Золоторудная минерализация распространена преимущественно в западной части структуры, совпадающей с «положительным» поперечным блоком. Она тяготеет к краевым разломам (западная часть Каратау-Туркестанского разлома) и к Китармайской зоне смятия.

Щелочная минерализация в восточной части рассматриваемой структуры имеет резко наложенный характер, пересекая литофильную зону под острым углом. Несмотря на это тектонический режим эпигеоантиклинали существенным образом влияет на характер и тип оруденения. Так альбититы более широко развиты в более мобильных участках — краевых разломах, а карбонатиты — в относительно стабильных районах структуры.

Северо-Гиссарское эпигеоантиклинальное поднятие приурочено к северной части Гиссарской геоантиклинали, вовлеченной в орогенное воздымание. Северная граница структуры совпадает с северной границей геоантиклинали, южная — ограничена областью распространения мощных вулканогенно-осадочных толщ верхнепалеозойского орогенного комплекса. На востоке в состав структуры входит также Каратегинский хребет. Рассматриваемая структура характеризуется минерализацией литофильного геохимического профиля (Гиссаро-Каратегинская «литофильная» металлогеническая зона с оловянно-вольфрамовым оруденением)¹. Восточную часть структуры (район Каратегина) захватывает довольно слабо проявленный в данном месте Южно-Гиссарский краевой вулканический пояс. В ней же отмечаются весьма интенсивные верхнепалеозойские (?) процессы полиметаморфизма, изменившие осадочные ком-

¹ Соответствует северной части Гиссарской металлогенической зоны Е. Д. Карповой (1960), Джилису-Мушистон-Сарыматской и Майхуринской зонам К. Л. Бабаева, отчасти Центрально-Гиссарской зоне А. Д. Шмулевич и др. (1971).

плексы до гнейсов. Западная часть структуры относительно стабильна. Ее пересекает поперечная Сурхантауская зона, характеризующаяся более кислым составом средне-верхнепалеозойских вулканогенных толщ. Металлогенический профиль структуры определяют рудопроявления литофильной геохимической группы, генетически связанные с верхнекаменноугольным комплексом гранитоидов Южно-Гиссарской интрузивной провинции: а) дифференцированные редкометалльные (Sn, акцессорный Ta) пегматиты; б) оловянно-вольфрамовая минерализация в известняковых скарнах (Исамухамедов и др., 1968). Последняя имеет главное значение, что отличает данную литофильную металлогеническую зону от предыдущей — литофильной Туркестанской.

Резкое подчиненное значение имеет гидротермальная минерализация халькофильной геохимической группы (Zn, Pb, As), а также рудопроявления щелочной группы (альбититы с ниобием, цирконием, редкими землями), аналогичные ранее упоминавшимся в Туркестанской зоне. Оловянно-тантал-ниобиевое оруденение с акцессорными Ta и Nb в пегматитах встречается, в основном, в западной части зоны (Торткуйлюк, Карасу), располагаясь вблизи краевого Гиссарского разлома. Оловянное оруденение в пегматитах встречается как на западе, так и на востоке — в Каратегине (Калай-Занку). Центральную часть зоны занимают вольфрам-оловянно-цинковые рудопроявления в скарнах (Майхура, Кобутинское и др.). Редкие гидротермальные проявления свинца, мышьяка приурочены к разрывным нарушениям вдоль границ рассматриваемой зоны. Щелочная минерализация встречается только в районе Каратегина в связи с пермо-триасовым комплексом щелочных пород. Последние пересекают Гиссаро-Каратегинскую зону, уходя в направлении Туркестанской и более северных зон. В связи с размещением щелочных пород в пределах весьма подвижного Каратегинского блока связанная с ними минерализация представлена рудоносными альбититами.

Южно-Гиссарский эпигеоантиклинальный прогиб совпадает с той частью одноименного орогенного прогиба, которая наложена на южный край Гиссарской геоантиклинали, а также и с наиболее активной зоной Южно-Гиссарского вулканического пояса, характеризующейся развитием контрастной диабазлипаритовой формацией. Отличительной особенностью металлогении рассматриваемого прогиба является распространение в его пределах минерализации контрастных геохимических групп (Южно-Гиссарская контрастная литофильно-халькофильная металлогеническая зона)¹. Здесь развиты следующие перечисленные в нисходящей последовательности по значению гео-

¹ Совпадает частично с Варзобской зоной К. Л. Бабаева, а также А. Д. Шмулевич и др. (1971).

химические группы: литофильно-халькофильная (фтор-свинцовое гидротермальное, молибденовое, грейзеново-гидротермальное, мышьяковое скарновое оруденение); литофильная (оловоносные пегматиты, известково-скарновая вольфрамовая минерализация); халькофильная (свинцовая гидротермальная минерализация). Наиболее насыщена рудопроявлениями центральная часть структуры, особенно прогибавшаяся в орогенном этапе и характеризовавшаяся максимальной вулканической активностью. Наибольшим распространением здесь пользуются фтор-свинцовые жильные гидротермальные рудопроявления (Такоб и др.), контролирующиеся зонами разломов и генетически (?) связанные с верхнекаменноугольными гранитоидами. С последними здесь ассоциируют и оловоносные пегматиты, встречающиеся, правда, в незначительном количестве; широко представлена, хотя и незначительна по объему минеральной массы, свинцовая гидротермальная минерализация. На флангах структуры преобладает молибденовая грейзеновая минерализация (Оби-Заранг), а также вольфрамовая и вольфрам-молибденовая минерализация в известняковых скарнах.

Нуратау-Матчайское эпигеосинклинальное поднятие располагается в пределах одноименного миегосинклинального прогиба, вовлеченного в орогенное воздымание. Структура включает четыре металлогенические зоны, пространственно совпадающие с ее различными тектоническими элементами.

В западной части структуры, совпадающей с «положительным» поперечным блоком, выделяются две металлогенические зоны: Северо-Нуратинская литофильно-халькофильная (золоторудная) и Нуратинская литофильно-халькофильная (вольфрам-молибденовая)¹. Первая приурочена к Северо-Нуратинскому антиклинальному поднятию. В ее пределах известна золоторудная минерализация в метаморфизованных палеозойских (?) толщах, развитых преимущественно вдоль краевого Северо-Нуратинского разлома. Отмечаются и редкие проявления свинцово-медной гидротермальной и ртутной минерализации халькофильной группы. На южном, более стабильном крыле антиклинального поднятия, изредка встречается минерализация литофильной группы, генетически связанная с верхнекаменноугольными гранитоидами (оловоносные пегматиты, вольфрам-оловянное оруденение в скарнах, оловянные грейзены), а также единичные находки танталсодержащих альбититов в гранитоидах. Нуратинская металлогеническая зона характеризуется минерализацией литофильно-халькофильной группы, представленной главным образом вольфрам-молибденовым оруденением в известковых скарнах, генетически связанным с верхнекаменноугольными гранитоидами (Лянгар, Карнаб, Койташ); подчинен-

¹ Соответствуют Нуратинской зоне Е. Д. Карповой (1960) и А. Д. Шмулевич и др. (1971).

ное значение имеет гидротермальная золоторудная минерализация около интрузий гранитоидов. В единичных случаях встречается минерализация литофильной группы в связи с этими же гранитоидами (акцессорный Та в альбититах Гатчи). Последние тяготеют к Каратау-Туркестанскому разлому вдоль южной границы рассматриваемой структуры.

Восточная часть Нуратау-Матчайского эпигеосинклинального поднятия располагается в «отрицательном» поперечном блоке. Соответственно развиты и металлогенические зоны более халькофильного геохимического профиля: Алайская халькофильная и Мальгузар-Сурметашская литофильно-халькофильная контрастная¹.

Алайская халькофильная металлогеническая зона совпадает с контурами геосинклинального прогиба, включая и Хайдарканское антиклинальное поднятие. Она характеризуется ведущей ртутной минерализацией, представленной мышьяково-сурьмянортутным оруденением в джаспероидах (Хайдаркан) и ртутным оруденением в зонах изменения карбонатных пород (Сымап, Бирксу). Ртутные «кулисы» совпадают здесь с длительно живущими разломами, активность которых фиксируется по-разному — либо в виде горизонтов седиментационных брекчий (Волочкович и др., 1971), либо дайковыми поясами, либо зонами повышенной вулканической активности (Федорчук и др., 1968; Федорчук, 1971; Волочкович, 1971). Особенно велика роль краевого Караташско-Хайдарканского разлома, разграничивающего мио- и эвгеосинклинальные прогибы. Примечательно и то обстоятельство, что наиболее крупные ртутно-сурьмяные проявления (Хайдаркан, Кадамжай) располагаются в восточной части зоны на продолжении простираения пояса развития щелочного пермо-триасового (?) комплекса, пересекающего в северо-восточном направлении все структуры. При этом концентрация рудопроявлений приурочена к узлам пересечения поперечного пояса с субширотными долгоживущими разломами.

Мальгузар-Сурметашская халькофильная (контрастная) металлогеническая зона совпадает с одноименной тектонической зоной шовных структур. Западная часть ее была вовлечена в орогенное воздымание, а восточная — до проявления в ней интрузивного магматизма длительное время испытывала погружение и в ее пределах формировался шовный линейный орогенный прогиб. Восточную часть зоны пересекает пояс пермо-триасовых щелочных пород и пермских гранитоидов Туркестано-Алайской интрузивной провинции. Зона характеризуется минерализацией контрастных геохимических групп — развиты рудопроявления

¹ Алайская зона совпадает с Южно-Ферганской зоной Н. М. Синицына (1949) и Е. Д. Карповой (1960), а также с Алайской зоной А. Д. Шмулевич и др. (1971); Мальгузар-Сурметашская зона — с Туркестано-Алайской зоной Е. Д. Карповой (1960).

как литофильно-халькофильной группы (гидротермальное молибденовое, скарновое, молибден-вольфрамовое), так и халькофильной (гидротермальное ртутное и свинцово-мышьяковое, скарновое мышьяковое). Особой металлогенической дифференциации в зоне не отмечается и устанавливается лишь большее развитие ртутной минерализации в ее западной, более поднятой части. Парагенетически ртуть связана здесь с Шахристанским поясом силурийских (?) даек основного и среднего состава. На востоке зоны в связи с щелочными интрузиями распространена акцессорная редкоземельная, циркониевая и тантало-ниобиевая минерализация в альбититах (Джилису).

Зеравшано-Гиссарское эпигеосинклинальное поднятие совпадает с одноименным миогеосинклинальным прогибом, вовлеченным в орогенное воздымание. К этой структуре приурочена Зеравшано-Гиссарская литофильно-халькофильная металлогеническая зона¹. Отмечается общее увеличение значения халькофильных элементов в восточном направлении по мере погружения структуры. Литофильно-халькофильная минерализация представлена вольфрамовым, вольфрам-свинцовым, вольфрам-молибденовым, редко олово-вольфрамовым оруденением в известковых скарнах (Чакыл-Калян, Яхтонское, Парз). Для всех вольфрамовых проявлений характерно постоянное присутствие свинца, молибдена, мышьяка, золота, т. е. некоторое смещение элементного спектра в сторону «повышенной халькофильности». Халькофильная группа представлена рудопроявлениями сурьмы, ртути, свинца, обладающими четким поясовым размещением. Выделяется Магиан-Барзангинский сурьмяно-ртутный пояс, пространственно совпадающий с одноименной зоной смятия, и его юго-западная ветвь, отходящая от района Джижикрут и протягивающаяся вдоль северного фаса Гиссарского батолита на некотором отдалении от него². В Магиан-Барзангинской зоне, характеризующейся, в целом, резким преобладанием сурьмы над ртутью, известны мышьяково-сурьмяно-ртутная минерализация (иногда с флюоритом) в джаспероидах (Джижикрут); медно-свинцово-цинково-сурьмяная минерализация в зонах изменения сланцев (Учкадо); многочисленные гидротермальные проявления свинца, изредка золота и в единичных случаях олово-вольфрамовая с мышьяком минерализация в известковых скарнах (Пети). Юго-западная ветвь пояса отличается крайне незначительным присутствием свинца. Западная часть Зеравшано-Гиссарской зоны на участке, находящемся на продолжении простирающейся поперечной Сурхантауской структуры, минерализована более интенсивно.

¹ Соответствует Зеравшано-Гиссарской зоне Е. Д. Карповой (1960), Д. Р. Баратова (1959), Ягнобской зоне А. Д. Шмулевич и др. (1971).

² Соответствует западному продолжению Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса Д. Р. Баратова (1959).

Южно-Ферганское эпигеосинклинальное поднятие располагается на месте одноименного эвгеосинклинального прогиба, вовлеченного в орогенное воздымание. В пределах этой структуры известны редкие проявления халькофильной свинцово-цинковой и ртутной гидротермальной минерализации¹ (Южно-Ферганская халькофильная металлогеническая зона). На крайнем восточном окончании зоны в месте ее пересечения с предполагаемым продолжением пояса щелочных пород находятся крупные сурьмяные проявления (Кадамжай), приуроченные к Сулюктинно-Чаувайскому антиклинальному поднятию.

Курамино-Ферганский погруженный массив располагается в пределах одноименного срединного массива, захваченного интенсивным орогенным погружением. С данной структурой совпадает Писталитау-Карачатырская халькофильная металлогеническая зона², характеризующаяся телетермальной свинцово-цинковой (среднепалеозойской) минерализацией в карбонатных породах. Следует отметить, что эта минерализация по времени соответствует геосинклинальному этапу; в связи с этим орогенные структуры не влияют на ее формирование. Местами вдоль южной границы массива известно ртутное оруденение.

Байсунский погруженный массив охватывает территорию одноименного срединного массива, погруженного в орогенном этапе. Вдоль его северного края выделяется Мечетлинская литофильно-халькофильная металлогеническая зона с признаками литофильной минерализации, совпадающая с одноименной тектонической зоной³. В зоне известна гидротермальная ртутная, свинцово-сурьмяная и телетермальная свинцовая минерализации. Изредка в связи с верхнекаменноугольными гранитоидами встречаются проявления литофильной группы, представленной вольфрамово- и молибденово-скарновым оруденением, а также акцессорной тантал-ниобиевой минерализацией в амазонитовых гранитах (Хочильер).

Стабильная часть Байсунского погруженного массива совпадает с Байсунской металлогенической зоной, характеризующейся халькофильной свинцово-цинковой колчеданной минерализацией (Хандиза)⁴, генетически связанной с наземно-вулканоногенной порфировой нижнекаменноугольной формацией геосинклинального этапа.

Каратегин-Алайская щелочная металлогеническая зона. Пояс щелочных пород пермо-триаса достигает 60—80 км в ширину и протягивается в северо-восточном направлении, пересекая все

¹ Соответствует частично Южно-Ферганскому сурьмяно-ртутному поясу Н. М. Синицына (1949).

² Соответствует одноименной зоне А. Д. Шмудевич и др. (1971).

³ Совпадает частично с Варзобской зоной А. Д. Шмудевич и др. (1971).

⁴ Совпадает с Байсунской зоной А. Д. Шмудевич и др. (1971) и колчеданно-полиметаллическим рудным районом В. И. Черных и др. (1968).

региональные геосинклинальные и орогенные структуры. Он приурочен, по-видимому, к поперечной зоне повышенной проницаемости, образованной в связи с формированием Памирского синтаксиса. С щелочными породами ассоциируют рудопроявления, связанные с альбититами (акцессорные Nb, Ta, Zr, TR) и с карбонатитами (акцессорные Nb, Ta, Zr, TR). Отмечается закономерная связь между характером и интенсивностью проявления метасоматических процессов, с которыми связано оруденение, и локальным положением интрузивов. Так процессы альбитизации наиболее интенсивно протекали в пределах шовных структур (рудопроявление Джилису), а процессы карбонатизации — в пределах более стабильных зон геоантиклиналей (рудопроявления Матча, Тутек, Дарапиоз).

Подводя итог металлогеническому анализу, следует остановиться на некоторых основных выводах (табл. 4).

Общий геохимический профиль подвижного пояса, по-видимому, определяется особенностями строения «фундамента» (коры), на котором он заложен, т. е. в нашем случае свойствами древнего (архей?) протерозойского догеосинклинального основания с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем. Наиболее интенсивный процесс эндогенного рудообразования совпадает с этапом формирования орогенных эпигеосинклинальных гранитоидов, основная масса которых сосредоточена в сводово-глыбовом поднятии, образовавшегося, видимо, в связи с генерацией магмы. Наиболее насыщена интрузиями западная и южная части рассматриваемой складчатой области, что нашло отражение в характере размещения металлогенических зон и степени минерализации территории. Наиболее насыщена эндогенными минеральными образованиями территория Южно-Тяньшаньской системы и особенно ее западная (исторически более поднятая) и южная части. Территории срединных массивов почти не затронуты эндогенной минерализацией. Исключение составляет краевая Мечетлинская зона Байсунского массива.

Определенные геохимические группы месторождений парагенетически связаны с определенными типами региональных структур. При этом общей закономерностью является связь оруденения более литофильного типа с тектоническими структурами, испытывавшими перед эпохой магма- и рудообразования более длительное воздымание, т. е. имевшими более длительный период активного формирования «сиалического» слоя в своих «корнях». Роль орогенных структур сводится, в основном, к контролю над размещением интрузивных провинций и магматических комплексов; на металлогеническую специализацию интрузий в большей мере оказывают влияние тектонические элементы дорудного (геосинклинального) этапа. Ареал рудопроявлений определенных геохимических групп, парагенетически связанных с определенным типом региональных структур, образует металлогени-

Геохимическая специализация различных типов структур

Группы структур с геохимически сходной минерализацией	Типы региональных структур			Металлогенетические зоны	Геохимические группы и подгруппы рудопроизведений								
	геосинклинальные	орогенные	поперечные блоки		литофильная		литофильно-халькофильная		халькофильная		щелочная		
					Sn-Ta	Sn-W	W-Mo	As-F	Au	Sb-Hg		Pb-Zn	Ta, Nb, TR, Zr
I группа Развита литофильная и прочая минерализация	Геоантиклиналь амагматическая	Поднятие	„Положительный“ и „Отрицательный“	Туркестанская (литофильная)	+++	++				+-			+++
	Геоантиклиналь слабомагматическая	Поднятие	„Отрицательный“	Гиссаро-Каратегинская (литофильная)	++	+++	+						++
	Многосинклиналь	Поднятие	„Положительный“	Нуратинская (литофильно-халькофильная)	+	+	+++			++			
	Геоантиклиналь слабомагматическая	Шовный прогиб Вулканич. пояс	„Отрицательный“	Южно-Гиссарская (литофильно-халькофильная)		+	++	+++			+	+	
II группа Развита литофильно-халькофильная и прочая минерализация	Многосинклиналь	Поднятие	„Отрицательный“	Зеравшано-Гиссарская (литофильно-халькофильная)			++	+			+++	+	
	Зона шовных структур	Шовный прогиб	„Отрицательный“	Мальгузар-Сурметашская (литофильно-халькофильная)			+	+		+	+	+	++
	Активизированный край среднего массива	Шовный прогиб	„Отрицательный“	Мечетлинская (литофильно-халькофильная)	+		+	+		+	+	+	
	Многосинклиналь	Поднятие	„Отрицательный“	Алайская (халькофильная)			+	+			+++	+	+

Т а б л и ц а 4 (окончание)

Группы структур с геохимически сходной минерализацией	Типы региональных структур			Металлогенетические зоны	Геохимические группы и подгруппы рудопроявлений							
	геосинклинальные	орогенные	поперечные блоки		литофильная		литофильно-халькофильная		халькофильная		щелочная	
					Sn—Ta	Sn—W	W—Mo	As—F	Au	Sb—Hg		Pb—Zn
III группа Развита халькофильная минерализация	Эвгеосинклиналь	Поднятые	„Отрицательный“	Южно-Ферганская (халькофильная)						++	+	
	Срединный массив	Крупная впадина	„Отрицательный“ и „положительный“	Писталитау-Карача-тырская (халькофильная)						+	++	
	Срединный массив	Крупная впадина	„Отрицательный“	Букайтаская (халькофильная)						+	+++	

Условные обозначения: а +++ б ++ в +

а — ведущая геохимическая группа рудопроявлений (Ta, Nb, TR-акцессорные)

б — подчиненная „ „ „

в — резко подчиненная „ „ „

ческую зону, в пределах которой другие геохимические группы месторождений имеют резко подчиненное значение. На табл. 4 показана группировка тектонических структур по отмеченному выше признаку и соответствующая ей геохимическая специализация. Данные, вытекающие из таблицы, могут быть использованы для перспективной прогнозной оценки региона на тот или иной вид полезных ископаемых.

В пределах региона выделяются две литофильные, пять литофильно-халькофильных, две халькофильные и одна щелочная металлогенические зоны.

Для литофильной редкометальной минерализации в пегматитах и гидротермалитах наиболее благоприятны зоны, связанные с бывшими амагматичными геосинклиналями. Пояса интрузий гранитоидного (обычно аляскитового) состава, сопровождающиеся пегматитами, тяготеют к наиболее активно развивающимся крыльям геосинклиналей, не располагаясь, однако, непосредственно в зонах их шовных разломов. Большое значение имеет степень контрастности тектонических движений по границам бывших геосинклиналей в период, близкий ко времени магма- и пегматитообразования. Примером большой контрастности является сопряжение сводового орогенного поднятия с глубокой впадиной (например, Сурметашской). Чем более контрастен тектонический режим, тем сильнее проявлены в пределах геосинклиналей или в поднятых блоках процессы регионального метаморфизма и магмообразования; с такими участками обычно пространственно связаны обширные пегматитовые поля (зона вдоль Каратау-Туркестанского разлома и вдоль Киттармайской зоны смятия; окончание Каратау-Туркестанского и Зирабулак-Кара-тюбинского геосинклинальных поднятий). Отрицательным фактором для пегматитообразования является в этом случае синхронная с ним или близкая ему по времени вулканическая деятельность в любой форме. Например, весьма перспективная со всех отмеченных ранее позиций Гиссарская геосинклиналь в целом оказывается малоблагоприятной для редкометального пегматитообразования, так как с ней пространственно сопряжен Южно-Гиссарский вулканический пояс. Исключение составляет лишь северная часть геосинклинали, почти не затронутая вулканизмом.

В пределах отмеченных выше перспективных зон на геосинклиналях наблюдается закономерная концентрация полей редкометальных пегматитов в узлах сопряжения продольных и поперечных по отношению к геосинклинали разломов регионального значения, а также в областях развития «некомпетентных» (гнейсы, кристаллические сланцы, магматические образования) пород.

Резюмируя, можно сказать, что, с одной стороны, процесс накопления пегматитового расплава, обогащенного редкими металлами, происходил лишь в благоприятной для этого текто-

нической среде — в зонах сравнительно стабильного режима амагматических геоантиклиналей. С другой стороны, в пределах стабильных структур отщепление порций пегматитового расплава, наиболее обогащенного летучими и редкометалльными компонентами, происходило лишь в тектонически подвижных участках. Таким образом, для формирования пегматитовых месторождений были необходимы периоды покоя, чередовавшиеся с периодами активизации движений. В тектонически более спокойной обстановке в пределах тех же геоантиклиналей формировались месторождения гидротермально-грейзенового типа (южный склон хребта Каратау и южный склон Зирабулакских гор).

Халькофильная минерализация в скарнах и гидротермалитах преимущественно приурочивается к областям бывших миогеосинклиналей и особенно к их более подвижным частям (разломы, зоны смятия). Спектр элементов в рудопоявлениях при этом закономерно смещается в направлении увеличивающейся «халькофильности» по мере углубления (в историческом смысле) геосинклинального прогиба.

В пределах халькофильных зон большое значение имеет сурьмяно-ртутная минерализация. В регионе известны два основных сурьмяно-ртутных пояса: Южно-Ферганский (преобладает ртуть) и Зеравшано-Гиссарский (преобладает сурьма). Различный «удельный вес» ртути и сурьмы в них можно связать с большим удалением Южно-Ферганского пояса от ареала верхнепалеозойского магматизма. Среди известных закономерностей размещения сурьмяно-ртутных месторождений в Средней Азии и, в частности в Южно-Ферганском поясе, на первом месте стоит связь оруденения с крупными разломами (Федорчук и др., 1968; Синицын, 1949 и др.) и особенно с теми, которые разграничивают различные структурно-формационные зоны. Кроме того, по В. И. Федорчуку (1971), отмечается парагенетическая связь данной минерализации «...с теми или иными (в одном случаях щелочными, в других — кислыми, иногда ультраосновными) комплексами изверженных пород». Анализ размещения ртутных «кулис» в пределах Южно-Ферганского пояса позволяет заключить, что для ртутных месторождений более перспективны зоны долгоживущих разломов, тектоническая активность которых сопровождалась вулканическими процессами и излияниями лав основного и среднего составов (несмотря на разрыв во времени вулканизма и рудообразования). Особенно примечательны в этом отношении разломы вдоль границы Южно-Ферганской эвгеосинклинали и Нуратау-Матчайской миогеосинклинали. Следует заметить, что в плиоцен-нижнечетвертичное время эти разломы ограничивали с юга древнюю Ферганскую котловину, что возможно, свидетельствует о более молодом возрасте ртутной минерализации, чем общепризнано. Для сурьмяной минерализации благоприятна выделяемая нами Магиан-Барзангинская зона смятия.

Золоторудная халькофильная минерализация в известной мере является трансзональной. Она пользуется преобладающим распространением в западном «положительном» более гранитизированном поперечном блоке, встречаясь здесь во всех типах региональных структур, и приурочена, как правило, к зонам разломов с хорошо проявленными процессами полиметаморфизма (Китармайская зона смятия, Каратауский, Северо-Нуратинский разломы).

В еще большей мере трансзональна щелочная геохимическая группа редких и рассеянных элементов, связанных с щелочными пермо-триасовыми интрузиями. Пояс распространения последних пересекает субширотные геосинклинальные и орогенные структуры в северо-восточном направлении.

На степень минерализации (но не на геохимический ее тип) влияют и поперечные структуры, вдоль которых или на их продолжении по простиранию появляются сгущения рудопроявлений в различных металлогенических зонах. Подобные сгущения видны вдоль Сурхантауской структуры, пересекающей Байсунский массив, Гиссарскую геантиклиналь и уходящую в северо-восточном направлении к пос. Ура-Тюбе. Другая подобная структура, трассирующаяся выходами пород щелочного пермо-триасового комплекса, тянется от Каратегина в направлении Кадамжая и Чауая. Возможно, с ней связаны наиболее крупные проявления сурьмы и ртути в регионе. Данные структуры, по терминологии И. Н. Томсона и М. А. Фаворской, относятся к рудоконцентрирующим.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в работе временные и пространственные закономерности развития структур Южно-Тяньшаньской складчатой системы позволяют заключить, что на особенности их строения и эволюции прежде всего влияет древний фундамент, на котором была заложена геосинклинальная система, что, видимо, свойственно всем системам Урало-Монгольского пояса (Волочкович и др., 1971; Красильников и др., 1971).

Заложение геосинклинальной системы произошло в нижнем палеозое в связи с раздроблением архей (?) - протерозойского фундамента, замыкание — в верхнем палеозое в связи с глобальными процессами герцинского орогенеза. Последние в различных частях системы проявились по-разному, как бы накладываясь на местные региональные геосинклинальные процессы; в частности, герцинский орогенез обусловил сводово-глыбовые движения непосредственно в пределах геосинклинальной системы и, наоборот, крупные опускания по ее периферии. Примечательно при этом, что орогенные движения в большинстве своем наследуют план и знак движений геосинклинальных структур и, тем самым, вряд ли процесс образования сводово-глыбовых областей следует рассматривать, как это предлагает Е. Д. Карпова (1968, 1971), в виде автономного, изолированного от собственно геосинклинального. Соответственно, нельзя связывать и формирование главной массы эндогенных верхнепалеозойских месторождений региона с явлением «автономного орогенеза».

Орогенные поднятия, как было показано, контролируют размещение основной массы рудоносных интрузий. Металлогеническая специализация последних во многом определяется типом дорудных структур геосинклинального этапа. При этом литофильная минерализация обычно парагенетически связана с орогенными поднятиями, наложенными на бывшие амагматичные геодомы. Общей закономерностью является приуроченность оруденения более литофильного геохимического типа к структурам, испытывавшим до основного этапа магма- и рудообразования более интенсивный и длительный процесс активного воздымания (или что, по-видимому, то же — активного формирования сиалического слоя). Следовательно, наиболее общим и главным из всех тектонических факторов, определяющих фор-

мирование металлогенических зон, является процесс становления сиалического слоя земной коры. Металлогеническая зональность, таким образом, возникает не как одноактный процесс, а предопределяется всем ходом развития складчатой области в целом и является следствием эндогенных процессов в «корнях» глубинных структур, формирующихся в пределах этой области.

Связь различных металлогенических зон с особенностями их глубинного строения впервые была отмечена С. С. Смирновым (1946) для Тихоокеанского кольца. При этом он подчеркивал пространственную приуроченность редкометального оловянно-вольфрамового пояса к более мощному «внешнему» континентальному сиалическому слою земной коры, а меднорудного — к менее мощному океаническому слою. Первый пояс характеризуется отрицательными значениями силы тяжести и развитием кислых магматических комплексов, второй — магматическими комплексами более основного состава и более высокими значениями поля силы тяжести.

Проведенные в последние годы исследования подтвердили выводы С. С. Смирнова и показали связь редкометальных металлогенических зон с областями отрицательных гравитационных аномалий, указывающими на увеличение мощности земной коры и, в частности, сиалического слоя (Андреев, 1958; Щерба, 1960 и др.). Учитывая значительное возрастание мощности земной коры на континентах и особенно в высокогорных орогенных областях по сравнению с депрессиями и океаническим ложем, можно, видимо, распространить отмеченное явление и на древние структуры — геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия (Волочкович, Леонтьев, 1964). В связи с этим становится более понятным закономерное размещение редкометальных поясов в пределах развивающихся положительных орогенных структур. Подобные структуры на сегодняшний день не всегда, однако, обладают отрицательными гравитационными аномалиями, это иногда не учитывается при металлогеническом районировании, когда за основу берется лишь геофизическая зональность территории. Геоантиклинали сохраняют свою геофизическую характеристику, видимо, лишь при унаследовании процессами новейшей тектоники плана древних геосинклинальных и орогенных движений. В противном случае могут быть значительные отклонения, что явствует из работ М. Е. Артемьева (1964) и других исследователей, отметивших отсутствие «корней гор» в ряде районов Азии и Америки. В связи с этим при металлогеническом районировании геофизическую характеристику структур необходимо рассматривать лишь в комплексе с геолого-тектоническими данными.

Закономерную связь различных геохимических групп полезных ископаемых с определенными типами региональных структур, сходных с описанными в предлагаемой работе, отмечали и в других областях разновозрастной складчатости Н. П. Херасков

(1958), В. И. Смирнов (1961), А. Д. Смирнов и др. (1967), Г. А. Твалчрелидзе (1960, 1966), К. Л. Волочкович (1960, 1967, 1971), В. В. Иванов, Г. М. Мейтув (1971), в связи с чем эту закономерность необходимо брать за основу при мелко- и средне-масштабном металлогеническом районировании. Задачей металлогенистов при этом является геохимическая типизация месторождений, а тектонистов — типизация региональных структур. В основу типизации тектонических структур необходимо класть признаки, учитывающие мощность, время, интенсивность формирования их гранитно-метаморфического слоя и особенности его эволюции. Теоретической основой тектонического анализа служит представление о связи восходящих движений земной коры с формированием ее сиалического слоя. Основным методом этого анализа — историко-тектонический, в том числе формационный.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А. Схема стратиграфии докембрия Узбекистана. В сб. «Стратиграфическое совещание по палеозою и допалеозою Казахстана». Алма-Ата, 1971.
- Абдуллаев Х. М., Борисов О. М. Геологическое районирование Средней Азии как основа прогнозирования полезных ископаемых. В кн. «Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт Средней Азии». Изд-во «Наука», Ташкент, 1964.
- Абдуллаев Р. Н., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Поспелов А. Г. О находке онколитов в докембрии северного Нуратау.— Узб. геол. журн., 1972, № 1.
- Алексеев А. В. О ранних моментах развития Южно-Ферганского глубинного разлома в Юго-Западной Киргизии. Геол. сб. Львовск. Геол. об-ва, 1968, № 11.
- Алтухов Е. Н., Волочкович К. Л., Красильников Б. Н., Смирнов А. Д. Роль фундамента в геосинклинальном процессе. В сб. «Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР (тезисы)». М., 1972.
- Андреев Б. А. Структурно-металлогенические зоны и гравитационные аномалии.— Докл. АН СССР, 1958, т. 121, № 6.
- Артемьев М. Е. Изостатические аномалии силы тяжести и некоторые вопросы их геологического использования. Изд-во «Наука», 1966.
- Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Геологическое строение и состав палеозойского фундамента Узбекистана, том 1. Изд-во «Фан», 1967.
- Бабаев К. Л. Принципы геологического районирования в связи с составлением металлогенических и прогнозных карт.— Сов. геол., 1964, № 5.
- Бабаев К. Л. Основные принципы металлогенического анализа на примере западного Тянь-Шаня и Памира. В кн. «Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня». Изд-во «ИЛИМ», 1971.
- Бабаев К. Л., Буров В. Г., Вировец В. В., Гобелко А. Б., Головин Е. М., Ибадулаев С. И., Литвиненко К. И., Марниц И. Э., Отрощенко В. Д., Палей Л. З., Шмулевич А. Д. Комплексная металлогеническая карта Тянь-Шаня». В сб. «Металлогения Тянь-Шаня». Изд-во «ИЛИМ», 1968.
- Баймухамедов Х. Н., Закиров Т. З., Халиков С. М. Принципы металлогенического анализа и составление крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт (на примере рудных районов Юго-Западного Узбекистана). В сб. «Металлогения Тянь-Шаня». Изд-во «ИЛИМ», 1968.
- Баратов Р. Б. Основные черты магматизма и металлогении Зеравшано-Гиссарской горной области. Записки Тадж. отд. Всес. мин. об-ва, 1959, т. 100, вып. № 1.
- Баратов Р. Б., Дусматов В. Д., Мельниченко А. К. Первые данные о калий-аргоновом возрасте нефелиновых сиенитов Тутек-Девонасуйского массива (Алайский хребет).— Докл. АН Тадж. ССР, 1969, т. XII, № 12.
- Баратов Р. Б., Кухтиков М. М., Мушкин И. В., Брейвинская В. М., Кутенец В. А. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Изд-во «Дониш», 1970.
- Белоусов В. В. Основные вопросы тектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Богданов А. А. Тектоническое развитие палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья 1 и 2.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 6.

- Бондаренко В. Н.* Вероятностная постановка проблемы доказательства генетического родства. Изд. ИМГРЭ, научные собрания, вып. 1, 1968.
- Борисов О. М.* О поперечном глубинном разломе Тянь-Шаня.— Узб. геол. журн., 1962, № 2.
- Бородин Л. С., Нечаева И. А., Ганзеев А. А.* К проблеме формаций нефелиновых щелочных пород и их редкометального оруденения.— Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 3.
- Буртман В. С.* О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане.— Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 9.
- Виноградов П. Д.* Геологическое строение восточной части Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса.— Информ. сб. ВСЕГЕИ. Л., 1961, № 46.
- Виноградов П. Д.* Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан). В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Изд-во «Наука», 1964.
- Виноградов П. Д., Довжиков А. Е., Огнев В. Н.* Тянь-Шаньская складчатая область.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.
- Виноградов П. Д., Никифорова О. И., Обут А. М., Торшин Н. С.* Новые данные по стратиграфии среднепалеозойских отложений Центрального Таджикистана. В сб. «Геология Средней Азии». Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1961.
- Волочкович К. Л.* К вопросу о структурном положении Горноалтайской редкометальной провинции.— Труды ИМГРЭ, Изд-во АН СССР, 1960, вып. 4.
- Волочкович К. Л.* Тектоническое положение редкометальных металлогенических зон в Алтае-Зайсанской складчатой области. В кн. «Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов». Изд-во «Наука», 1967.
- Волочкович К. Л.* Геоантиклинальные поднятия как глубинные структуры, контролируемые редкометальные зоны. Металлогения Тянь-Шаня. Изд-во «ИЛИМ», 1968.
- Волочкович К. Л.* Типы палеозойских геосинклинальных и орогенных структур Центральной части Южного Тянь-Шаня. БМОИП, отд. геол., 1970, т. XLV, № 6.
- Волочкович К. Л.* Региональные типы структур центральной части Южного Тянь-Шаня, их связь с металлогенией. В сб. «Металлогенические и геологические исследования». Изд. ИМГРЭ, М., 1971, вып. 2.
- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н.* Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. Изд-во «Наука», 1964.
- Волочкович К. Л., Зайд П. В., Рогожин Е. А.* Конседиментационные брекчиевые структуры в карбонатных породах Южного Тянь-Шаня как индикатор глубинных, в том числе рудоконтролирующих разломов. В сб. «Металлогенические и геологические исследования». Изд. ИМГРЭ, М., 1971, вып. 2.
- Волочкович К. Л., Алтухов Е. А., Красильников Б. Н., Смирнов А. Д.* Тектонические факторы, контролирующие размещение редкометальных металлогенических зон некоторых частей Тихоокеанского и Атлантического сегментов. В кн. «Основные проблемы Тихоокеанского рудного пояса». Владивосток, 1971.
- Волочкович К. Л., Алтухов Е. А., Красильников Б. Н., Смирнов А. Д.* Опыт типизации геоантиклиналей Урало-Монгольского складчатого пояса.— Геотектоника, 1972, № 3.
- Вольфсон Н. Б., Гарьковец В. Г.* Новые представления о структуре и условиях размещения эндогенной минерализации в западном Узбекистане в свете геофизических исследований.— Узб. геол. журн., 1963, № 3.
- Гаврилин Р. Д.* Интрузивные комплексы Алайского хребта (Южный Тянь-Шань).— Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 5.
- Гарьковец В. Г.* Схема геологического районирования домезозойских образований Узбекской ССР и прилегающих районов. В кн. «Геология СССР», т. XXIII. Гостоптехиздат, 1965.

- Гарьковец В. Г., Арапов Н. А., Баранов В. В., Бухарин А. К., Вольфсон Н. Б., Назыров В. В., Хваловский А. Г. Опыт металлогенического районирования Узбекистана на структурно-формационной основе. Металлогения Тянь-Шаня. Изд-во «ИЛИМ», 1968.
- Горецкая Е. Н., Морозенко Н. А. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия. Л., 1962, т. 73, № 4.
- Джамалетдинов Н. К. Генетические типы и редкометальность пегматитов Западного Узбекистана.— Узб. геол. журн., 1971, № 5.
- Диккенштейн Г. Х., Кравченко К. Н. Некоторые черты тектоники Запада Средней Азии. Изд. ВНИГНИ. М., 1970.
- Довжиков А. Е., Зубцов С. И., Аргутина Т. А. Тянь-Шаньская складчатая система. В кн. «Геологическое строение СССР», т. II, Тектоника. Изд-во «Недра», 1968.
- Довжиков А. Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. Автореферат диссертации. Л., 1971.
- Зуннунов Ф. Х. К истории тектонического развития северной части Ферганской впадины.— Узб. геол. журн., 1970, № 4.
- Иванов В. В. О парагенезах гидротермальных месторождений, их геохимических особенностях и возможных источников оруденения.— Труды ИМГРЭ. Изд-во АН СССР, 1963, вып. 10.
- Иванов В. В. О геохимической группировке рудных месторождений.— Докл. АН СССР, 1967, т. 164, № 4.
- Иванов В. В., Мейтуев Г. М. Роль региональной тектоники в формировании геохимического облика эндогенных месторождений. В сб. Металлогенические и геологические исследования. Изд. ИМГРЭ. М., 1971, вып. 2.
- Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Василевский Б. Ф. О последовательности развития магматизма и некоторых вопросах металлогении в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.— Зап. Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1965, вып. 17.
- Исамухамедов И. М., Баратов Р. Б., Василевский Б. Ф., Крупченко П. Д., Султанов М. С. Главнейшие особенности металлогении и магматизма Гиссарского хребта. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Изд-во «Илим», 1968.
- Карпова Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира.— Сов. геол., 1959, № 8.
- Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира. В кн. «Закономерности размещения полезн. ископ.», т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. В сб. «Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования». Изд-во «Недра», 1968.
- Карпова Е. Д. Принципы регионального металлогенического анализа Востока Средней Азии и сопредельной территории Казахстана. В кн. «Закономерности размещения полезн. ископ.», т. IX. Изд-во «Наука», 1971.
- Каледа Г. А. Девонские отложения Южной Ферганы. В кн. «Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня», т. 2. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1960.
- Корсаков В. С., Пяновская И. А., Пятков К. К., Быковский Ю. К. Литологическая характеристика и стратиграфическое положение катармайской свиты в Зияэтинских горах.— Узб. геол. журн., 1969, № 5.
- Корсаков В. С., Изох Э. П., Шмулевич Г. Д. Каледонские гранитоиды в Зеравшано-Алайской зоне Южного Тянь-Шаня (Западный Узбекистан).— Докл. СССР, 1971, № 4.
- Косыгин Ю. А. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии.— Геология и геофизика, 1961, № 1.
- Кравченко С. М., Ифантопуло Т. Н. Акцессорные минералы Памбакского щелочного массива. В кн. «Акцессорные минералы как индикаторы особенностей петрогенезиса». Изд-во «Наука», 1969.
- Красильников Б. Н., Алтухов Е. Н., Волочкович К. Л., Смирнов А. Д. Домезозойская тектоническая структура южной части Урало-Монгольского

- складчатого пояса. В кн. «Проблемы общей и региональной геологии». Изд-во «Наука», Новосибирск, 1971.
- Кропоткин П. Н.* К вопросу о поясовой зональности оруденения в древних складчатых областях.— Сов. геология, 1955, № 43.
- Кузнецов Ю. А.* Основные типы магмаконтролирующих структур и магматические формации.— Геология и геофизика, 1970, № 9.
- Кузнецов Ю. А., Янишин А. Л.* Гранитоидный магматизм и тектоника.— Геология и геофизика, 1967, № 10.
- Кухтиков М. М.* Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Изд-во «Наука», 1964.
- Кухтиков М. М.* Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Изд-во «Дониш», 1968.
- Леонова Л. Л.* Уран и торий в варисских щелочных интрузиях Матча и Турпи (Южный Тянь-Шань).— Геохимия, 1964, № 9.
- Лихачев Ю. Х., Владимирский В. С.* Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. В кн. «Проблема нефтегазоносности Средней Азии». Труды ВСЕГЕИ, Л., 1963, т. 105.
- Лошкин Ю. И., Мазаненко Н. А.* Новые данные по стратиграфии силурийских отложений Каракчатау (Южный Нуратау).— Узб. геолог. журн., 1969, № 1.
- Макарычев Г. И.* Тектоническое районирование Тянь-Шаня и разломы.— Геотектоника, 1970, № 4.
- Марковский А. П.* Зеравшано-Гиссарская горная область.— Труды Памирской экспедиции 1935 г. М.— Л., 1937.
- Мелькановицкий И. М., Орловский А. С., Синельников Р. Я., Кирилин А. В.* Особенности глубинного геологического строения Ферганской впадины и ее горного обрамления.— Геотектоника, 1969, № 5.
- Металлогения Тянь-Шаня.* Тезисы докладов к 5-му Всесоюз. металлогеническому совещанию, июнь, 1968 г. Изд-во «Илим», 1968.
- Мирошников Л. Д.* К вопросу о происхождении граптолитовых сланцев.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 7.
- Муратов М. В.* Основные этапы тектонического развития Причерноморья и генетические типы структурных элементов земной коры.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Муратов М. В., Цейслер В. М.* Осадочные и вулканогенные формации складчатых поясов.— Бюлл. МОИП, 1968, № 5.
- Набиев К. А., Ишназаров Н. И.* К стратиграфии и литологии средне- и верхнедевонских отложений бассейна р. Саизар.— Узб. геол. журн., 1968, № 4.
- Набиев К. А., Исхаков С. А., Шамгунов К. К.* Новые данные о возрасте джидалинской свиты междуречья Исфайрам-Сох.— Докл. АН Узб.ССР, 1970, № 3.
- Наливкин Д. В.* Очерк геологии Туркестана. Туркпечать, Ташкент—Москва, 1926.
- Николаев В. А.* К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня.— Труды III Всес. геол. съезда. Ташкент, 1930.
- Николаев В. А.* О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня.— Зап. минерал. об-ва, 1933, № 2.
- Николаев В. А.* О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры.— В сб. Сов. геол., 1944, № 1.
- Обуэн Ж.* Геосинклинали. Изд-во «Мир», 1967.
- Овчинников С. К.* Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом. Изд-во отд. геол.-химич. и техн. наук АН Тадж. ССР, вып. 1, 1959.
- Огнев В. Н.* Основные структурно-фациальные зоны Средней Азии. В кн. «Решение совещания по разработке унифицированной стратигр. схемы для Средней Азии». Изд-во АН Узб. ССР, 1959.
- Огнев В. Н., Белькова Л. Н., Кангро О. Т.* Докембрий Кызылкумов и проблема связи Тянь-Шаня с Уралом.— Вестник Ленингр. гос. ун-та, 1968, № 6.

- Омельяненко Б. И.* Инфильтрационная метасоматическая зональность в послемагматических образованиях щелочных интрузий верховья р. Ходжа-Ачкан. В сб. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд». Изд-во АН СССР, 1961.
- Орловский А. С.* Основные черты глубинного строения восточной части Ферганской депрессии по данным геофизических исследований. В кн. «Тектоника Памира и Тянь-Шаня». Изд-во «Наука», 1964.
- Осокин Е. Д.* Редкие элементы в щелочных массивах Северо-Байкальского нагорья и некоторые вопросы общей петрологии щелочных пород. Изд. ИМГРЭ, 1970.
- Пейве А. В.* Схема тектоники Западного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 6, 1938.
- Пейве А. В.* Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В.* Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3.
- Перчук Л. Л.* Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. Изд-во «Наука», 1964.
- Попов В. И.* История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Изд. Комитета наук Узб. ССР, Ташкент, 1938.
- Попов В. И.* Некоторые основные положения ядерной теории развития земной коры.— Зап. Узб. отд. Всес. минерал. об-ва. Ташкент, 1955, вып. 7.
- Попов В. И.* Ядра роста материков и развитие земной коры. В сб. «Строение и развитие земной коры». Изд-во «Наука», 1964.
- Портнягин Э. А.* Гиссарский шов и проблема Гиссарского плутона.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва. 1968, № 11.
- Поршняков Г. С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Автореферат докторской диссертации, Л., 1968.
- Пятнов К. К., Пяновская И. А., Бухарин И. К., Быковский Ю. К.* Геологическое строение Центральных Кызылкумов. Изд-во «Фан», 1967.
- Пятнов К. К., Пяновская И. А., Бухарин А. К., Алферов Г. Ю., Быковский Ю. К., Корсаков В. С.* О возрасте метаморфических толщ Зап. Узбекистана. В сб. «Проблемы связи Урала и Тянь-Шаня», Алма-Ата. Изд-во «Наука», 1969.
- Резвой Д. П.* Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1959.
- Резвой Д. П.* «Ангитяньшаньское» структурное направление в тектонике Средней Азии.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1965, № 9.
- Резвой Д. П.* О западотяньшаньском поперечном глубинном шве. Вісник Львівск. держ. універс. ім. І. Франка, серия геол. 1962, № 1.
- Резвой Д. П.* К систематике тектонических элементов Тянь-Шаня в мезозой-палеогене и антропогене.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1968, № 11.
- Резвой Д. П.* Сравнительная характеристика герцинского развития Туркестано-Алая, Ферганского хребта и Кокшаала.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1971, № 13.
- Рубанов Д. А.* Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара. Изд-во «Фан», 1968.
- Салтовская В. Д.* Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области.— Труды Ин-та геол. АН Тадж. ССР, 1963, т. VII.
- Синицын Н. М.* Тектоника горного обрамления Ферганы и ее влияние на пространственное размещение эпitherмального оруденения. Авторефер. докт. дисс., 1949.
- Синицын Н. М.* Схема тектоники Тянь-Шаня.— Вестн. Ленингр. ун-та, 1957, № 12.
- Синицын Н. М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1960.

- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. Н., Волочкович К. Л. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. Изд-во «Наука», 1967.
- Смирнов В. И. Металлогения тектонических секторов геосинклиналей.— Вестн. Моск. гос. ун-та, серия геол., 1961, № 1.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов С. С. О Тихоокеанском рудном поясе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Суворов А. И. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам.— Труды ИГН АН СССР, 1954, вып. 158.
- Сытин Ю. И., Чихачев П. К., Чуенко П. П. Основные особенности тектоники и развития структур территории запада Средней Азии. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 1, Гостоптехиздат, 1960.
- Таль-Вирский Б. В. Некоторые закономерности тектонического развития эпиплатформенной орогенической области Западного Тянь-Шаня. В кн. «Активизированные зоны земной коры». Изд-во «Наука», 1964.
- Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогении Причерноморской области. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III. Изд-во АН СССР, 1960.
- Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. Изд-во «Недра», 1966.
- Твалчрелидзе Г. А. О задачах региональных геофизических исследований при решении металлогенических проблем. В сб. «Методы разведочной геофизики», вып. 12. Изд-во «Недра», Л., 1971.
- Федорчук В. П. Металлогения ртути и сурьмы. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Изд-во «Илим», 1968.
- Федорчук В. П. Металлогения ртути и сурьмы Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IX. Изд-во «Наука», 1971.
- Хамрабаев И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Изд-во «Фан», 1961.
- Хамрабаев И. Х., Исамухамедов И. М., Купченко П. Д., Кучукова М. С., Свириденко А. Ф. Петрография Узбекистана, т. I, 1964; т. II, 1965. Изд-во «Фан», 1965.
- Хамрабаев И. Х., Мацокина Т. М., Горьковой О. П. Магматические комплексы Узбекистана и их металлогеническая специализация. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. VIII. Изд-во «Наука», 1967.
- Херасков Н. П. Принцип составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948.
- Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. Изд-во АН СССР, 1958.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.
- Чернов Н. И. Вулканические формации и порфиоровые интрузии рудного Алтая. Автореферат диссертации. М., 1970.
- Черных О. И., Головченко А. В., Шаякубов Т. Ш. Основные черты металлогении Гиссарского колчеданно-полиметаллического района. В кн. «Металлогения Тянь-Шаня». Изд-во «Илим», 1968.
- Шадчиев А. С., Жирнов О. Г., Дранников В. С., Гриненко Г. С., Муфтиев З. З., Миронов В. Г. О находке органических остатков в метаморфических образованиях Гарм-Хатского района (Каратегин).— Докл. АН Тадж. ССР, 1970, т. XIII, № 3.
- Шинкарев Н. Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1966.
- Шмулевич А. Д., Бабаев К. Л., Палей Л. З., Отрощенко В. Ф., Вировец В. В., Буров В. Г., Гобелко А. Б., Зиман Р. В., Ибадулаев С. И., Кнауф В. И., Литвиненко К. И., Марниц И. Э., Шуплецов Г. М. Комплексная металлогеническая карта Тянь-Шаня. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. IX. Изд-во «Наука», 1971.

- Шнип О. А.* Петрография и метаморфизм древних толщ западного Тянь-Шаня и Кызыл-Кумов. Автореферат диссертации. М., 1966.
- Шилле Г.* Избранные труды. Перев. с нем. М., изд-во «Мир», 1964.
- Штрейс Н. А.* Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР, т. 3. Изд-во АН СССР, 1951.
- Штрейс Н. А., Макарычев Г. И.* О соотношениях между магматизмом и структурами геосинклинальных систем. В сб. «Проблемы связи тектоники и магматизма». Изд-во «Наука», 1969.
- Щерба Г. Н.* К проблеме редкометальных поясов. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. III. Изд-во АН СССР, 1960.
- Щерба Г. Н.* Геотектоногены и рудные пояса. Изд-во «Наука», Ама-Ата, 1970.
- Яншин А. Л.* Тектоническое строение Евразии.— Сов. геология, 1965, № 5.
- Яскович Б. Ф.* К стратиграфии кембрийских отложений Южной Ферганы.— Труды Узб. геол. упр., сб. № 1. Госгеолтехиздат, 1960.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
I. Обзор схем тектонического районирования Южного Тянь-Шаня	6
II. Вопросы методики тектонического районирования, типизация структур	9
III. Характеристика основных типов тектонических структур Южного Тянь-Шаня и сопредельных районов	15
IV. Интрузивный магматизм центральной части Южного Тянь-Шаня	58
V. Геологическое развитие центральной части Южного Тянь-Шаня в палеозое	79
VI. Металлогения центральной части Южного Тянь-Шаня	93
Заключение	117
Литература	120

К. Л. Волочкович, Р. Д. Гаврилин, Т. Н. Ифантопуло

**Типы палеозойских структур Южного Тянь-Шаня,
их магматизм и металлогеническая характеристика**

Утверждено к печати

*Институтом минералогии, геохимии
и кристаллохимии редких элементов*

Редактор издательства Т. Б. Гришина
Художественный редактор С. А. Литвак
Обложка художника Н. А. Седельникова
Технический редактор И. А. Макоглонова

Сдано в набор 6/IX 1972 г. Подписано к печати 20/II 1973 г.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 2. Усл. печ. л. 8+3,37 вкл.
Уч.-изд. л. 11,3. Тираж 900 экз. Т-02211. Тип. зак. 5195.

Цена 1 р. 13 коп.

Издательство «Наука». 103717 ГСП
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». 121099
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2

581