

**ТИПИЗАЦИЯ СТРУКТУР
И МАГМАТИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ ПРИ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ
РАЙОНИРОВАНИИ**

**НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА**



МОСКВА-1975

553.061+551.24

ТИПИЗАЦИЯ СТРУКТУР
И МАГМАТИЧЕСКИХ
ФОРМАЦИЙ ПРИ
МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ
РАЙОНИРОВАНИИ

на примере Центрально-Азиатского
складчатого пояса

2243



УДК 551.24+553.061.2+553.078(57)

Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса). Изд. ИМГРЭ, 1975.

В сборнике рассматриваются главные типы региональных структур, контролирующие редкометалльные зоны, связанные с гранитоидными формациями, и основные формационные типы редкометалльных гранитовых формаций. На примере палеозойд Средней Азии и разновозрастных складчатых зон Сибири показана связь названных редкометалльных зон с типами магматических формаций и региональных структур, возникших в определенную стадию развития складчатой области, а также рассматриваются закономерности размещения гранитов с повышенным содержанием редких щелочных металлов и закономерности размещения висмутовой минерализации.

Ответственные редакторы:

В. В. БУЛДАКОВ,

К. Л. ВОЛОЧКОВИЧ

ТИПИЗАЦИЯ СТРУКТУР И МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ПРИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса)

Утверждено к печати Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов

Редакторы: Т.И. Нефелова, Э.Э. Верник

Подписано к печати 23.03.1976 г. Т-07030. 14 л. Тираж 300.
Формат 70x108 1/16. Заказ № 111. Цена 98 коп. Роталпринт ИМГРЭ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Региональные металлогенические исследования, задачей которых является выяснение закономерностей размещения полезных ископаемых, в настоящее время исходят из двух диаметрально противоположных теоретических посылок. С одной стороны, развиваются прежние представления о связи определенного типа оруденения с определенным этапом развития складчатой области и типом структуры, входящей в состав этой области, с другой — предпринимаются попытки рассмотреть металлогеническую зональность в связи с концепцией "новой глобальной тектоники". Новое направление в металлогении находит большое количество последователей, что видно из материалов недавно прошедшего в Ленинграде совещания ("Металлогения и новая глобальная тектоника", 1973).

Многолетние исследования авторов настоящего сборника в различных районах Центрально-Азиатского пояса не позволяют принять представления сторонников новой концепции и еще раз подтверждают ранее установленную Ю.А.Билибиним, С.С.Смирновым, В.И.Смирновым, Н.П.Херасковым, Г.А.Твалчрелидзе и др. зависимость в размещении металлогенических зон от структур, возникших в процессе геосинклинального, орогенного или платформенного развития земной коры.

Разные исследователи по-разному оценивают роль тех или иных геологических факторов, влияющих на металлогеническую зональность. На первое место при этом ставят: 1) возраст складчатой зоны (Г.Шнейдерхен), 2) тип геосинклинальной системы — режим ее развития и особенность магматизма (А.И.Семенов, Е.А.Радкевич, В.И.Смирнов), 3) тип тектонических структур геосинклинали — сегменты геосинклинали (В.И.Смирнов, Н.П.Херасков, Г.А.Твалчрелидзе), 4) зоны поперечных "рудоконцентрирующих" структур (И.Н.Томсон, М.А.Фаворская), 5) процесс "автономной" активизации (А.Д.Щеглов) или, что является вариантом тех же представлений, — процесс формирования сводово-глыбовых структур, независимый от платформенного и геосинклинального развития (Е.Д.Карпова), 6) тип земной коры (океанический, промежуточный, континентальный), на котором развивается подвижная зона (Г.Н.Щерба, Б.Н.Красильников, К.Л.Волочкович). Все исследователи так или иначе подчеркивают большое значение для рудообразования особенностей развития региональной структуры, вмещающей металлогеническую зону. Опыт проводимых авторами сборника исследований закономерностей размещения редкометалльных металлогенических зон, связанных с гранитоидами на территории Казахстана, Средней Азии, Восточной Сибири и Забайкалья, показал, что при мелко- и среднемасштабном металлогеническом районировании наибольшее значение имеют факторы, определя-

ющие тип геосинклинальных и орогенных структур складчатой системы, а также тип "результатирующей" структуры, возникшей при наложении орогенной структуры на геосинклинальную непосредственно перед эпохой магмо- и рудообразования.

Анализируя результаты исследований, приведенных в статьях сборника, следует заключить, что в различных складчатых системах устанавливается связь названной редкометалльной минерализации с процессом формирования гранитно-метаморфического слоя земной коры. При этом видна парагенетическая связь металлогенических зон более литофильного типа с участками коры, где активнее протекал этот процесс. Конкретным его выражением в приповерхностных частях литосферы служит образование таких региональных структур, как миогеоантиклинали, сводово-глыбовые поднятия эпигеосинклинального орогенного и, возможно, эпиплатформенного этапов развития. Наименее благоприятен для развития редкометалльных металлогенических зон рассматриваемого типа процесс деструкции земной коры и гранитно-метаморфического слоя, в частности, выражением которого является формирование эвгеосинклинальных и рифтоподобных зон. При прогнозно-оценочных исследованиях на комплексе редкометалльных месторождений гранитоидных формаций важно выделить участки повышенной мощности земной коры и "сиаля", особенно для периода, предшествующего рудоносному магмообразованию. Определить особенности строения коры прошлого, используя современные геофизические методы, не всегда возможно. Отсюда вытекает необходимость выделения и типизации региональных структур, так как они являются своеобразными ископаемыми формами, отражающими свойства древней земной коры.

В практической работе использование этих выводов при металлогеническом районировании намечает следующие этапы исследования: 1) детальное изучение истории геологического развития региона с применением метода формационного анализа, 2) выделение основных типов геосинклинальных орогенных и "результатирующих" структур, 3) выделение перспективных групп наиболее кислых, главным образом орогенных, редкометалльных магматических формаций и связанных с ними месторождений, 4) определение пространственной связи потенциально рудоносных магматических формаций с определенным типом "результатирующей" структуры, 5) выделение региональных геохимических зон и определение их пространственного положения по отношению к типам "результатирующих" структур, 6) общий синтез и выделение перспективных зон.

Настоящий сборник включает материалы, полученные сотрудниками ИМГРЭ в процессе многолетних исследований. В вводной части рассматриваются главные типы региональных структур, контролирующие редкометалльные зоны, связанные с гранитоидными формациями (К.Л. Волочкович), и основные формационные типы редкометалльных гранитовых формаций (С.М. Бескин). Далее, на примере палеозойд Средней Азии (К.Л. Волочкович, В.И. Пазилова) и разновозрастных складчатых зон Сибири (В.В. Булдаков, Е.Н. Алтухов, А.И. Лучицкая) показана связь названных редкометалльных зон с ти-

пами магматических формаций и региональных структур, возникших в определенной стадии развития складчатой области. Дополнением к этому материалу служат статьи, посвященные закономерностям размещения гранитов с повышенным содержанием редких щелочных металлов (Н.И.Тихомирова, К.Л.Волочкович) и закономерностям размещения висмутовой минерализации (В.Н.Хоханов, К.Л.Волочкович, Э.Ф.Минцер, Г.Н.Нечелюстов).

Часть I

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ, СВЯЗАННЫЕ С ГРАНИТОИДНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ

К. Л. Волочкович

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР, ВЫДЕЛЯЕМЫХ НА СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТАХ, И АНАЛИЗ ИХ СВЯЗЕЙ С МЕТАЛЛОГЕНИЕЙ

В основу типизации региональных структур складчатых областей можно положить следующий ряд признаков.

1. Процесс (геосинклинальный, орогенный, активизационный).
2. Тип фундамента (континентальный, переходный, океанический).
3. Характер вертикальных движений (поднятия, опускания, контрастные движения, орогенные — активные и неактивные).
4. Характер и степень магматической активности (известково-щелочной, эвтектоидно-гранитоидный, щелочной, офиолитовый, интенсивный, неинтенсивный).
5. Металлогеническая и геохимическая специализация (литофильная, литофильно-халькофильная, халькофильно-сидерофильная, щелочная).
6. Абсолютное время формирования структуры.
7. Возраст складчатости.
8. Местоположение структуры по отношению к геосинклинальной системе (центральное, периферическое, внешнее).
9. Форма и размер структур.
10. Отношение к общему простиранию складчатой области (поперечное, продольное).
11. Характер горизонтальных движений (аллохтонные, автохтонные зоны).
12. Тип плеквативных дислокаций (альпийотипные, германотипные и пр.).
13. Связь с зонами глубинных разломов.
14. Связь с синхронными близрасположенными эвгеосинклиналями.

Из перечисленных признаков наибольшее значение для металлогении имеют те, которые в первую очередь ярко отражают характер гранитно-метаморфического слоя земной коры и особенности его эволюции. К их числу относятся: 1) процесс, при котором структура формировалась (геосинклинальный, орогенный, активизационный); 2) тип фундамента, на котором развивалась структура (континентальный, переходный, океанический) и мощность "сидеритической" и "базальтовой" его частей; 3) характер вертикальных движений (поднятия, опускания, контрастные движения, стабильные,

мобильные или орогенные и т.п.); 4) характер и пространственное размещение магматизма и регионального метаморфизма.

Прежде чем рассмотреть конкретные примеры тех или иных типов региональных структур и их связь с металлогенической зональностью, постулируем несколько принимаемых предварительных условий.

Под геосинклинальным процессом мы понимаем вслед за большинством геологов процесс развития земной коры, при котором в условиях повышенного теплового потока и энергии, генерируемой глубинными источниками, в приповерхностных областях коры возникают линейные или мозаичные зоны высокой подвижности и проницаемости, с повышенной амплитудой скорости и контрастности как вертикальных, так и горизонтальных движений, с сильной магматической активностью, преобладанием погружений в начальном этапе и накоплением мощных толщ морских и частично субконтинентальных осадочных и вулканогенных формаций.

Под орогенным эпигеосинклинальным процессом мы, вслед за Н.П.Херасковым, понимаем процесс общих восходящих движений, сменяющих эпоху преобладающих геосинклинальных погружений. Для него весьма характерно появление молассового комплекса формаций, интенсивная складчатость, региональный метаморфизм и гранитизация. Следует отметить, что орогенный эпигеосинклинальный этап развития часто постепенно, без резкого скачка в условиях развития, сменяет геосинклинальный. При этом интенсивность его нарастает примерно к середине орогенной эпохи, вновь затухая в конце ее. При определении возраста "главной складчатости" складчатой системы мы исходим из времени примерного окончания образования формаций геосинклинального класса и начала накопления молассовых формаций (Херасков, 1963). Время интенсивных складкообразующих движений не учитывается. Выделяется начальный и поздний этапы орогенного эпигеосинклинального (или как иногда называют протоорогенного) процесса.

Под дейтероорогенным процессом, по К.В.Боголепову, мы понимаем процесс тектоно-магматической активизации области ранней консолидации в складчатых областях, фиксирующийся накоплением орогенных вулканогенно-осадочных и магматических формаций и следующий за периодом длительного относительного тектонического покоя. Данный процесс может быть обусловлен различными причинами, как-то "автономной" (по А.Д.Шеглову) или "резонансной" (по Ю.М.Пуцаровскому) активизацией.

Вслед за Е.В.Павловским, Е.М.Лазько, Ю.А.Косыгиным, Л.И.Салопом, Ю.М.Шейнманном и др. принимается, что в архее существовал особый режим развития земной коры, который нельзя относить к геосинклинальному. Для этого режима характерны глубокометаморфизованные образования гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (иначе, высокий тепловой поток), широкое развитие основного и гранитоидного (гранитизация) магматизма (иначе, повышенная проницаемость верхней оболочки Земли), длительно развивающиеся структуры гранито-гнейсовых куполов, нелинейный стиль тектоники, своеобразие осадочно-вулканогенных и магматических формаций (чарнокиты, анортозиты), и пр. В связи с этим самые ранние

(первичные) геосинклинальные системы начали закладываться лишь в нижнем протерозое и в более позднее время.

Учитывая работы А.В.Пейве, Н.А.Штрейса и др. (1971), принимается, что эвгеосинклинальные зоны закладывались на коре океанического типа или, что то же, - разрез эвгеосинклиналей отражает разрез океанической коры прошлого.

Формирование континентальной коры или ее наращивание связано с геосинклинальным, в том числе орогенным, процессом. Появление сиалической коры фиксируется сменой основного магматизма андезитовым. Формирование мощной сиалической коры происходит в орогенную стадию и сопровождается батолитовым гранитообразованием.

Восходящие движения коры, наблюдаемые в приповерхностных условиях, отражают, как правило, согласно представлениям В.В.Белоусова и др., эндогенные процессы разуплотнения мантии или рост астенолитов в ее пределах (островные дуги, неотектонические поднятия). В ряде случаев восходящие движения обусловлены сдвиганием разрезов коры при горизонтальных перемещениях.

После этих предварительных замечаний перейдем к конкретным примерам.

Типы структур складчатых поясов, возникшие в связи с различными режимами развития земной коры

В соответствии с общепринятыми классификациями, в пределах складчатой системы выделяются структуры, сформированные в геосинклинальном, в орогенном эпигеосинклинальном и в активизационном (дейтероорогенном) режимах развития.

В число структур, развивающихся во время геосинклинального процесса, входят прежде всего геосинклинальные прогибы, геоантиклинали, срединные и краевые массивы, шовные структуры (поднятия, прогибы).

Геосинклинальные прогибы характеризуются длительным и часто непрерывным погружением на протяжении значительной части тектонического цикла. Все части геосинклинального прогиба имеют примерно одно время заложения (за исключением эвгеосинклиналей, см. ниже) и близкое время замыкания, сходный формационный состав и более или менее одинаковый структурный план. По вещественному составу различают вулканогенные, терригенные, флишевые, карбонатные и пр. прогибы. Наиболее резко различаются мио- и эвгеосинклинальные прогибы. Первые характеризуются преимущественно терригенно-карбонатным составом выполняющих их толщ, вторые - вулканогенным спилит-диабазовым (в начальную стадию) и андезит-базальтовым (в зрелую стадию) составами. Как уже было сказано выше, мы разделяем точку зрения А.В.Пейве, Н.А.Штрейса и др. (1971), считая, что эвгеосинклинали закладывались на коре, сходной по составу с корой современных океанических бассейнов. Отличительной чертой эвгеосинклиналей является наличие в их пределах офиолитовых поясов, представленных ассоциацией серпентинизированных ультрабазитов, амфиболитов, спилит-диабазовых комплексов и кремнистых (яшмовидных) образований.

Геоантиклинали — крупные (десятки тысяч кв. км) длительно развивающиеся в течение нескольких периодов структуры, являющиеся составной частью геосинклинальной системы и обладающие общей тенденцией к воздыманию. Эти структуры выделяются по ареалу геоантиклинальных формаций, а их границы обычно совпадают с зонами глубинных пошвных разломов, приповерхностным выражением которых могут являться пошвные антиклинали, пошвные прогибы, 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- и тонкообломочные. На поднятиях, достигающих небольшой ширины (20–30 км), геоантиклинальные формации представлены тонкообломочными, часто карбонатными образованиями, отличающимися лишь меньшей мощностью от синхронных осадочных отложений смежных зон. По периферии поднятий геоантиклинальные 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 геоантиклинали 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, накапливающиеся на территории бывших геоантиклиналей, 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 геоантиклинальные поднятия обладают тенденцией к относительному воздыманию по сравнению с окружающими зонами, частично сохраняя свою индивидуальность. Возможно, однако, и резкая перестройка структурного плана поднятия.

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

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

Ранее среди геоантиклинальных поднятий различными исследователями выделялись те или иные их типы, отличающиеся магматизмом, режимом развития, набором осадочных пород и т. д. (Николаев, А. В. Пейве, М. В. Мура-

тов, Н.А.Штрейс, Н.П.Херасков, В.В.Белоусов, Ж.Обуен 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. Наиболее устойчивым признаком является характер магматической деятельности, отражающий как свойства фундамента геосинклиналей, так и степень ее мобильности. В связи с этим перспективна классификация геосинклиналей по степени их магматической активности. Впервые такую классификацию применил в 1959 г. Ж.Обуен, выделяя в зоне эв- и миогеосинклинального пространства соответственно эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные поднятия¹. Аналогичная типизация геосинклиналей использовалась и нами при тектоническом районировании некоторых частей Центрально-Азиатского пояса (Волочкович, 1967, 1971). К эвгеосинклиналям мы относим поднятия, развившиеся из эвгеосинклинального прогиба и унаследовавшие интенсивность его магматической активности, к миогеосинклиналям — поднятия, развившиеся из миогеосинклиналей, к слабо магматичным или промежуточным геосинклиналям — поднятия, развившиеся из миогеосинклиналей, заложенные на коре промежуточного типа и характеризующиеся незначительной магматической деятельностью².

Срединные и краевые массивы представляют собой, по А.Л.Яншину, обломки более древних складчатых сооружений или платформ, вошедшие впоследствии в состав заложенной на них геосинклинальной системы. Срединные и краевые массивы различаются только по положению в геосинклинальной системе — в середине или у края последней. Срединные массивы часто покрыты мощным несогласно залегающим на складчатом основании чехлом, представленным осадочными формациями платформенного или миогеосинклинального облика и эффузивами орогенного типа, мало изменчивыми по простиранию и относительно слабо дислоцированными. Массивы расчленяются впадинами и поднятиями обычно изометрической, реже линейной конфигурации. На орогенном эпигеосинклинальном этапе развития они подвергаются интенсивным орогеническим процессам, сопровождающимся вулканизмом и магматизмом. При этом возникают погруженные и поднятые массивы. Для первых более характерны вулканоплутонические ассоциации, для вторых — плутонические. Наличие магматических образований в пределах срединных массивов сильно отличает их от фундамента молодых платформ и, наоборот, сближает с остаточными геосинклиналями. Последние испытывают более интенсивное воздымание в доорогенном этапе по сравнению с массивами и более сильный метаморфизм и гранитизацию. Кроме того, геосинклинали в орогенном этапе испытывают более интенсивную складчатость, обычно превращаясь в антиклинорий, а срединные массивы остаются поднятыми либо погруженными изометричными обширными блоками. Иногда

¹ Эв- и миогеосинклинальные зоны, в понимании Г.Штилле (1964).

² Имеется в виду магматизм только доорогенного этапа развития.

срединные массивы отождествляют с зонами более ранней консолидации в пределах складчатой области. Например, каледонская Центрально-Казахстанская зона, окруженная герцинидами, по мнению Ю.А.Зайцева, относится к Казахстано-Тяньшаньскому эпикаледонскому срединному массиву. Подобные структуры ранее относили к срединным массивам II рода (по Д.С.Кизельватеру и М.В.Муратову).

О р о г е н н ы е с т р у к т у р ы . Среди орогенных эпитгеосинклинальных и дейтероорогенных структур мы различаем: а) отрицательные орогенные структуры, представленные внешними или краевыми, а также межгорными прогибами, грабенами и впадинами и б) положительные структуры, представленные крупными сводово-глыбовыми поднятиями. Данные структуры могут обладать изометричным или линейным очертанием. Последняя форма характерна для орогенных зон, совпадающих с шовными структурами предыдущего этапа развития (разломами по границам структурно-формационных зон).

К особому типу структур относятся остаточные геосинклинальные прогибы, выполняемые мощным комплексом флишoidных формаций, а также формаций переходного типа (флишoidная моласса, морская моласса, карбонатная моласса и пр.), формирующимся в эпоху, когда почти вся область перешла к орогенному этапу развития. Такие структуры пространственно связаны с шовными зонами. Они дольше других участков складчатой системы сохраняли более интенсивную подвижность и режим, близкий к геосинклинальному. Площадь их не превышает 5-10% от общей площади этой системы. К структурам краевого типа, развитым по границе древних платформ с геосинклинальными поясами, мы относим вслед за другими геологами краевые прогибы, краевые выступы, краевые геосанклинали, перикратонные прогибы и пр.

Особый тип структур представляют и рифтоподобные трогги. Они характеризуются формациями, напоминающими формации начала эвгеосинклинального развития, однако сильно редуцированными в мощности и по времени накопления. Кроме того, здесь отсутствует типичная для эвгеосинклиналей офиолитовая триада, хотя отмечаются значительные проявления ультраосновных пород, габброидов и амфиболитов. Обычно рифтоподобные трогги секут срединные массивы, располагаясь на продолжении простираний соответствующих эвгеосинклиналей. Среди выполняющих данные структуры вулканогенных образований часто встречаются щелочные базальты.

Типы структур,
различающихся по строению фундамента

Процессы, о которых мы только что говорили, могут охватывать любой тип земной коры. При этом строение фундамента, на котором формируется структура, существенным образом сказывается на ее характеристике и металлогенической специализации (Красильников и др., 1971; Волочкович и др., 1974). Различается фундамент континентального, переходного и океанического типов.

а. Континентальный фундамент подразделяется на архейский-нижепротерозойский, представленный гранито-гнейсовым комплексом, протерозой-фанерозойский, представленный осадочно-метаморфическим комплексом, сформированным в связи с геосинклинальным процессом.

б. Фундамент океанического типа представлен серпентинизированными гипербазитами, габбро-амфиболитами, амфиболитами.

в. Фундамент переходного типа представлен зеленосланцевыми слабо дифференцированными мощными толщами пород, залегающими на коре океанического типа и связанными постепенным переходом с перекрывающими их геосинклинальными комплексами.

В зависимости от характера фундамента выделяются три типа складчатых областей, развившихся на фундаменте континентального, переходного и океанического типов.

Примерами структур, заложенных на архейском континентальном фундаменте, могут служить Саяно-Байкальская и Казахстано-Тяньшаньская протерозойско-рифейские геосинклинальные системы. К геосинклиналям, заложенным на континентальной коре протерозой-фанерозойского возраста, относятся все регенерированные геосинклинальные системы в полициклических областях, за исключением их эвгеосинклинальных прогибов. Для перечисленных структур характерны: 1) мозаичная структура, 2) широкое распространение миегеосинклинальных отложений, 3) появление уже на ранних этапах кислых магматических образований (диаритовые дацит-кератофировые и гранитоидные формации известково-щелочного ряда), 4) общий литофильный металлогенетический фон.

Примером геосинклинальных систем с "переходным" фундаментом является Монголо-Алтайская рифейско-палеозойская. Для нее характерны: ведущая роль линейных, местами мозаичных структур, относительно широкое развитие эвгеосинклинальных зон, фемгический-сиалитический профиль магматизма при весьма большой роли кислых гранитоидов на орогенном и активизационном этапах, сочетание литофильной и халькофильной минерализаций.

Примером геосинклинальной системы с фундаментом океанического типа является Зайсан-Гобийская ниже-среднепалеозойская. Ей свойственны: исключительно линейная структура, широкое развитие инициального магматизма (офиолитовые формации), преобладание магматических образований основного состава, минерализация халькофильного типа.

В случаях, когда геосинклинальная система состоит из эв- и миегеосинклинальных зон, принадлежность ее к одному из трех отмеченных выше типов определяется по преобладанию эв- или миегеосинклинальных структур.

К более мелким региональным структурам относятся элементарные структуры геосинклинальных систем. В их основании может быть также фундамент континентального, переходного и океанического типов. При этом в основании геосинклиналей может располагаться фундамент всех трех типов, в основании активизационных структур - двух типов (континентальный и океанический), в основании орогенных структур - одного типа (континентальный).

Типы структур, различающиеся по характеру вертикальных движений

В том или ином режиме (геосинклинальном, орогенном и пр.), на той или иной коре (океанической, континентальной) могут развиваться два контрастных типа структур — положительные (поднятия) и отрицательные (прогибы). Как уже говорилось, восходящие движения связываются с процессом гранитизации, разуплотнением мантии, ростом астенолитов, сдвиганием разрезом; нисходящие движения — с процессом растяжения коры, уплотнением мантии или ее частичной базификацией. Подобные различия в характере эндогенных процессов в "корнях" положительных и отрицательных структур, видимо, должны сказываться и на металлогенической их специализации. Что это именно так, мы покажем ниже.

Все многообразие структур, сходных по формационным признакам с поднятиями, можно подразделить на группы активных и пассивных. Активные поднятия формируются при преобладающей роли восходящих движений, пассивные "поднятия" — при стабильном режиме или в обстановке общего погружения. К активным поднятиям, формирующимся в условиях геосинклинального режима, относятся геосанктиклинали, а в условиях орогенного и активизационного режимов — сводово-глыбовые поднятия.

К числу пассивных поднятий в геосинклинальных областях принадлежат срединные массивы, а также перекомпенсированные прогибы.

Отрицательные структуры в геосинклинальных областях представлены эв- и миеогеосинклинальными прогибами, шовными прогибами и т.п.; а в орогенных и активизационных зонах — шовными и рифтогенными прогибами, межгорными впадинами и пр. Наиболее проявлена парагенетическая связь редкометальной минерализации гранитоидного ряда с активными положительными структурами — геосанктиклиналями и орогенными поднятиями, а в некоторых случаях со срединными или краевыми массивами.

Анализ пространственно-временной связи редкометального оруденения с геологическими процессами и типами структур

Региональная геохимическая зональность. При региональном геохимическом районировании нами используется метод, предложенный В.В.Ивановым (1967), — интеграции минерализации по геохимическому признаку. Минерализация подразделяется на пять геохимических групп: литофильную, литофильно-халькофильную, халькофильную, сидерофильную, щелочную. К минерализации первой группы относятся гранитные пегматиты, редкометальные грейзены, альбититы и кварцевые жилы с оловом, вольфрамом 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, су-

рмяно-ртутными и другими месторождениями; четвертая — медно-никелевыми, железорудными, некоторыми медноколчеданными месторождениями; пятая — щелочными пегматитами, лопаритовыми, уртитовыми, карбонатитовыми и другими месторождениями редких земель, ниобия, циркония и других элементов. Качественная характеристика той или иной геохимической региональной зоны определяется преобладанием перечисленных выше групп месторождений.

Временные соотношения (металлогенические эпохи). Формирование редкометалльных месторождений связано с определенными формациями гранитов: биотитовых и лейкократовых гранитов и аляскитов, субщелочных и щелочных гранитов (см. статью С.М.Бескина), в основном после отмирания геосинклиналей, на разных стадиях орогенного эпигеосинклинального и дейтероорогенного развития. Однако не каждая эпигеосинклинальная орогенная эпоха порождает значительное количество редкометалльных гранитов и их месторождений. Так, например, в области палеозойской складчатости западной части Центрально-Азиатского пояса наиболее продуктивным оказывается верхнепалеозойский эпигеосинклинальный орогенный этап развития герцинид, а на площади каледонид — синхронный ему дейтероорогенный этап. Можно привести и другие примеры по области рифейской складчатости. В целом, несмотря на обилие разновозрастных этапов орогенного и дейтероорогенного развития Центрально-Азиатского пояса, выделяются три наиболее продуктивные для редкометалльной минерализации эпохи: 1) верхнерифейская, 2) верхнекаменноугольно-пермская, 3) мезозойская (урская).

Пространственное соотношение редкометалльного оруденения со структурами высокого порядка (складчатыми областями). Общий стиль металлогении Центрально-Азиатского пояса определяется типом складчатых областей, характеризующихся различным фундаментом. В Саяно-Байкальской и Казахстано-Тяньшаньской эпикратонных областях с фундаментом континентального типа широко распространены кислые магматические образования, в том числе чисто гранитовые, и ведущее значение принадлежит литофильной минерализации. Здесь известны многочисленные редкометалльные металлогенические зоны. В Монголо-Алтайской области, заложенной на фундаменте переходного типа, шире распространены магматические образования более основного состава и перемежаются зоны с минерализацией литофильного и халькофильного типа. Здесь известны только единичные редкометалльные зоны. В Зайсан-Гобийской области с океаническим типом фундамента преобладает фемический профиль магматизма, и литофильная минерализация здесь практически не встречается (Волочкович и др., 1971).

Пространственное соотношение редкометалльного оруденения с региональными структурами складчатых областей. Связь с геосинклинальными структурами. Редкометалльные формации гранитоидов составляют часть формационных комплексов, образующихся

в основном на заключительном орогенном эпигеосинклинальном этапе развития складчатой системы. Пространственное размещение этих комплексов зависит от структур орогенного ряда, и потенциальная рудоносность определяется главным образом геосинклинальными структурами. Причем, основное значение имеет тип фундамента, на котором развивалась эта структура. Так, все значительные редкометалльные зоны Центрально-Азиатского пояса пространственно связаны с геосинклинальными структурами, развившимися на коре континентального типа с мощным гранитно-метаморфическим слоем. И, наоборот, в пределах структур, сформированных на коре океанического или переходного типов, "редкометалльные" (по петрохимической характеристике) гранитоидные формации практически не рудоносны или вообще не встречаются. В качестве примера можно привести профиль через Зайсанскую эвгеосинклинали, заложенную в среднем палеозое на коре океанического типа, и сопредельные с ней структуры Прииртышской геоантиклинали, сформированной на континентальной коре. В пределах Прииртышской геоантиклинали магматические формации отличаются от синхронных эвгеосинклиналей большим развитием пород кислого состава. Подсчеты показывают, что в эвгеосинклинали доля орогенных верхнепалеозойских гранитов относительно подсчитанной площади всех магматических выходов составляет 45%, а в пределах геоантиклинали - 84%. При этом редкометалльные месторождения в эвгеосинклинали практически неизвестны, хотя сходные по петрохимии с редкометалльными гранитами породы изредка встречаются (Волочкович, 1967). Аналогичная картина отмечается и в других регионах. В зонах ранней консолидации, подвергшихся дейтероорогенезу, древняя геосинклинальная структура практически не влияет на особенности оруденения и магматизма, уступая место дейтероорогенным структурам, что видно на примере Северного Тянь-Шаня (см. ниже).

С в я з ь с о р о г е н н ы м и с т р у к т у р а м и . Выше говорилось о совпадении ореолов орогенных магматических гранитоидных формаций с контурами эпигеосинклинальных дейтероорогенных поднятий. Особенно наглядно проявлена связь орогенных поднятий с магматизмом в эпоху эпигеосинклинального развития в Средней Азии и Казахстане. Подобная закономерность отмечалась ранее Н.А. Штрейсом (1969), Ю.А. Кузнецовым (1964) и др. Однако, как выше было сказано, само по себе орогенное поднятие не определяет положение редкометалльной зоны. На металлогеническую специализацию гранитоидных формаций отчетливо влияют не только структуры, синхронные процессу магмо- и рудообразования, но и структуры предшествующей стадии развития, в частности, геосинклинальные. В связи с этим возникает необходимость типизации структур, исходя из их соотношений к моменту рудообразования. Выявляются так называемые "результатирующие" структуры, объединяющие в себе признаки старых и новых. Принципиальная схема подобных соотношений показана на табл. I. Так, например, если на бывшее геоантиклинальное поднятие накладывается новое орогенное поднятие, то результирующая структура будет относиться к типу эпигеоантиклинальных поднятий; при наложении на геантиклиналь хро-

генной впадины возникает эпигеосинклинальная впадина и т.п. Данный метод применяется нами с 1964 г. (Казахстан). Он использовался ранее очень немногими металлогенистами (например: Г.А.Твалчреидзе). В иных работах его вообще не применяют, и выделенные металлогенические зоны сопоставляются лишь с ближайшими к ним по возрасту структурами. Для редкометального рудоотложения наиболее перспективны эпимиогосинклинальные поднятия (Волочкович и др., 1964, 1971, 1973).

Т а б л и ц а I

Схема соотношения геосинклинальных
и орогенных структур

Структуры геосинклинального этапа	Структуры орогенного эпигеосинклинального этапа	
	Поднятия	Прогибы, впадины
	"Результирующие структуры"	
Геосинклинальные поднятия	Эпигеосинклинальные поднятия	Эпигеосинклинальные впадины
Геосинклинальные прогибы	Эпигеосинклинальные поднятия	Эпигеосинклинальные впадины
Срединные массивы	Поднятые массивы	Опущенные массивы

Связь различных типов редкометальных проявлений с локальными структурами. В пределах перспективных "результирующих" структур намечаются отдельные более локальные зоны, благоприятные для размещения того или иного типа редкометальных проявлений. Так, пегматитовые пояса тяготеют к наиболее активно развивающимся крыльям эпимиогосинклинальных поднятий, не располагаясь, однако, в зонах оконтуривающих шовных разломов. Большое значение при этом имеет степень контрастности тектонических движений по границе геосинклиналей со смежными прогибами в период, близкий ко времени магмо- и пегматитообразования. Примером большой тектонической контрастности являются зоны сопряжения мигеосинклиналей с эвгеосинклинальными прогибами или сводовых орогенных поднятий с шовными орогенными прогибами. Чем контрастнее тектонический режим, тем сильнее проявлены в пределах геосинклиналей или в орогенных поднятых блоках процессы регионального метаморфизма и магмообразования. С такими участками обычно пространственно связаны и обширные поля пегматитов, в том числе редкометальных (Волочкович, 1971). В пределах перспективных структур отрицательным фактором для пегматитообразования является синхронная или близкая по времени вулканическая активность в любой форме. Например, весьма перспективное со всех отмеченных выше позиций Гиссарское эпимиогосинклинальное поднятие в Южном Тянь-Шане в целом мало благоприятно для редкометального пегматитообразования, так как с ним пространственно сопряжен вулканический пояс. Перспективна лишь

северная часть данной структуры, почти не затронутая вулканизмом (Волчкович, 1973).

Закономерная концентрация полей редкометалльных пегматитов отмечается в узлах сопряжения продольных (по отношению к поднятию) и поперечных разломов регионального значения, а также в областях развития некомпетентных (гнейсы, кристаллические сланцы, магматические образования) пород. Таким образом, можно сделать заключение, что для процесса редкометалльного пегматитообразования благоприятна контрастная тектоническая обстановка в области больших тектонических градиентов при одновременной относительной стабильности и общем воздымании зон непосредственного формирования пегматитов.

Редкометалльные грейзены и кварцевые жилы в отличие от пегматитов пространственно тяготеют к более стабильным участкам эпимигеоантиклинальных поднятий. Нередко они располагаются и в пределах эпимигеосинклинальных поднятий, а также на поднятиях срединных массивов.

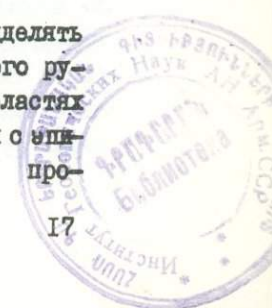
Минерализация щелочной геохимической группы (зоны альбитизации щелочных пород), как правило, образует вытянутые поперечные по отношению к региональным складчатым структурам пояса. При этом наиболее благоприятные для концентрации редкометалльной минерализации зоны пространственно совпадают со сводово-глыбовыми поднятиями и особенно с ограничивающими их шовными разломами.

Региональный прогноз

Региональный прогноз - это синтез выявленных закономерностей размещения редкометалльной минерализации. Он базируется на следующих основных выводах. 1. С определенным типом "результурующей" структуры ассоциирует определенный формационный магматический комплекс, сопровождаемый свойственной ему минерализацией определенной геохимической группы. 2. Чем активнее и длительнее процесс воздымания региональной структуры, тем она более насыщена гранитоидными формациями и, следовательно, более благоприятна для минерализации литофильной группы. 3. Естественная парагенетическая ассоциация тесно сопряженных в пространстве и во времени (один тектоно-магматический цикл) определенных структур и геохимических зон образует металлогеническую зону. Таким образом, металлогеническая зона - понятие формационное. 4. Для каждого этапа рудоотложения формируется своя металлогеническая зона, ибо в каждом последующем тектоно-магматическом цикле будут соответствующие изменения в структурах и магматизме. В итоге на современном эрозивном срезе мы можем выделять моноциклические и полициклические металлогенические зоны.

Используя перечисленные выводы, можно последовательно выделять региональные перспективные зоны, благоприятные для редкометалльного рудоотложения. Такие зоны должны располагаться в складчатых областях с хорошо развитым гранитно-метаморфическим фундаментом, совпадая с эпимигеоантиклинальными поднятиями, не затронутыми вулканическими

про-



22/13

цессами. Локальные перспективные площади в пределах этих зон размещаются: а) для редкометалльных пегматитов — вблизи активных крыльев названных структур, в узлах пересечения продольных и поперечных разломов — в непосредственной близости от выходов редкометалльных гранитов; б) для редкометалльных грейзенов — в более стабильных участках региональной структуры; в) для минерализации щелочной группы — в зонах пересечения поперечных линейментов, фиксирующихся выходами щелочных пород, со стабильными поднятыми блоками складчатой системы (эпигеоантисклинальными поднятиями, поднятыми массивами и пр.).

Подводя итог, можно, по-видимому, говорить о том, что редкометалльная специализация региональных структур определяется главным образом эндогенными процессами, отражающимися в приповерхностных частях литосферы вертикальными движениями.

Восходящие движения литосферы обычно связывают с глубинными процессами в верхней мантии или в основании земной коры, в той или иной мере сопровождающимися формированием гранитно-метаморфического слоя. Данный процесс может быть обусловлен либо подтоком глубинных растворов, обогащенных редкими элементами (Маракушев, Перчук, 1972; Лутц, 1975 и др.), либо выделением значительного количества тепла при глубинном тектоническом скупивании. Способность литофильных элементов концентрироваться в кислых магматических производных обуславливает их накопление в "сиалическом" гранитно-метаморфическом слое коры. Чем продолжительнее и чаще данные процессы в пределах какого-либо участка литосферы, тем более здесь благоприятны условия для образования производных гранитовых расплавов, обогащенных редкими элементами. Процесс повторной тектоно-магматической активизации или эпигеосинклинального орогена способствует, во-первых, дополнительному выносу редких элементов из глубин, во-вторых, извлечению их из сиалического слоя, в том числе из гранитов, при миграции растворов к поверхности. Именно такая ситуация возникает в заключительную или активизационную стадию развития складчатой области в пределах эпиморфоантисклинальных либо дейтероорогенных поднятий. Парагенетическая связь поясов редкометалльных гранитов с дайками основного состава свидетельствует как раз об общем "глубинном" стимуляторе данных образований.

Разрушение сиалического слоя в предорогенную или орогенную эпоху, фиксирующееся погружением литосферы, а также интенсивный вулканизм отрицательно сказываются на процессе концентрации литофильных редких элементов в гранитах.

Для целей прогноза важно выделить участки повышенной мощности коры и "сиаля" в период, предшествующий магмо- и рудообразованию. Не всегда возможно определить особенности строения коры прошлого, используя современные геофизические методы. Отсюда вытекает необходимость выделения и типизации региональных структур, так как они являются своеобразными законсервированными формами, отражающими свойства древней земной коры.

С.М.Бескин

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ
ПОТЕНЦИАЛЬНО РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ
ГРАНИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ МИРА

Не приводя из-за краткости обоснований, сделанных по анализам многих работ, посвященных гранитам Земного Шара, отметим, что потенциально редкометалльными интрузивными формациями являются аляскитовая (лейкогранитовая), литиево-гранитовая и литиево-пегматитовая, щелочно-гранитовая, мискиитовая; нефелин-сиенитовая аптаитовая; щелочно-ультраосновная. Нередкометалльные интрузивные формации и их группы: гипербазитовая; габбро-диорит-плагиогранитовая, сиенитоидная, гранодиоритовая, нормально-гранитовая, кимберлитовая, щелочно-габброидная. Подчеркнуты названия формаций, которые охарактеризованы в данной работе (Бескин, Марин, 1972).

Нередкометалльная формация
нормальных биотитовых гранитов

Нормальные мезократовые, реже меланократовые или лейкократовые биотитовые, иногда роговообманково-биотитовые граниты (далее "граниты") соответствуют таким понятиям, как "гранит всех периодов", "щелочно-земельный гранит" и т.д. Рассматриваемые граниты описаны В.С.Коптевым-Дворниковым; Г.Н.Шербой, П.В.Покровским, В.Н.Логиновым, И.В.Мушкиным, К.А.Абдрахмановым, Е.В.Негрей, В.Н.Волковым, С.М.Бескиным, В.Н.Лариным, Ю.Б.Мариним, И.Л.Дороховым, Г.Тишендорфом и др.

Примеры массивов: рапакиви разных районов (докембрийские), Боровской в Казахстане (каледонский), Джабык-Карагайский на Урале, большая часть Калбинского, Калдырминский в Казахстане, Кирхберг в ГДР (герцинские), большая часть Хангилайского, Халчерангинский в Забайкалье, "граниты Джос" в Нигерии (мезозойские), Эльджуртинский на Кавказе, "граниты I-3" Раумидского массива на Памире (кайнозойские).

В регионах "линейного" типа (Урал, Чингиз-Тарбагатай, Восточная Азия) массивы гранитов вытянуты в цепи и пояса, в "мозаичных" регионах (Северное Прибалхашье) размещение их пятнистое. Форма, залегание, размеры массивов на выходе разнообразны. Чем ближе возраст гранитов к возрасту вмещающих пород, тем более вытянута форма массивов, чем большая разница, тем более они изометричны. Вертикальная мощность, по данным геофизики, не превышает 2-5 км. В разрезе форма массивов чаще приближается к гарполиту, т.е. это пологие "языки" с боковыми подводными каналами. Чаще они согласны со структурами вмещающих пород, но могут быть дискордантными (при значительной разнице в возрасте с боковыми породами).

Обычно в интрузивном узле, где есть граниты, им предшествуют гранодиориты и (или) граносиениты, а после гранитов следуют аляскиты. Но не исключены и автономные массивы.

Ряд исследователей намечает свиты дацитов-липаритов в качестве непосредственных предшественников гранитовых комплексов. Другие геологи утверждают, что свиты кислых эффузивов формировались еще до внедрения гранодиоритов. Но на ряде плутонов в гранодиоритах есть закаленные дайки биотитово-роговообманковых полевошпатовых гранит-порфиров, не пересекающие те части плутонов, которые сложены гранитами.

Определенные "эталонные" разновидности гранитов наблюдаются в массивах разного возраста в разных регионах, причем фиксируются резкие контакты, иногда с некоторым "охлаждением" эндоконтакта одной из разновидностей. Местами видны подводящие дайки у пологих залежей. Следовательно, каждая из выделяемых разновидностей является интрузивной фазой. Приведем их последовательность¹.

а. Крупнозернистые (0,5-3; 1-6) граниты главной фазы, слагающие глубокие горизонты массивов, занимают до 30% их объема. Обнажены только на эродированных плутонах. Характерна умеренная порфировидность (полевые шпаты). Обычно породы мезократовые. б. Среднезернистые (0,5-3; 0,5-4) граниты дополнительной фазы, занимающие до 20% объема плутонов. Большая часть обнажающихся крупных нормально-гранитовых массивов сложена этими породами. Чаще характерна ярко выраженная порфировидность (полевые шпаты). Породы мезократовые. в. Среднезернистые (0,3-1; 0,3-4) граниты дополнительной фазы, занимающие до 20% объема плутонов. Значительная часть обнажающихся крупных и подавляющая - средних массивов сложена этими породами. Характерна порфировидность (полевые шпаты, менее кварц). Породы мезо- и лейкократовые. г. Мелко-среднезернистые (0,1-0,5; 0,1-5) весьма неравнозернистые граниты дополнительной фазы, занимающие не более 10% объема по периферии массивов. Характерна резкая и обильная порфировидность (полевые шпаты и кварц). Породы мелано-, мезо- и лейкократовые. д. Мелко-среднезернистые (0,1-0,5; 0,1-2) граниты дополнительной фазы, занимающие 0-15% объема. Характерна слабая порфировидность. Породы лейкократовые, чаще двуслюдяные. е. Мелкозернистые (0,1-0,3; 0,1-1) граниты дополнительной фазы, занимающие 0-10% объема. Похожие на предыдущие. ж. Мелкозернистые (0,2; 0,3) жильные граниты, лейкократовые. Могут быть равнозернистые и порфировидные. з. Тонкозернистые жильные граниты, лейкократовые, чаще порфировидные. и. Аплиты, маломощные дайки.

Вещественная характеристика гранитов отражена в табл. I. Внешний облик гранитов отражен на фиг. I.

Контакты гранитов с вмещающими породами резкие, с зонами закалывания. На контакте с песчано-сланцевыми породами иногда возникает лейкократовые фации, а на контакте с основными гранитоидами, габброидами и основными эффузивами - фации гранодиоритового-меланогранитового сос-

¹ Здесь и далее в скобках (в мм) первые цифры - величина зерен кварца, вторые - полевых шпатов (без учета порфировидных выделений).

Таблица I

Состав крупнозернистых (кз) и среднезернистых (сз) нормальных гранитов по данным разных авторов

Компоненты I	I ¹		3		4		5		6		7		8		9		10		II
	кз	сз	кз	сз	кз-сз	сз	кз-сз	сз	кз-сз	сз	кз-сз	сз	кз	сз	кз	сз	кз	сз	-
Кварц	30	32	27	32	25	34	29	29	29	29	29	29	35	28					-
I К.п.ш.	35	38	31	42	35	39	29	29	45	33	35								-
Объем-плагиоклас I	27	24	37	21	36	25	30	16	28	30									-
вие % Бiotит	5	4	5	I-2	3	2	10	8	4	6									-
Мусковит	0	0	0	0	0	0	+	2	0	0									-
Роговая обманка	+	+	+	0	+	0	+	0	0	0									-
# плагиокласа	24-32	22-28	20	17	29	13	-	23-25	-	15-25									-
\bar{n}	II	7	2	14	30	20	-	2	-	-									-
II Весовые %	SiO ₂	70,48	71,10	71,36	75,67	72,26	75,42	69,50	72,98	75,16	72,58	70,18							
	TiO ₂	0,44	0,40	0,32	0,15	0,32	0,18	0,38	0,26	0,07	0,35	0,39							
	Al ₂ O ₃	14,16	14,01	14,10	13,05	14,07	13,51	15,45	13,14	12,51	14,11	14,47							
	Fe ₂ O ₃	1,08	1,61	1,51	0,74	4,31	1,00	1,15	0,94	0,31	0,57	1,57							
	FeO	2,53	2,05	1,39	0,93	0,97	0,67	2,12	2,36	1,24	0,40	1,78							
	MnO	0,05	0,05	0,06	0,04	0,07	0,06	0,07	0,02	0,02	0,05	0,12							
	MgO	0,61	0,56	0,72	0,30	0,52	0,34	1,13	0,41	0,42	0,65	0,88							
	CaO	1,68	1,33	1,82	0,68	1,18	0,68	2,32	0,66	1,49	1,72	1,99							
	Na ₂ O	3,85	3,98	3,82	3,75	3,84	3,28	3,62	3,45	3,64	3,17	3,48							
	K ₂ O	4,43	4,50	4,23	4,13	4,23	4,39	3,73	4,80	4,49	4,37	4,11							
	P ₂ O ₅	-	-	0,13	0,04	0,13	0,04	-	0,10	0,03	0,11	0,19							
	F	-	-	0,04	-	0,08	0,11	-	0,11	0,22	0,08	0,08							
	H ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0,86	0,05	-	0,08							
	п.п.п	-	-	-	-	-	-	-	-	0,60	-	-							
	\bar{n}	13	13	5	5	20	8	3	10	5	10	-							
III г/т	Li	50	40	38	38	18	14	116	100	37	53	40							
	Rb	200	300	-	-	138	172	180	350	236	205	200							
	Cs	50	50	-	-	2,5	-	16	15	-	16	5							
	Be	5	6	3	4	2,5	4	5	6	16	4	5,5							
	Sn	-	-	-	-	2,5	2	8	20	6	6	3							
	Zr	240	150	-	-	-	-	715	160	-	276	200							
	Nb	14	-	12	11	12	13	15	25	7	14	20							
	Ta	-	-	-	-	1	-	3	5	-	2	-							
\bar{n}	2-4	1-4	10	-	50	5	-	10	80	III	-								

I¹ 1,2 - Боровое (I-III - Д.Б.Марин, Б.Д.Эфрос; III - А.М.Подольский); 3,4 - Калдырма (Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т.1); 5,6 - Вост.Коунрад (5-I,II - разные авторы; III - В.В.Ляхович; 6 - I,II - разные авторы; III - В.И.Серых, Е.В.Негрей); 7 - Калба (А.Н.Леонтьев); 8 - Хангилей (I - С.М.Бескин; II,III - Н.Е.Земанкова); 9 - Раумид (Е.В.Негрей, В.Н.Волков); 10 - Эльджурту (I,II - А.В.Пек; В.В.Ляхович; III - В.В.Ляхович); II - гранит всех периодов (II - Р.Дэли; III - А.П.Виноградов). +- минерал спорадически присутствует в малых количествах.

тава. Мощность гибридных фаций не превышает одного-двух десятков метров. Из других фаций отметим непорфировидные разности на фоне более распространенных порфировидных.

По вертикали массивы напоминают "слоенный пирог", где, перемежаясь, но все же имея тенденцию распределяться снизу вверх, располагаются залежи ведущих фаз "а" - "е", рассеченные многоэтажными пластовыми телами жильных гранитов "ж" - "и", сопряженными с подводщими дайками.

В особенностях массивов нормальных гранитов намечаются следующие тенденции. Чем более молодому циклу принадлежат граниты, тем они более лейкократовые. В "линейных" регионах граниты более меланократовые и более щелочноземельные по сравнению с близодновозрастными гранитами "мозаичных" (глыбовых) регионов.

Минерализация, связанная непосредственно с нормальными гранитами, не изучалась. Некоторые исследователи отстаивают генетическую связь золото-полиметаллических месторождений с гранитовым комплексом, другие допускают возникновение части редкометаллоносных грейзенов также в связи с этим комплексом (Геология и металлогения..., 1968). Но ни в одном случае не получено данных той же убедительности, как, например, для связи грейзеновых месторождений с аляскитовой формацией (см. ниже). Не исключено, что часть зон калишпатизации, мусковитизации и некоторые безрудные пегматиты являются производными нормальных гранитов. Несомненно образование скарнов. Но достоверной рудной минерализации не зафиксировано.

Потенциально редкометалльная формация аляскитов- лейкократовых гранитов

Аляскиты и лейкократовые граниты (далее - "аляскиты") соответствуют в общем "аляскиту" Р.Дэли, но включают также и иные, но неизменно высококремнеземистые типы. Аляскитовые массивы описаны многими. Работы автора и его коллег (Ю.Б.Марин, Б.Д.Эфрос, В.Н.Ларин, В.М.Смертенко), других геологов (Е.В.Негрей, А.А.Духовский, И.Е.Сморчков, Б.И.Омельяненко, Н.Ф.Аникеева и др.) заставляют скрупулезно относиться к выделению аляскитов в гетерогенных плутонах, так как объединение их в один комплекс с нормальными биотитовыми гранитами не стимулирует успешные результаты поисковых и разведочных работ на редкие металлы и горный хрусталь.

Примеры массивов: "вторая и третья фазы" гранитов Карелии (докембрийские), Балкашинский и Мамырский массивы в Казахстане (каледонские), Бектауата, Сибины-Кент-Акжайлыу - дуговые в Казахстане, Айбеншток в ГДР (герцинские), Адун-Чолон, Саханай в Забайкалье, Невский и Маяк на Северо-Востоке, Рейфилд-Гона и Нгелл в Нигерии (мезозойские), "граниты 4-6" Раумидского массива на Памире (кайнозойские).

Массивы аляскитов при анализе их группировки обнаруживают пассивную зависимость от структуры р-е иона. В регионах "линейного" типа аляс-

китовые массивы вытянуты в цепочки, в "мозаичных" характер размещения аляскитовых массивов мозаичный. По-видимому, может быть и промежуточный случай. Намечается большая приуроченность аляскитовых массивов к средним массивам, поднятым блокам, гнейсовым куполам.

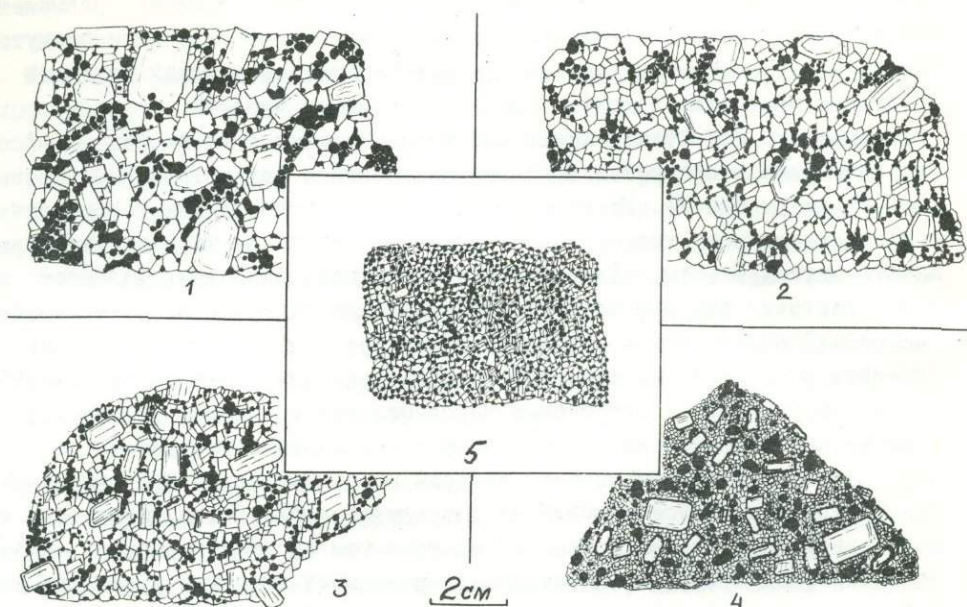
Аляскиты образуют в плане овальные, близкие к изометричным массивы, размерами в поперечнике от многих десятков километров (протерозой) до 7-15 км (мезозой). Их морфология в первом приближении соответствует сильно уплощенному цилиндру, но при более детальном подходе можно различать цилиндры ("хоккейные шайбы"), лополиты, факолиты. Залегают полого. Вертикальная мощность по геофизическим данным и по наблюдениям "торцевых" поверхностей лополитов варьирует от 3 до 5-8-12 км (фиг.2). Аляскиты имеют меньший объемный вес по сравнению с вмещающими интрузивными, эффузивными и осадочными породами, что позволяет фиксировать положение скрытых аляскитовых массивов по геофизическим данным.

Массивы дискордантны к структурам вмещающих толщ. Они внедрялись при вертикальных перемещениях блоков земной коры. Очень часто они использовали древние магматические зоны, в том числе эруптивные каналы доальяскитовых вулканов. Выраженность кольцевых структур в рельефе иногда замаскирована, но выявляется при дешифрировании высотных аэрофотоснимков.

В узле, где наблюдаются аляскиты, из более ранних формаций всегда присутствуют нормальные граниты, менее часто - гранодиориты или граносиениты. Парагенезис аляскитов с нормальными биотитовыми гранитами настолько тесен, что многие исследователи не выделяют их в отдельные формации (комплексы). С более поздними гранитовыми формациями парагенезис аляскитов необязателен.

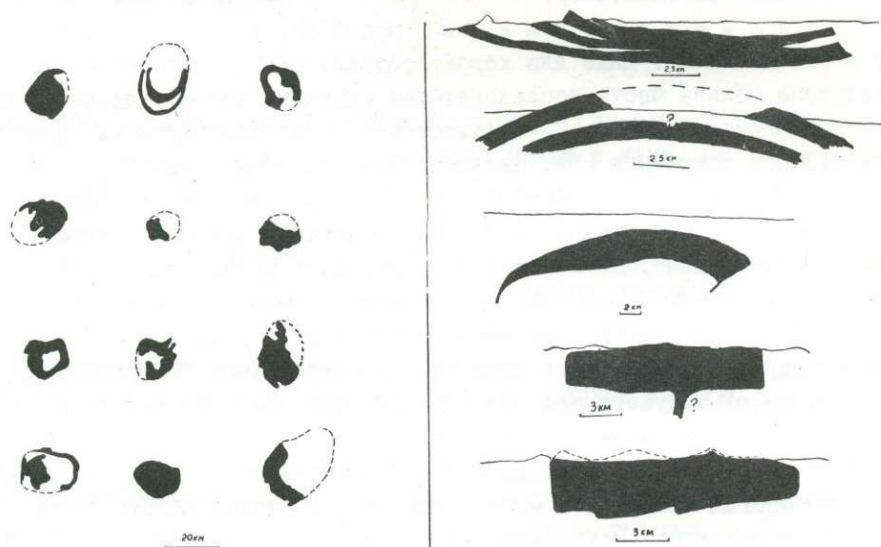
Вулканические и дайковые предшественники. Даже для хорошо обнаженного и изученного региона Казахстана только часть исследователей считает, что оубелочные липариты архарлинской свиты (C_3 -P) непосредственно предшествуют аляскитам акчатауского комплекса (P), являясь более молодыми, чем нормальные граниты калдырминского комплекса (C_3). Другие геологи утверждают, что калдырминские и акчатауские интрузии внедрялись друг за другом без "эффузивного перерыва". Но на эталонных массивах установлено, что закаленные дайки гранит-порфиров, пересекающие нормальные биотитовые граниты разной зернистости, срезаются крупно- или среднезернистыми аляскитами. Нередко пояса таких даек как бы закладывают "макроструктуру" (часто кольцевую) будущего аляскитового массива. Большинство даек по составу близко к аляскитам (Сапожников, 1972).

Хотя определенные разновидности аляскитов стабильно наблюдаются на очень многих массивах и между ними нередко можно видеть резкие контакты (без закалки), установить возрастную последовательность затруднительно, если не иметь в виду мелкозернистых жильных гранитов, которые явно рвут средне- и крупнозернистые аляскиты. Причем удается видеть, что чем более тонкозернист жильный гранит, тем он моложе. Все же есть отрывочные наблюдения, позволяющие в первом приближении считать, что



Фиг.1. Типизированная физиография характерных образцов гранитов ведущих фаз нормально-гранитового типа

Черное - кварц, белое - полевые шпаты, слюды не изображены. 1 - крупнозернистый гранит "главной фазы"; 2 - крупно-среднезернистый - "I дополнительной фазы"; 3 - среднезернистый - "2 дополнительной фазы"; 4 - мелко-среднезернистый (резконеравномернозернистый) - "3 дополнительной фазы"; 5 - мелко-среднезернистый относительно равномернозернистый - "4 дополнительной фазы" (имеется еще одна генерация гранитов такого же облика, но с меньшей величиной зерна). Форма зерен полевого шпата условная, кварца - близкая к истинной.



Фиг.2. Планы и разрезы лейкогранит-аласкитовых массивов Казахстана
Пунктир на планах - контур скрытого массива; на разрезах - контур эродированного массива

чем мельче размер зерен, тем с более молодой разновидностью аляскитов мы имеем дело. Выстраивается последовательность интрузивных фаз^I. а. Крупнозернистые (I-3; 5-15) аляскиты главной фазы, всегда слагающие глубокие горизонты массивов, занимая до 50% их объема; обнажены только на весьма эродированных и (или) отпрепарированных массивах и потому наблюдаются редко (обычно в тех случаях, когда мощность перекрывающих их аляскитов последующих фаз невелика). б. Среднезернистые (I-2; 3-8) аляскиты I дополнительной фазы, образующие мощные, до 500-700 м, пластовые залежи поверх предыдущих, занимая до 30% объема массивов. Обычно именно эти породы слагают в основном обнажающиеся части аляскитовых интрузивов (сколь-нибудь крупных), хотя не исключено их полное отсутствие. в. Среднезернистые (0,5-I; 2-5) аляскиты 2 дополнительной фазы, образующие пластовые залежи мощностью до 50-200 м поверх предыдущих, изредка "вклиниваясь" в последние. Данная разновидность, как правило, присутствует в любом аляскитовом массиве, хотя мощность таких тел может быть минимальной. г. Мелко-среднезернистые (0,5-I; I-3) аляскиты 3 дополнительной фазы, образующие маломощные, не более 10-20 м, залежи поверх предыдущих; иногда вклиниваются в аляскиты предыдущей генерации. д. Мелкозернистые (~ I; ~ I) жильные аляскиты I генерации - залежи мощностью по 5-50 м, иногда сопряженные с крутостоящими дайками. е. Мелкозернистые (< I; < I) жильные аляскиты 2 генерации - залежи мощностью не более 10 м, чаще, чем в предыдущем случае, сопряженные с дайками. ж. Тонкозернистые жильные аляскиты 3 генерации - пологие залежи и дайки мощностью не более 5 м. з. Аплиты, чаще - крутые дайки ничтожной мощности.

Жильные граниты ("д-з") в основном сконцентрированы в верхней трети интрузива. Из фацциальных разновидностей отметим мелкозернистые (разнозернистые) и иногда резко-порфировидные с округлыми кварцами аляскиты, развивающиеся в виде маломощных (менее I-2 м) зон на "торцах" аляскитовых массивов; сиенитоподобные, иногда обогащенные темноцветным и ксенолитным материалом подошвенные горизонты аляскитовых залежей; пегматоидные и (или) письменные оторочки верхних апикальных горизонтов аляскитовых залежей.

Контакты аляскитов с вмещающими породами всегда резкие, отчетливо интрузивные. Гибридизм не характерен. Зон закала обычно нет - последние появляются только в "торцевых", крутозалегающих поверхностях, а также у жильных мелкозернистых гранитов, "ушедших" от массива. Вещественная характеристика аляскитов отражена в табл.2. Внешний облик аляскитов отражен на фиг.3.

Аляскитовые массивы при детальном рассмотрении, как правило, оказываются расслоенными, а зачастую и стратифицированными. Расслоенность проявляется в том, что нижние горизонты массивов сложены крупнозернистыми гранитами главной фазы, среднезернистые аляскиты I дополнительной

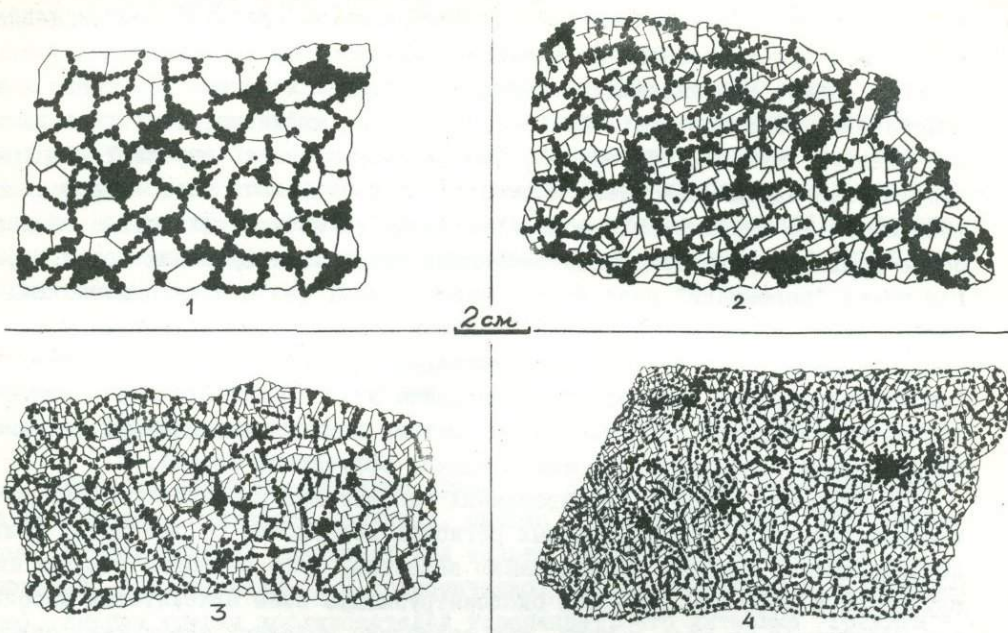
^I В скобках первые цифры - величина зерен кварца, вторые - полевых шпатов, мм.

Таблица 2

Состав крупнозернистых (кз) и среднезернистых (сз) аляскитов
и лейкократовых гранитов по данным разных авторов

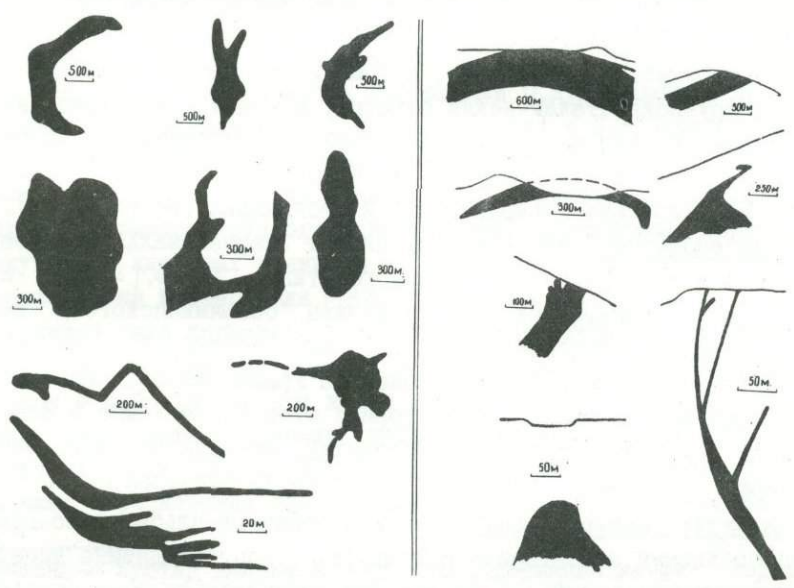
Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
	кз	сз	кз	сз	кз	кз	сз	сз	кз	кз	-	
Кварц	35	36	36	36	34	39	32	34	35	35	-	
К.п.ш.	48	48	48	45	51	47	57	38	36	40	-	
I Плаггиоклаз I	15	14	12	17	12	12	16	22	22	22	-	
Объем- ные % Бiotит	2	1,5	2,5	0,5	2	1,5	1	3	4	3	-	
Мусковит	0	0	0	0,5	0	0	0	+	3	0	-	
Роговая обманка	0	0	0	0	+	0	0	0	0	0	-	
% плаггиоклаза	4-16	4-15	14	10-33	30	23	-	-	10-12	-	-	
n	20	30	6	-	6	3	3	-	10	-	-	
II Весо- вые %	SiO ₂	73,90	74,22	74,92	75,96	73,50	76,49	76,29	75,80	73,40	75,52	76,47
	TiO ₂	0,22	0,16	0,27	0,11	0,26	0,16	0,18	0,06	0,10	0,04	0,07
	Al ₂ O ₃	13,20	13,30	12,96	12,09	13,23	12,40	12,40	13,12	14,01	12,51	13,03
	Fe ₂ O ₃	1,10	0,95	0,84	1,00	1,05	0,77	0,76	0,61	0,58	0,40	-
	FeO	0,99	0,80	0,57	0,50	1,07	0,57	0,72	0,42	1,15	0,91	1,04
	MnO	0,04	0,04	0,06	0,02	0,05	0,11	0,09	0,01	0,05	0,02	0,01
	MgO	0,27	0,20	0,43	0,36	0,26	0,05	0,05	0,23	0,25	0,22	0,06
	CaO	0,90	0,90	0,91	0,89	1,08	0,51	0,47	1,11	0,90	1,29	0,45
	Na ₂ O	4,05	3,85	3,65	3,47	4,27	3,50	3,70	3,65	3,75	3,46	3,53
	K ₂ O	4,80	4,90	4,63	4,55	5,22	5,20	5,10	4,65	4,05	4,77	4,81
	P ₂ O ₅	-	-	0,09	0,18	0,16	0,02	0,03	0,04	0,03	0,02	0,01
	F	-	-	0,15	0,32	0,34	0,32	0,33	-	0,19	0,23	0,08
	H ₂ O	-	-	0,40	0,35	-	-	0,20	0,10	0,66	0,22	0,52
	п.п.п	-	-	0,42	0,69	-	-	0,21	0,23	-	0,57	-
n	25	21	20	10	6	9	3	-	15	4	-	
III г/т	Li	9	15	30	49	30	25,5	20	128	110	28	40
	Rb	300	320	298	513	100	145	166	280	330	215	170
	Cs	-	-	2	-	12	8	10	36	10	-	4
	Be	6	6	7	7	3	4	2	3	7	12	3
	Sn	-	-	4	5	5	5	2	7	15	6	3
	Zr	180	30	-	-	200	120	200	140	113	-	175
	Nb	35	28	21	24	50	20	32	21	20	7	21
	Ta	2	1,5	2	-	2	4	2	7	5	-	4
n	1-20	2-7	50	8-14	8-13	1-4	3-6	-	13	10	-	

I 1,2 - Балашино (Д.Б.Марин, Б.Д.Эфрос); 3 - Бектаута (I - В.Н.Ларин; II - разные авторы; III - В.В.Ляхович); 4 - Акчатау, "граниты 2" (С.Н.Митрофанская, Г.Н.Шерба, А.И.Захарченко, Е.В.Негрей); 5,6,7 - Акжайлытау (С.М.Бескин, В.Н.Ларин); 8 - Сибины (А.Н.Леонтьев); 9 - Саханай (Н.Е.Залашкова, В.В.Герасимовский, И.Б.Недумов, И.П.Земская); 10 - Раумид, "граниты 4" (Е.В.Негрей, В.Н.Волков); II - Аляскит (II - Р.Дэли; III - К.К.Туекьян, К.Н.Ведеполь); + - Минерал спорадически встречается в малых количествах.



Фиг.3. Типизованная физиография характерных образцов гранитов ведущих фаз аляскитового типа

Черное - кварц, белое - полевые шпаты, слюды не изображены. Возможно присутствие сильно уплощенных порфиroidных вкрапленников полевых шпатов (не показаны). I - крупнозернистый аляскиит "главной фазы"; 2 - среднезернистый - "I дополнительной фазы"; 3 - среднезернистый - "2 дополнительной фазы"; 4 - мелко-среднезернистый - "3 дополнительной фазы". Форма полевого шпата условная, кварца - близкая к истинной



Фиг. 4. Планы и разрезы массивов литевых гранитов

фазы налегают на них, а выше располагаются мелко-среднезернистые аляскиты 2 и 3 дополнительных фаз. Жильные мелкозернистые граниты, чаще - пологие дайки, в подавляющей массе приурочены к верхним горизонтам аляскитовых массивов, но отдельные маломощные дайки могут встречаться в средних и глубоких горизонтах. Стратифицированность выражается в том, что пологие залежи аляскитов мощностью до нескольких сотен метров перемежаются "с перемычками" мощностью также до нескольких сотен метров более древних гранитоидов или вмещающих осадочно-эффузивных пород. Иногда такие "перемычки" разделяют граниты разных фаз аляскитового комплекса. Часто наблюдается "уход" гранитов поздних дополнительных и особенно жильных фаз в верхние надинтрузивные зоны аляскитовых массивов. Так что образуется многоэтажная постройка из пологих "пластов" мелкозернистых аляскитов, сопряженных с крутыми подводящими дайками, в теле более древних гранитоидов (реже осадочно-эффузивных пород).

Наблюдение глубоко эродированных аляскитовых массивов убеждает в однотипности их пород в разных регионах независимо от возраста, если не прибегать к тонкому исследованию вещества. В то же время верхние интрузивные и особенно над- или околоинтрузивные зоны аляскитовых массивов отличаются от узла к узлу, что позволило выделить следующие более или менее контрастные разновидности массивов.

"Редкометалло-пегматитоносные" массивы продуцируют жильные пегматитовые поля, перспективные на некоторые редкие элементы, но никогда не содержат литиевую минерализацию. Подобные узлы бедны кварцевожилыно-грейзеновыми образованиями. Это "калиевые" граниты и пегматиты Мадагаскара, "слюдяно-берилловые" пегматиты Индии (докембрий).

"Хрустале-пегматитоносные" массивы заключают значительное количество внутригранитных пегматитов, в том числе перспективных на горный хрусталь, крупнокристаллический флюорит, местами - на ограночные камни. Обычно бедны кварцевожилыно-грейзеновыми образованиями. Сюда относятся некоторые интрузивы Мадагаскара, Европейской части СССР (докембрий), Казахстана (каледонские и герцинские) и Забайкалья (мезозойские).

"Грейзеноносные" массивы продуцируют кварцевожилыно-грейзеновые месторождения и рудопоявления "обычного" типа - W, Mo, (Sn), Bi и др. Как правило, бедны пегматитами. Это интрузивы "бобъянкопского" и "дизского" типов в Бушвельде, Редскин-Шток в Колорадо (докембрий); многие массивы (в основном скрытые) в Казахстане, на Урале, Алтае, Айбэнштокский и Кирхбергский-Внутренний в Рудных горах; шток Санта-Комба в Испании (герцинские); Бом-Горхонский, Шерловогорский, массивы Великого Оловянного пояса Бирмы - Таиланда - Малайзии - Индонезии (мезозойские).

"Альбитит-грейзеноносные" массивы образуют альбититово-грейзеновые месторождения касситерита и колумбита, сопровождаемые нередко кварцевожилыно-грейзеновыми - касситерита, вольфрамита с аксессуарным бериллом. Бедны пегматитами. Примеры: некоторые массивы на Украине, Сан-Лоренцо и др. в Рондонии, Бразилия (докембрий); Орлиногорский, Золотоношенский, Имантау и др. в Казахстане (каледонские и герцинские); Лируэй-Внутренний, "граниты Нгелл" в Нигерии (мезозойские).

Предложенная типизация не исключает существования аляскитовых массивов промежуточных типов, но их число невелико. Они продуцируют мелкие месторождения и рудопоявления редких металлов или горного хрусталя. Предварительная проверка типизации по ряду геологических, петрохимических и геохимических критериев показала удовлетворительную корреляцию. Так, тип "а" относится к формации средних, а типы "б, в, г" — малых глубин. Среди последних тип "б" относительно наиболее калиево-щелочной, а тип "в" — кислый. Тип "г" скорее натриево-щелочной; он характерен для консолидированных областей докембрия, активизированных в молодые циклы.

Потенциально редкометальная
формация субщелочных, в том числе
литиевых гранитов

Литиевые или фтор-литиевые граниты¹, в том случае, если они прежде выделялись, считались поздними, иногда "дополнительными" или "жильными" фазами обычных гранитных или только аляскитовых комплексов (О.Д. Левицкий, К.С. Дружинин, В.С. Колесниченко, Е.А. Пламеневская, М.В. Кузьменко). Другая группа исследователей утверждает, что литиевые граниты — это метасоматические "апограниты", развивающиеся по обычным или только аляскитовым гранитам (А.А. Беус, Н.Е. Залашкова, В.В. Потапьев и др.).

В качестве самостоятельного геохимического типа интрузивов литий-фтористых гранитов формация выделена в Монголии В.И. Коваленко и сотрудниками (1971), которые показали обособленное и более молодое ее возрастное положение по отношению к "стандартным" комплексам. Прорывание среднезернистыми амазонитовыми гранитами рудных жил, связанных с обычными аляскитами (критерий, достаточный для разделения интрузивных комплексов), впервые зафиксировано в Забайкалье О.Д. Левицким и др. (1963) и подтверждено А.В. Дружининым, В.С. Колесниченко и В.В. Потапьевым. Самостоятельный комплекс "рудногорских гранитов" в Восточных Рудных горах в основном должен быть отнесен также к этой формации. В Западных Рудных Горах под термином "рудногорские граниты" понимается нерасчлененная совокупность литиевых гранитов и "стандартных" аляскитов, что в 1974 г. показано на конференции МАУАМ (Christ et al., 1974).

Приводимая ниже характеристика литиевых гранитов базируется на работах упомянутых и многих других исследователей и на наших данных.

Примеры массивов: "Внутренние" граниты Альтенберга, Крупки, Садисдорфа; "внешние" граниты Цинновца, Штоки Губский и Шнеда в Рудных Горах СССР и ГДР; "поздние литионитовые граниты" Корнуолла, Англия; амазонитовые граниты Майкуля, "аляскиты" Карагайлы-Актас,

¹ Повышенные против кларка в 2-4 раза содержания лития характерны для многих массивов данной формации, но это не является обязательным признаком описываемых натриевых субщелочных гранитов.

Казахстан; штоки Монбэра и Эшасьер, Центральная Франция; Хоргоские амазонитовые граниты в Джунгарии; "аляскиты" Лост-Ривер, Аляска (палеозойские); амазонитовые граниты и "апограниты" Сибири; Абдарский и Бору-Цогто - Западный массивы в Монголии (мезозойские).

Массивы литиевых гранитов группируются в линейные зоны длиной до десятков километров, шириной в несколько километров. Эти зоны обычно приурочены к поясам даек и малых интрузивов разного состава и возраста, а также к региональным разломам. Взаимоотношение линейных зон распространения литиевых гранитов с геологическими структурами чаще секущее, реже согласное. Внутри линейных зон закономерности размещения массивов литиевых гранитов изучены слабо. Можно ориентировочно наметить следующие условия, благоприятствующие их появлению: участки пересечения разломов, узлы, где происходит интенсивная виргация или изменение простирания прослеживаемых линейных зон, участки пересечения или огибания линейными зонами крупных разновозрастных плутонов, особенно гранитоидов.

Литиевые граниты образуют дайко- и штокообразные тела (крутого или наклонного залегания) и неправильно-изометричные в плане пологие залежи. Длина дайко- и штокообразных массивов в плане от 10-100 м до нескольких сотен метров и первых километров; ширина - от 5-50 и до нескольких сотен метров. На глубину дайки прослеживались от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Пологие массивы имеют размеры в плане от 0,5 x 0,5 км до 1 x 3 км при вертикальной мощности 1-10-800 м (фиг.4).

Взаимоотношение массивов литиевых гранитов со структурами вмещающих пород резко дискордантное в случае крутого залегания, но может быть и согласным при переходе в пологие формы. При этом интрузивы литиевых гранитов нередко проникают по верхней контактовой поверхности раздела между древними гранитоидами и вмещающими породами.

Более ранние формации (гранодиоритовая, нормально-гранитовая и аляскитовая) обычно присутствуют в районе развития литиевых гранитов. Аляскиты, как правило, представлены массивами одного из подтипов: грейзеноносными обычными или редкометалльно-пегматитоносными. С предположительно более поздней щелочно-гранитовой формацией достоверного совместного нахождения не наблюдалось.

Очень вероятно, что существуют в у л к а н и ч е с к и е п р е д ш е с т в е н н и к и литиевых гранитов (например топазсодержащие ридолиты и их туфы, обогащенные литием - см. Коваленко и др., 1971), но пространственно-генетические соотношения их не изучены. Непосредственными предшественниками массивов литиевых гранитов нередко являются крупные дайки и штокообразные тела закаленных литиевых гранит-порфиров и микрогранитов нескольких генераций ("плагитогранит-порфиры", "цинвальдитовые микрограниты", "сферолит-гранофировые порфиры", "микрограносиениты-микрограниты", вероятно и "онгониты", "фельзит-порфиры" и др.). Чаще при картировании не выделяются, последовательность их формирования не изучена. Пучки даек литиевых гранит-порфиров вытягиваются в тех же

линейных зонах, в которых позже формируются массивы литиевых гранитов¹. Дайки литиевых гранит-порфиров, мощностью от долей до 10 м, прослеживались на десятки - 500 м и более. Максимальное их скопление там, где расположены массивы собственно литиевых гранитов. Текстура даек полосчатая. Полосчатость параллельна контактам. Встречаются также дайки, в которых полевые шпаты и кварц образуют сферолиты (до 2-3 мм). Возле самого контакта всегда фиксируются зоны закала с весьма тонкозернистой (до стекловатой) структурой. Ориентирочно возрастной (?) ряд зернистых литиевых гранитов в наиболее развитых вариантах следующий²: а) среднезернистые (1-3; 2-3) биотитовые, мусковитовые, протолитионитовые, цинвальдитовые граниты, слагающие чаще глубокие горизонты массивов, занимающая до 50% объема; б) мелко-среднезернистые (0,3-1,5; 0,5-2) протолитионитовые, мусковитовые, цинвальдитовые, иногда лепидолитовые граниты, образующие пластовые тела поверх предыдущих - до 25% объема; в) мелкозернистые (0,1-1; 0,1-1,5) литиево-слюдистые граниты, образующие пластовые, реже крутые жильные тела, обычно в верхней части массивов - до 15% объема последних; г) тонкозернистые (0,5) "сахаровидные" с малым количеством слюд аплитовидные породы нескольких генераций, образующие жилы, нередко уходящие из массивов - 10% объема.

Из фациальных разностей отметим резко порфиоровидные граниты с округлыми "гороховидными" зернами кварца (диаметр 1-3 мм). В такие породы в крутых и лежачих контактах нередко переходят граниты "а", "б", "в". Для мелко- и особенно тонкозернистых гранитов "в", "г" характерны пегматоидные и пегматитовые обособления вплоть до штокшейдеров в висячем боку. Все разновидности могут содержать в том или ином количестве амазонит; в случае тонкозернистых жильных гранитов он наблюдается в пегматоидных участках или в виде порфиоровидных (порфиробластовых) выделений. Маломощные тела литиевых гранитов, особенно апофизы массивов на контакте с вмещающими породами, образуют зоны закаливания.

Вещественная характеристика фтор-литиевых гранитов отражена в табл.3, внешний облик фтор-литиевых гранитов отражен на фиг.5. По большей или меньшей щелочности разделяются три группы литиевых гранитов: 1) наиболее щелочные, чаще амазонитовые граниты; 2) "нормально-щелочные", альбитовые, часто с амазонитом граниты; 3) наиболее кислые - "грейзеноносного" типа.

С первой группой массивов пока месторождений не известно, со второй ассоциируют месторождения Та с попутными Sn, W, Cs - с третьей - месторождения Sn с попутными W, Rb, Cs.

¹ Дайковые предшественники зачастую интенсивно изменены под воздействием собственно литиевых гранитов. Измененные (и оруденелые) ксенолиты микрогранитов и гранит-порфиров могут встречаться и внутри интрузивов.

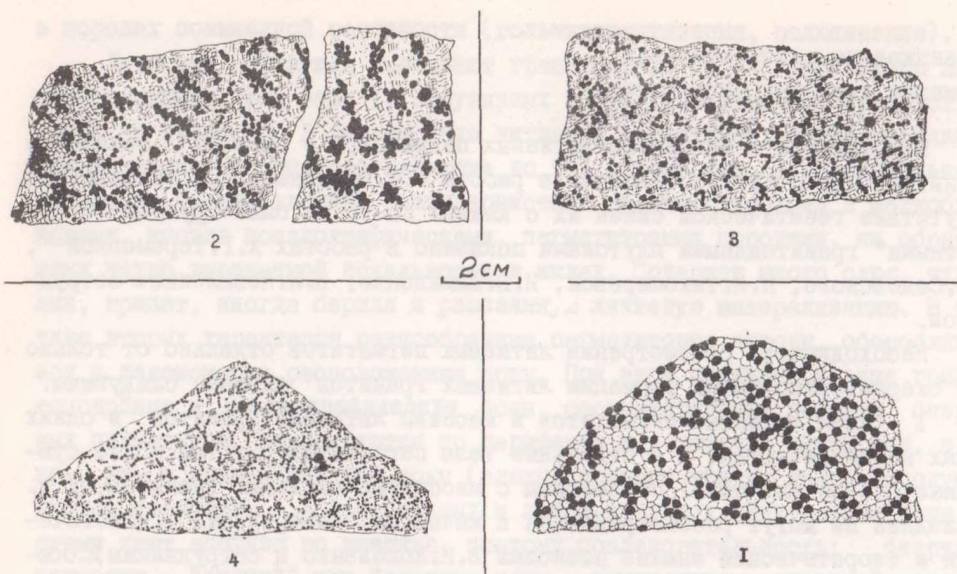
² В скобках первые цифры - величина зерен кварца, вторые - калиевых полевых шпатов, мм; альбит обычно сахаровидный.

Таблица 3

Состав среднезернистых (сз) и мелкозернистых (мз) альбитовых (аб) и амазонит-альбитовых (ам) литиевых гранитов по данным разных авторов

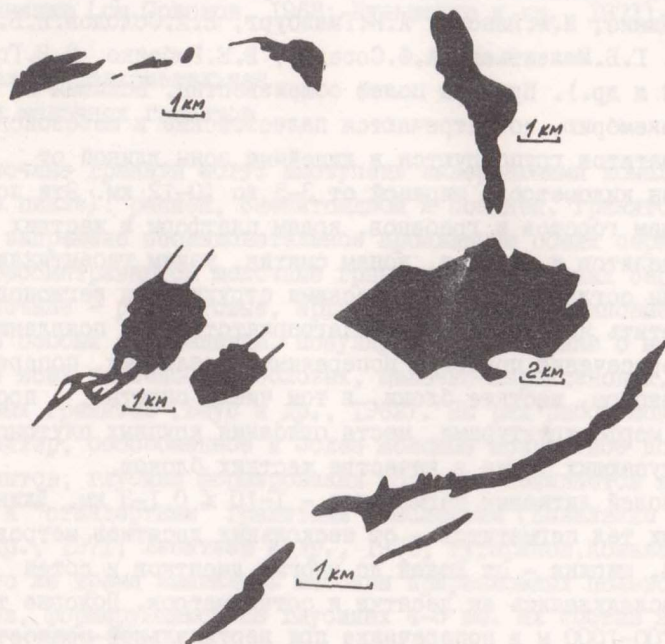
Компоненты	I		2		3		4		5		6		7		8		9		10		II
	сз ам	сз аб	сз аб	мз аб	сз аб	сз аб	сз аб	сз аб	сз ам	мз аб	сз аб	сз ам	сз ам	сз ам	сз ам	сз ам	сз ам	сз ам	сз ам	сз ам	-
Кварц	32	29	28	35	25	26	30	27	40	22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
К. п. ш.	28	29	20	26	30	26	25	46	31	14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Объем-Плагноклаз I	38	34	40	29	40	38	35	23	25	57	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Темн. слюда	-	0	0	0	0	0	5	0	0	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Светл. слюда	I	4	8	9	5	9	3	4	3	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
% плагноклаза	15-15	3-9	-	8	7-10	5	6-8	6	2-10	0-5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
η	2	10	5	5	10	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	74,45	74,12	74,23	71,70	71,45	70,52	75,70	73,20	75,34	71,65	72,80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO ₂	0,06	0,05	0,03	0,05	0,01	сж	0,04	0,01	0,03	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01
Al ₂ O ₃	13,56	13,71	14,99	15,99	16,85	16,00	13,20	15,23	12,77	15,44	16,50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	0,80	0,52	0,92	0,32	0,30	1,44	0,15	0,16	0,14	0,16	0,14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,14
FeO	1,08	0,72	0,25	1,30	0,44	0,97	1,16	0,86	0,71	0,44	0,46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,03	0,10	0,05	0,10	0,05	0,18	0,04	0,01	0,03	0,06	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0,46	0,15	0,25	0,26	0,15	0,14	0,21	0,27	0,11	0,09	0,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	0,54	0,41	0,76	0,88	0,70	0,98	0,37	0,27	0,34	0,23	0,35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	4,80	3,01	3,40	3,52	5,86	5,20	5,00	4,72	4,59	5,64	5,50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	4,01	4,32	3,46	5,00	3,80	3,32	3,80	5,09	4,48	3,83	4,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,09	0,03	0,60	0,02	-	0,01	0,10	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	0,04	0,17	0,91	0,58	0,31	0,84	0,44	0,28	0,34	0,44	0,24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	0,37	2,16	0,27	-	0,25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
п. п. п.	-	-	0,64	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
η	10	6	3	9	8	2	-	-	5	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li	300	800	800	320	390	560	700	440	290	880	525	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	600	1400	1500	1140	750	1240	1200	1220	790	1500	1510	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs	25	30	100	40	35	-	-	-	-	-	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Be	5	-	2	9	8	16	-	-	12	6	5,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sn	20	90	-	17	15	100	80	225	50	100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	200	-	-	-	-	-	160	90	80	30	120	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nb	100	-	84	30	50	50	140	170	48	69	143	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	10	-	47	25	50	65	30	70	25	59	66	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
η	5-10	6-8	10	20	10	10	13-36	16-100	3	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

I - Майкуль (I, II - Г.Н.Щерба и сотр.); II - А.А.Ситнин, Н.Е.Залашкова); 2 - Цинковец (M. Stemprou); 3 - Кестер (Б.Л.Флеров и сотр.); 4, 5, 6 - Забайкалье (I - С.М.Бескин, Н.Е.Залашкова; II, III - Н.Е.Залашкова и сотр.); 7, 8 - Забайкалье (А.А.Ситнин, Н.Е.Залашкова); 9, 10 - Жанчилян (В.И.Коваленко и сотр.); II - литионит-амазонит-альбитовый "апогранит" (А.А.Буво).



Фиг. 5. Типизированная физиография характерных образцов гранитов
литиево-гранитового и щелочно-гранитового типов

Черное - кварц, белое - полевые шпаты; слюды, амфиболы, пироксены не изображены. I - среднезернистый гранит; 2 - мелко-среднезернистый гранит; 3 - средне-мелкозернистый; 4 - мелкозернистый. Форма зерен полевого шпата условная, кварца - близкая к истинной



Фиг. 6. Планы массивов щелочных гранитов

Потенциально редкометальная формация литиевых пегматитов

Необходимость выделения литиевых пегматитов в особое семейство гранитных пегматитов обоснована в работе С.М.Бескина и Ю.Б.Марина (1973). Отсутствие генетической связи их с какими бы то ни было крупными "стандартными" гранитоидными плутонами показано в работах А.Г.Теремецкой, Ю.А.Садовского, Н.И.Тихомировой, И.В.Давиденко, В.И.Коваленко и сотрудников.

Необходимость рассмотрения литиевых пегматитов отдельно от только что охарактеризованной формации литиевых гранитов вызвана следующим.

1 - поля литиевых пегматитов и массивы литиевых гранитов в одних узлах не встречаются; 2 - отдельные тела пегматитов (и тем более, суммарные объемы жил поля) соизмеримы с массивами литиевых гранитов, т.е. последние не могут рассматриваться в качестве "материнских". Геологический и теоретический анализ позволил В.И.Коваленко и сотрудникам Ж.Оберу, А.И.Гинзбургу, С.М.Бескину, Ю.Б.Марину прийти к выводу, что литиевые граниты и пегматиты являются однотипными образованиями, сформировавшимися на разных глубинах (1,5-2 и 3-3,5 км). Промежуточным звеном являются фтор-литиевые пегматиты (лепидолит-альбитовые, по Г.Б.Мелентьеву).

Литература о литиевых пегматитах обширна (А.Е.Ферсман, Н.Варламов, В.Камерон, Р.Джанс, К.А.Власов, А.И.Гинзбург, Н.А.Солодов, И.Б.Недумов, М.В.Кузьменко, Г.Б.Мелентьев, А.Ф.Соседко, В.Е.Рябенко, В.В.Гордиенко, А.Н.Россовский и др.). Примеры полей общеизвестны. Большая их часть принадлежит докембрию, но встречаются палеозойские и мезозойские поля.

Поля пегматитов группируются в линейные зоны длиной от десятков до многих сотен километров, шириной от 3-5 до 10-12 км. Эти зоны приурочены к стыкам горстов и грабен, краям платформ и жестких глыб, поясам ультрабазитов и базитов, зонам смятия, узким геоантиклинальным поднятиям. Зоны согласны с геологическими структурами регионов. Внутри зон можно наметить некоторые узлы, благоприятствующие появлению полей пегматитов: пересечение поясов с поперечными разломами, поперечные антиклинали, флексуры, жесткие блоки, в том числе скрытые, проявленные куполовидными морфоструктурами, места огибания крупных плутонов лейкогранитов, выступающих также в качестве жестких блоков.

Размеры полей литиевых пегматитов - 1-10 х 0,1-3 км. Длина дайко- и штокообразных тел пегматитов - от нескольких десятков метров до первых километров, ширина - от долей до многих десятков и сотен метров. По падению прослеживались на десятки и сотни метров. Пологие тела имеют от 150 до 700-1000 м в поперечнике при вертикальной мощности 5-50-150 м (Солодов, 1962).

При залегании пегматитов в регионально-метаморфизованных толщах в последних образуются обширные зоны диафоритов. Нередки интенсивные контактово-метасоматические воздействия, особенно характерные и мощные

в породах повышенной основности (гольмквиститизация, ослюденение).

Литиевые пегматиты завершают гранитоидные серии (аналогично литиевым гранитам, см. выше¹). Эффузивных и субвулканических предшественников не известно. В каждом поле литиевых пегматитов обычно выделяются безрудные пегматиты, составляющие до 90% объема жил, и потенциально рудоносные. Первые сложены разноминеральными гранитоподобными² и мелкообломковыми, иногда псевдографическими, пегматитовыми породами, не образующими четко выраженной зональности в жилах. Содержат много слюды, турмалина, граната, иногда берилла и рассеянную литиевую минерализацию. В составе вторых характерны разнообразные пегматитовые породы, обособляющиеся в закономерно расположенные зоны. При этом полиминеральные гранитоподобные и псевдографические зоны, соответствующие породам безрудных пегматитов, группируются по периферии и в лежащих боках жил, а моно-, ди- и триминеральные зоны (слюды, полевые шпаты, кварц, сподумен, иногда поллуцит) — в центральных и ядерных частях. Внутренние зоны местами дают апофизы во внешние, поэтому последовательность: безрудный пегматит — "рудный" или "внешние зоны — внутренние — ядерные" можно интерпретировать как возрастную. Обилие литературного материала избавляет от необходимости описывать породы и зоны литиевых пегматитов и зональность внутри полей и пучков. В зависимости от набора зон каждая жила потенциально рудоносного пегматита чаще всего может быть отнесена к одному из типов, от чего зависит оценка на ту или иную промышленную минерализацию (см. Солодов, 1968; Кузьменко и др., 1971).

Потенциально редкометалльная формация щелочных гранитов

Щелочные граниты могут выступать завершающими комплексами двух серий (в цикле): ранней, сиенитоидной и поздней, гранитоидной. В одном узле не запрещено последовательное проявление обеих серий. В данном очерке рассматриваются щелочные граниты гранитоидных серий.

Щелочные — рибекитовые, арфведсонитовые, эгириновые граниты выделялись в особый тип издавна. Популярна точка зрения о метасоматическом генезисе всех щелочно-амфиболовых, щелочно-пироксеновых, лепидомеланоальбитовых гранитов (Беус и др., 1962). Но ряд работ показал интрузивный характер, обособленное и более молодое возрастное положение щелочных гранитов, глубина формирования которых оценивается в 1–4 км, по отношению к "стандартным" гранитным комплексам (Коваленко и др., 1971; Бескин и др., 1971; Леонтьев и др., 1972; Тугаринов, Коваленко, 1973 и др.).

В то же время выявились массивы приразломных полевошпатовых метасоматитов, формирующихся на глубинах 4–5 км. Их состав и геохимическая

¹ Не запрещено совмещение в единых полях безлитиевых (берилловых, мусковитовых) пегматитов предшествующей аляскитовой формации и литиевых пегматитов.

² Среди последних — по существу преобладают гранитные разновидности, близкие к изображенным на фиг. 5.

специфика приближаются к щелочно-гранитовым. Прямой связи с конкретными активными интрузиями они не обнаруживают (Залашкова и др., 1970; Особенности..., 1972), хотя трудно поручиться, что подобные образования не возникают на фронте внедрения щелочных гранитов, не обнаженных эрозией (Гинзбург, Караева, 1974).

Приводимая ниже характеристика щелочных гранитов и приразломных метасоматитов базируется на работах упомянутых и многих других исследователей и наших данных.

Примеры массивов: щелочно-гранитовые приразломные метасоматиты в Сибири и в Европейской части СССР (докембрийские), Лосевский "шток", Аккойтасский массив в Казахстане (каледонские), Северо- и Южно-Керегетасские, Аккоринский, Айгыркунгунский, Кылчинский, Прикандыгатайские, Болектасский, Эспинский, Хамансеирский, Ийсорский в Чингизе-Тарбагатае, щелочно-гранитовые приразломные метасоматиты Полярного Урала (герцинские), Дашибалбарский и Хан-Богдинский массивы в МНР, Лируэйский-кольцевой, Кударинский массивы в Нигерии, некоторые массивы Забайкалья (мезозойские).

Для группировки массивов щелочных гранитов и приразломных метасоматитов характерны линейные зоны длиной до многих десятков километров, шириной от 0,5-5 до 10 км. Эти зоны приурочены к поясам даек и малых интрузивов разного состава и возраста, зонам милонитизации, бортам линейных грабен, стыкам разновозрастных глыб, т.е. к разломам достаточно глубокого заложения и длительного существования.

Внутри линейных зон закономерности размещения массивов щелочных гранитов изучены слабо. Можно ориентировочно наметить следующие условия, благоприятствующие их появлению: а) участки пересечения разломов; б) узлы, где происходит виргация или изменение простирания прослеживаемых линейных зон; в) участки пересечения или отгибания линейными зонами крупных разновозрастных плутонов, особенно гранитоидов. Для локализации приразломных метасоматитов благоприятны, кроме того, межпластовые нарушения в крыльях складок. В полях развития древних гранитоидов благоприятны участки с густой сетью разнонаправленных нарушений и трещин отдельности.

Щелочные граниты большей частью образуют дайко- и штокообразные тела (крутого или наклонного залегания) и пологие залежи (фиг.6). Длина дайко- и штокообразных массивов в плане от 50-100 м до 5-7 км, ширина от 10-50 м до 1-3 км. На глубину дайки и штоки прослеживались до нескольких сотен метров. Пологие тела имеют размеры в плане от 1 до 4-5 км при вертикальной мощности во много десятков метров. Встречены и крупные массивы щелочных гранитов - 15-30 км в поперечнике (Монголия, Нигерия). Позднепротерозойские щелочные граниты Кольского п-ва образуют наиболее крупные плутоны размерами 140 x 30, 250 x 80, 100 x 20, 50 x 30 км (включая щелочные гранито-гнейсы). Взаимоотношение массивов со структурами вмещающих пород резко дискордантное в случае крутого залегания, но может быть и согласным при переходе в пологие формы. При этом

интрузивы щелочных гранитов нередко проникают по верхней контактовой поверхности раздела между древними гранитоидами и вмещающими их породами. Массивы щелочно-гранитных приразломных метасоматитов согласны структурам вмещающих пород.

Более ранние гранитоиды: гранодиориты, граносиениты, нормальные граниты и аляскиты обычно присутствуют в районе развития щелочных гранитов. Аляскиты, как правило, представлены массивами одного из подтипов: хрустале-пегматитоносными или албитито-трейзеноносными. С литиевыми гранитами достоверного совместного нахождения не наблюдалось, но существуют промежуточные образования. Так, амазонитовые граниты некоторых массивов в Забайкалье по аксессуарным минералам приближаются к щелочно-гранитовому типу. С другой стороны, некоторые рибекитовые граниты содержат циннвальдит и полилитнионит, хотя по аксессуарно-минеральной специфике они несомненно относятся к щелочным гранитам. Вулканические предшественники щелочных гранитов представлены полями пантеллеритов, комендитов, натровых риолитов и др. Вулканиды содержат щелочные амфиболы и пироксены. Непосредственными предшественниками являются крутые дайки и штокообразные тела закаленных арфведсонитовых, рибекитовых, гастингситовых, эгириновых, фаялитовых гранит-порфиров и микрогранитов нескольких генераций, по мере внедрения пород все более и более раскристаллизованных¹. Пучки даек щелочных гранит-порфиров вытягиваются в тех же линейных или кольцевых зонах, в которых позже формируются массивы щелочных гранитов. Дайки щелочных гранит-порфиров и микрогранитов, мощностью от долей до 10-30 м, прослеживались на несколько десятков километров. Максимальное их скопление отмечается там, где расположены массивы собственно щелочных гранитов. Текстура даек часто полосчатая. Встречаются дайки, где полевые шпаты, кварц и эгирин образуют сферолиты (до 3-8 мм). Возле самого контакта всегда фиксируется зона закала вплоть до фельзитовых и стекловатых участков.

Возрастная последовательность зернистых щелочных гранитов в наиболее развитых вариантах следующая: а) среднезернистые (1-2; 1-3)² и крупнозернистые (2-3; 3-5) амфиболовые, биотитовые граниты, слагающие чаще крупные массивы; б) мелко-среднезернистые (0,5-1,5; 1-1,5) амфиболовые, биотитовые, пироксеновые граниты, образующие чаще мелкие массивы; в) мелкозернистые (0,1-1; 0,1-1,5) амфиболовые, пироксеновые, биотитовые граниты, образующие жильные тела; г) тонкозернистые (< 0,5), иногда "сахаровидные" аплитовидные амфиболовые, пироксеновые, биотитовые граниты нескольких генераций, образующие жилы, нередко уходящие из массивов - 10% объема. От "а" к "г" амфиболы могут меняться от арфведсонита

¹ Дайковые предшественники зачастую изменены под воздействием собственно щелочных гранитов. Измененные ксенолиты фельзитов, микрогранитов и гранит-порфиров могут встречаться и внутри интрузивов щелочных гранитов.

² В скобках первые цифры - величина зерен кварца, вторые - калиевых полевых шпатов, мм; альбит обычно сахаровидный.

до рибекита, появляется астрофиллит; пироксены — от эгирина-авгита до эгирина; биотиты — от лепидомелана до литионита, реже циннвальдита. Может возрастать роль альбита вплоть до появления жильных и шпировидных альбититов.

Из фациальных разностей отметим резко порфириовидные граниты с выделениями округлых "гороховидных" зерен кварца (1-3 мм) — в такие породы в крутых и лежащих контактах нередко переходят граниты "а", "б", "в". Одновременно нередко возрастает содержание темноцветных. В висячих контактах характерны пегматоидные кварц-полевошпатовые, нередко с крупными эгиринами и рибекитами, обособления. Иногда они содержат флюорит, криолит, гагаринит. На контакте с карбонатными породами в массивах щелочных гранитов образуются сиенитовые фации мощностью 5-30 м.

Вещественная характеристика щелочных гранитов отражена в табл. 4, внешний облик — на фиг. 5.

Послегранитные дайки щелочно-гранитовых комплексов зафиксированы на некоторых массивах. Это рибекитовые гранит-порфиры, грорудиты, сельсбергиты, бостониты, эккериты, изредка гранит-порфиры и кварцевые порфиры без щелочных темноцветных.

Щелочно-гранитовые образования, как говорилось, представлены или приразломными полевошпатовыми метасоматитами, вероятно относящимися к фациям глубин 4-5 км, или собственно щелочными гранитами, средне- и малоглубинными (1-4 км), которые можно подразделить на "пегматитоносные" (средние глубины, например Кольский п-ов) и "альбититоносные" (малые глубины). Последние, наиболее нас интересующие, делятся на группы по щелочности: а) "агпайтовые" рибекит (арфведсонит) — эгириновые граниты с пироксеном; б) "биотитовые" лепидомелановые, литиево-слюдистые граниты с высоко-ниобиевым колумбитом; в) "лейкократовые" субщелочные граниты с колумбитом. Сказанное не ограничивает более детального или иного расчленения.

Таблица 4

Состав среднезернистых (сз) и мелкозернистых (мз) щелочных гранитов и гранитоидных полевошпатовых метасоматитов (пш) по данным разных авторов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
	мз	сз	сз	сз	сз	мз	сз	сз-мз	мз	пш	-	
Кварц	34	-	36	30	35	35	30	31	-	28	-	
К. п. ш.	22	-	49	57	48	47	69	28	-	43	-	
I Плаггиоклаз I	39	-	12	2	10	16	-	31	-	15	-	
Объем- ные % Щел. амфибол	-	-	2	7	2	2	1	0,5	-	1,1	-	
Щел. пироксен	-	-	+	-	-	-	0,3	-	-	-	-	
Слюда	3	-	-	2	2	0,5	+	4	-	-	-	
Щ плаггиоклаза	4	-	-	-	4	5	-	6-16	-	7-12	-	
<i>n</i>	5	-	2	2	12	10	2	10	-	-	-	
II Весовые %	SiO ₂	74,38	75,58	74,16	75,94	74,08	74,36	75,59	74,09	72,96	71,52	73,30
	TiO ₂	0,05	0,16	0,09	0,08	0,11	0,07	0,12	0,04	0,33	0,24	0,11
	Al ₂ O ₃	13,78	11,83	13,31	12,92	13,06	12,62	11,70	13,45	12,91	11,57	12,33
	Fe ₂ O ₃	1,34	1,82	1,24	1,01	1,59	1,13	1,21	1,32	0,69	2,64	2,58
	FeO	0,20	1,41	1,23	1,52	0,73	1,77	1,21	0,86	2,10	2,73	1,28
	MnO	0,14	0,09	0,04	0,04	0,04	0,05	0,03	0,07	0,04	0,05	0,02
	MgO	0,18	0,18	0,48	0,13	0,33	0,27	0,17	0,12	0,14	0,20	0,26
	CaO	0,31	0,37	0,58	0,25	0,67	0,48	0,64	0,30	0,55	0,95	0,46
	Na ₂ O	5,98	4,41	3,99	3,89	4,51	4,29	4,64	4,53	4,95	3,98	4,55
	K ₂ O	3,61	4,12	4,61	4,04	4,14	4,23	4,11	4,35	3,58	5,26	4,20
	P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,05	0,02	-	0,01	0,04	0,09	0,02	-	0,05
	F	0,05	0,05	0,16	0,16	0,48	-	0,08	0,16	0,32	0,50	0,54
	H ₂ O	0,20	-	-	-	0,46	0,21	-	0,17	-	0,12	0,86
	п. п. п.	0,36	-	-	-	-	0,38	-	0,62	-	0,18	-
<i>n</i>	10	3	2	4	10	2	9	10	4	4	-	
III г/г	Li	-	-	130	105	155	95	100	900	18	270	170
	Rb	-	-	325	175	540	285	165	1500	400	1700	820
	Cs	-	-	3	2	-	4	6	-	-	3,5	-
	Be	-	-	9	3	19	10	3	7	9	12	18
	Sn	-	-	14	7	-	9	9	40	-	150	-
	Zr	-	-	2200	400	1000	1100	500	600	1630	840	5300
	Nb	290	-	100	31	200	32	60	400	260	290	1000
	Ta	20	-	8	3	7	2	4	40	16	24	80
<i>n</i>	-	-	2-4	6-10	1-2	1-3	-	4	-	-	-	

I - Северный (I, П - Р. Д. Гаврилин, К. Б. Марин; Ш - М. В. Кузьменко); 2 - Аккойтас (В. Н. Зыринов); 3 - Имансеир (С. М. Бескин, В. Н. Ларин, А. Н. Леонтьев); 4 - Ийсор (I - А. Н. Леонтьев; II, Ш - Э. А. Северов, Д. А. Минеев); 5 - Большое Эспе (I - С. М. Бескин, В. Н. Ларин, А. Н. Леонтьев; II, Ш - Д. А. Минеев); 6 - Акхийялу (разные авторы); 7 - Керегетас (I - С. М. Бескин; II - В. Н. Зыринов; Ш - А. А. Ганзеев, С. М. Бескин); 8 - Сибирский (I, II - С. П. Гаврилова, В. Г. Хржан; Ш - В. С. Кудрин); 9 - Флюоритовый (А. С. Назарова); 10 - Забайкальский (Н. Е. Заламкова, Д. А. Минеев, Н. Б. Дуупов); II - щелочной гранит (П - Р. Дали) и рибекит-альбитовый апогранит (Ш - А. А. Буево).

Часть II

ПРИМЕРЫ СТРУКТУР И МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ, КОНТРОЛИРУЮЩИХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ЗОНЫ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ ПОЯСЕ

А. ПАЛЕОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА ТЯНЬ-ШАНЯ И КАЗАХСТАНА

К.Л.Волочкович

СТРУКТУРА И РАЗВИТИЕ ТЯНЬ-ШАНЯ

Тектоническое районирование Тянь-Шаня, основанное на выделении зон с различным возрастом складчатости, началось с 30-х годов этого столетия (А.Е.Ферсман, А.Д.Архангельский, Н.С.Шатский, В.А.Николаев, Д.В.Наливкин, А.В.Пейве, В.И.Попов). Современное представление о строении региона сложилось в 50-60-х годах. Наиболее полными в это время сводками по тектонике Тянь-Шаня явились работы Н.М.Синицина (1948-1960), П.Д.Виноградова, В.Н.Огнева и др. (1958), Д.П.Резвого (1959), М.М.Кухтикова (1964, 1968), К.Л.Бабаева (1964), В.Г.Гарьковца и др. (1965).

К числу опубликованных в последнее время тектонических схем, синтезирующих огромный накопленный к настоящему времени фактический материал, следует отнести схемы В.Г.Гарьковца, А.К.Бухарина и др. (том XXIII, Геологическое строение СССР, 1972), В.И.Кнауфа и др. (том XXV, Геологическое строение СССР, 1972), а также схемы Д.П.Резвого (1968, 1973), А.Е.Довжикова (1971), В.В.Киселева, В.Г.Королева (1972). Данные схемы отражают "фиксистское" направление в геологии и построены в основном по принципу выделения разновозрастных складчатых зон, границы которых оставались неизменными с момента их заложения. Иное "мобилистское" направление отражают схемы, предложенные Г.С.Поршняковым (1973), В.С.Буртманом (1973), С.С.Щульцем (мл) (1972) и другими, согласно которым структура Тянь-Шаня представляет собой перемещенные на многие десятки и сотни километров отдельные чешуи, сложенные отложениями из различных формационных зон. Значительные разногласия наметились в последние годы и в вопросе о природе фундамента геосинклинальных систем Тянь-Шаня. Традиционным представлениям о "континентальном" основании палеозойских геосинклиналей (Киселев, Королев, 1972; Гарьковец и др., 1968) противопоставляются

взгляды сторонников "океанического" фундамента палеозойд Тянь-Шаня" (Шульц (мл), 1972; Макарычев, Куренков, 1974).

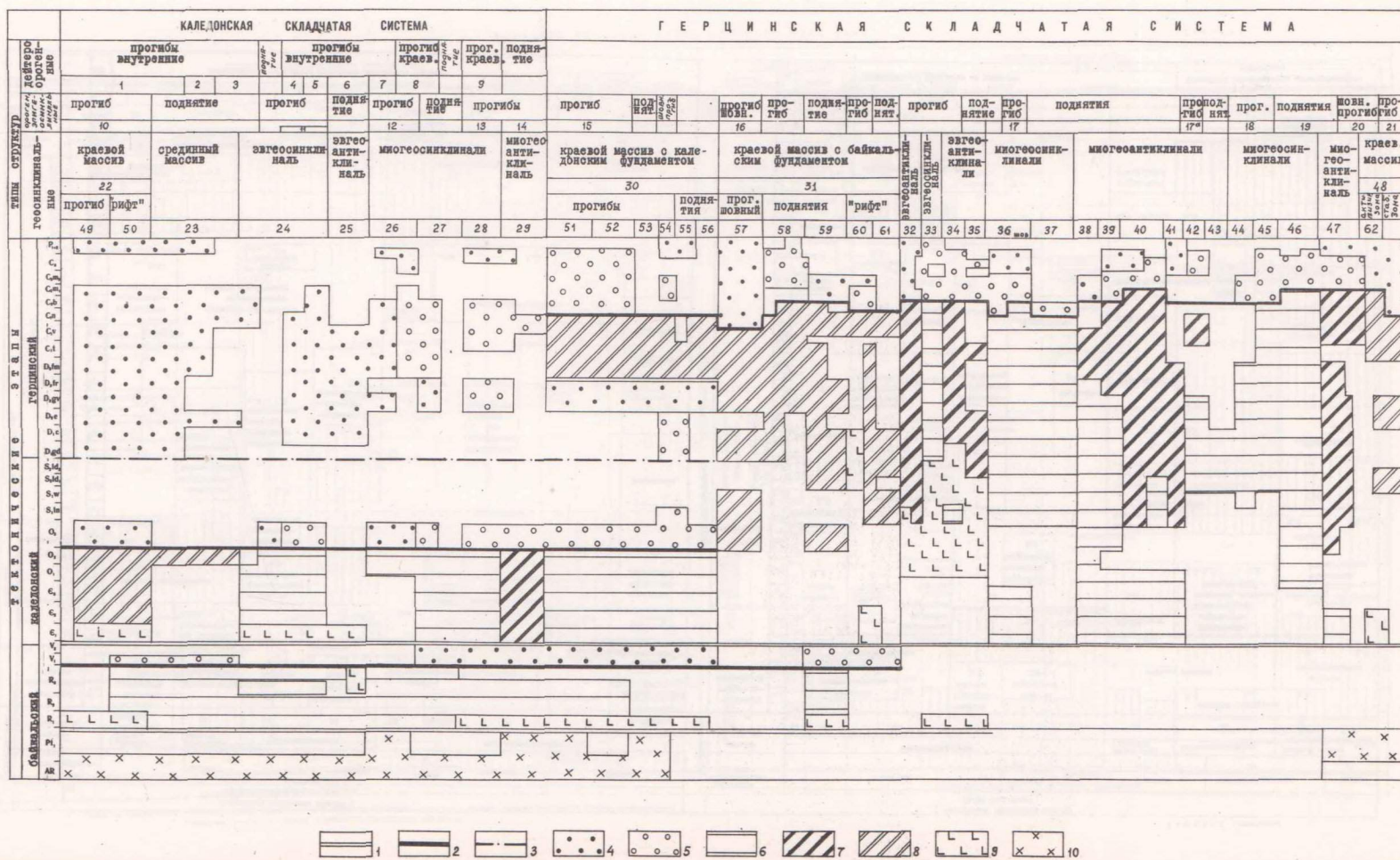
Признавая справедливость представлений ряда геологов о наличии покровных структур в регионе, мы, тем не менее, считаем, что выделенные ранее структурно-формационные зоны реально существуют в своих первоначальных контурах, закономерно сменяют друг друга в пространстве и лишь меняют свои границы за счет горизонтальных перекрытий (до первого десятка километров), возникающих в процессе развития геосинклинальной системы, особенно вдоль мио- и эвгеосинклинальных областей. Согласно нашим представлениям, фундамент палеозойд Тянь-Шаня относится к континентальному типу, за исключением небольшого числа эвгеосинклинальных и рифтоподобных зон, основание которых представлено корой океанического типа. В основу тектонического районирования нами положен принцип выделения различных тектонотипов и "результатирующих" структур (см. стр. 16) как наиболее приемлемый при металлогеническом анализе. Для центральной части Южного Тянь-Шаня в работе использована предложенная ранее схема К.Л. Волочковича (1971, 1973). Для районов Кызылкум и восточной части Тянь-Шаня при анализе развития структур принимались контуры структурно-формационных зон, известные из работ В.Г. Гарьковца, А.К. Бухарина и др. (1968), В.И. Кнауфа (Геол. СССР, т. XXV, 1972), Г.С. Поршнякова (1973), А.Е. Довжикова (1971) и уточненные нами при полевых исследованиях. При установлении пространственных соотношений различных типов структур с металлогеническими зонами следует иметь в виду возможное отклонение этих границ за счет горизонтальных перемещений.

Тянь-Шань — часть палеозойской Казахско-Тяньшаньской эпикратонной системы — располагается вдоль северной границы Таримского массива. На западе Тянь-Шань сочленяется со структурами Урала, на востоке продолжается в Джунгаро-Балхашскую, а на севере — в Казахстанскую складчатую систему.

В плане Тянь-Шань представляет собой ряд жестких блоков (срединных массивов), сложенных допалеозойскими (карельско(?) — байкальскими) складчатыми комплексами, перекрытых маломощным осадочно-вулканогенным палеозойским чехлом и разделенных узкими зонами палеозойских геосинклиналей (табл. I, фиг. I). Традиционно деление Тянь-Шаня на три основных структурных единицы — Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань.

Северный Тянь-Шань представляет собой каледонскую складчатую систему, начальный этап палеозойского геосинклинального развития которой приходится на нижний кембрий, а заключительный этап орогенного эпигеосинклинального процесса — на средний (?) — верхний ордовик и нижний силур. В среднем-верхнем палеозое эта система испытала дейтероорогенное развитие, возможно под влиянием расположенной рядом Южно-Тяньшаньской палеозойской геосинклинали.

Южный Тянь-Шань — герцинская геосинклинальная система, первые признаки геосинклинального развития которой устанавливаются в кембрии. Максимум геосинклинального процесса приходится на нижний силур. Орогенное



Фиг. I. Генерализованная схема размещения осадочно-вулканогенных формаций Тянь-Шаня

I - Нижняя граница комплекса геосинклинальных формаций; 2 - нижняя граница комплекса орогенных эпигеосинклинальных формаций; 3 - нижняя граница комплекса дейтероорогенных формаций; 4 - моласса континентальная; 5 - моласса морская; 6 - геосинклинальный терригено-карбонатно-вулканогенный (кислого и среднего состава) комплекс; 7 - геоантиклинальный терригено-карбонатно-вулканогенный (кислого и среднего состава) комплекс; 8 - комплекс формаций срединных массивов; 9 - геосинклинальный комплекс основных вулканогенных пород в том числе офиолиты; 10 - комплекс метаморфических пород архея -нижнего протерозоя; II - осадочные формации неизвестны. Названия структур. Дейтероорогенные структуры каледонид. Прогобы: I - Боомский, 2 - Шамсинский, 3 - Топский, 4 - Аксуйский, 5 - Кегетинский, 6 - Аральский, 7 - Джумгольский, 8 - Сонкульский, 9 - Терсейский. Орогенные эпигеосинклинальные структуры каледонид. Прогобы: 10 - Карагайлинский, II - Карабалтинский, 12 - Долонский, 13 - Шорторский, 14 - Беркутский. Орогенные эпигеосинклинальные структуры герцинид. Прогобы: 15 - Нарынтауский, 16 - Кураминский, 17 - Сурметалский, 17а - Восточно-Ферганский, 18 - Кокшаальский, 20 - Южно-Гиссарский, 21 - Южно-Таджикский, 19 - Кульджуктау-Алайское поднятие. Геосинклинальные структуры каледонид: 22 - Муонкумский массив, 23 - Иссыккульский массив, 24 - Карабалты-Бурханская эвгеосинклиналь, 25 - Макбальская эвгеоантиклиналь, 26 - Сумсарская миогеосинклиналь, 27 - Каратау-Таласская миогеосинклиналь, 28 - Джетымтауская миогеосинклиналь, 29 - Сарыджазская миогеоантиклиналь. Геосинклинальные структуры герцинид: 30 - Каратау-Нарынский массив, 31 - Букантау-Ферганский массив, 32 - Южно-Ферганская эвгеоантиклиналь, 33 - Джангдирская эвгеосинклиналь, 34 - Каракорумская эвгеоантиклиналь, 35 - Атбашинская эвгеоантиклиналь. Миогеосинклинали: 36 - Нуратау-Матчадская, 37 - Баубашатинская. Миогеоантиклинали: 38 - Кульджуктауская; 39 - Зирабулакская, 40 - Туркестанская, 41 - Даравутская, 42 - Иссинская, 43 - Иныльчекская; миогеосинклинали: 44 - Аксайская, 45 - Кокшаальская, 46 - Зеравшано-Гиссарская; 47 - Гиссарская миогеоантиклиналь, 48 - Байсунский массив. Структуры срединных массивов: 49 - Агалатасский прогиб, 50 - Чонкеминский "рифт"; Прогобы: 51 - Джамандаванский, 52 - Кавакский, 53 - Каратау-Чаткальский, 54 - Сумсарский; поднятия: 55 - Кассанское, 56 - Пскемское; 57 - Кураминский прогиб, 58 - Ферганское поднятие, 59 - Кузылдумское поднятие, 60 - Букантауский "рифт", 61 - Тамдинский "рифт", 62 - Мечетлинская зона.

эпигеосинклинальное развитие охватывает весь верхний палеозой.

Срединный Тянь-Шань представляет собой краевую часть каледонской складчатой системы, захваченную герцинским геосинклинальным процессом. Следует различать Чаткало-Нарынскую (Каратау-Нарынскую) и Кураминскую (Фергано-Кураминскую) зоны Срединного Тянь-Шаня. Первая представляет собой фрагмент каледонид, перекрытый герцинскими сравнительно спокойно залегающими геосинклинальными формациями (краевой массив герцинид); вторая — область карельско (?) — байкальской складчатости, перекрытая маломощным чехлом ниже- и среднепалеозойских формаций. Эта зона играла роль срединного массива как в каледонском, так и герцинском этапах развития Тянь-Шаня.

Граница между каледонскими и герцинскими сооружениями проходит, как это показано на тектонической карте В.И.Кнауфа, В.М.Синицына (1964), по важнейшей структурной линии Тянь-Шаня (на западе), далее в районе п.Нарын она сворачивает от этой линии на юго-восток и продолжается до Атбаша-Иньльчекского разлома, включая в область каледонид территорию хребта Сарыджаз. Общий субширотный структурный план Тянь-Шаня в области Ферганского хребта нарушается так называемой "Ферганской сигмоидой" (Д.И.Мухометова). Идеи Д.И.Мухометова о горизонтальном смещении хребтов впоследствии разделяли В.С.Буртман и др. (1964), выделяя в месте "сигмоиды" Талассо-Ферганский сдвиг. Приводимые нами в работе палеотектонические схемы свидетельствуют в пользу такого сдвига, ныне отрицаемого многими исследователями (В.И.Кнауф, А.Е.Довжиков и другие). Параллельно этому сдвигу нами намечается менее мощный сдвиг, расположенный восточнее, в месте изгиба границы каледонид с герцинидами (район пос.Нарын). Этот проблематичный сдвиг, по нашему мнению, совпадает с выделяемым на космических снимках Нарынским линеamentом (Макаров и др., 1974). Иные значительные горизонтальные смещения фиксируются в центральной части герцинской области, главным образом, в эвгеосинклинальных зонах (Сабдушев, Усманов, 1971; Буртман, 1968, 1973; Поршняков, 1973). Мы, однако, не склонны придавать этим смещениям большого значения, считая, что они осуществляются на небольшие расстояния, достигая максимум первых десятков километров. При этом границы структурно-формационных зон могут смещаться, а сами зоны "наползать" друг на друга или пододвигаться одна под другую.

В пределах каждой из складчатых систем (каледонской, герцинской) выделяются элементарные структурные единицы: геосинклинальные прогибы, геосинклинальные поднятия, срединные (краевые) массивы и пр.

В пределах каледонской складчатой системы по режиму развития различаются две крупные зоны — Муонкум-Иссыккульская и Киргизско-Терская. Первая представлена относительно консолидированным жестким массивом, вторая — длительно развившейся мобильной структурой.

В пределах герцинской складчатой системы выделяются четыре подобных зоны: стабильные — Букантау-Ферганская, Байсунская и Каратау-Нарынская, а также мобильная Алай-Кокшаальская зона. В металлогеническом

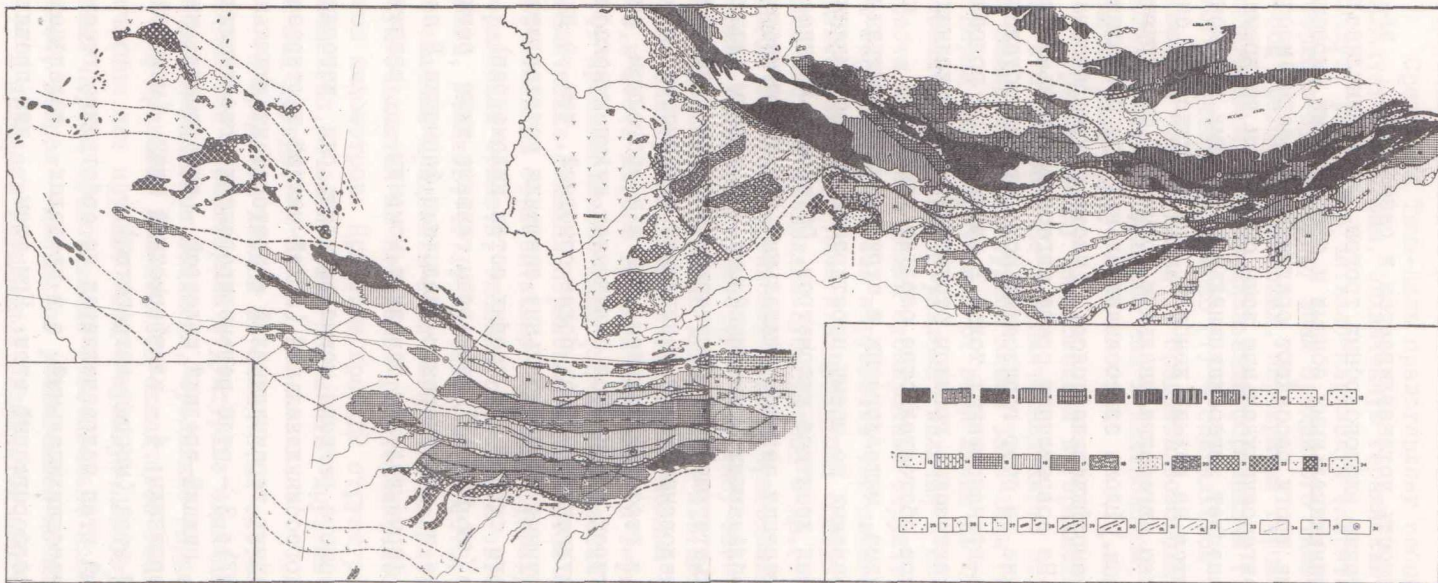
отношении самыми перспективными на редкометальное оруденение являются наиболее мобильные зоны.

Определенная закономерность устанавливается в размещении эв- и миогеосинклинальных зон, а также рифтоподобных трогов. Эвгеосинклинали располагаются между миогеосинклинальными зонами и стабильными (краевыми) массивами. Рифтоподобные трюги рассекают срединные (краевые) массивы (см. фиг. 2, 4). При этом эвгеосинклинальные зоны смещаются во времени в южном направлении. Так, расцвет эвгеосинклинального режима каледонид Северного Тянь-Шаня приходится на нижний кембрий, а в герцинской системе Южного Тянь-Шаня типично эвгеосинклинальные формации фиксируются лишь с нижнего силура (см. табл.). Вдоль эвгеосинклинальных зон протягиваются сопряженные с ними метаморфические пояса, (часто глаукофановые) (Бакиров, Добрецов, 1972). На современном срезе эвгеосинклинальные зоны сильно сокращены по ширине за счет горизонтального сжатия, обусловившего складчатость осадочно-вулканогенных толщ. В связи с подобным сжатием первоначальные тектонические границы структурно-формационных зон оказались сближенными. Данное обстоятельство следует учитывать при анализе соотношений магматизма, металлогении и структуры. Амплитуды горизонтальных смещений, отмечаемых по всему простиранию эвгеосинклинальных зон не превышают первых десятков километров. Об этом в частности свидетельствуют: 1 - конфигурация эвгеосинклинальных зон, протягивающихся на сотни километров и обладающих прямолинейными, за редким исключением, контурами, свидетельствующими об отсутствии пологих крупных перекрытий; 2 - явление унаследованности вулканической активности вдоль эвгеосинклинальных зон как в геосинклинальном, так и в орогенном этапах; при этом в этих структурах отмечается повышенная вулканическая деятельность, причем состав вулканитов здесь более основной, чем в иных местах (см. табл.). Более крупные горизонтальные смещения устанавливаются вдоль Талоссо-Ферганского сдвига (до первых сотен километров).

На тектонической карте (см. фиг. 2, 3) показаны главные типы региональных структур и слагающие их вулканогенно-осадочные формации. В настоящем разделе мы в сжатой форме изложим основные моменты развития этих структур.

В пределах рассматриваемого региона можно выделить ряд историко-геологических этапов: 1 - догеосинклинальный (архей-нижний протерозой?); 2 - этап формирования первичных геосинклиналей - протогеосинклинальный (нижний-средний протерозой?); 3 - этап регенерированных геосинклиналей (рифей-венд-байкалиды), нижний-средний палеозой - каледониды; нижний - верхний палеозой - герциниды; 4 - платформенный этап (мезозой); 5 - орогенный платформенный этап (миоцен-антропоген).

Каждый геосинклинальный этап подразделяется на собственно геосинклинальный и орогенный эпигеосинклинальный, а в пределах каледонской области можно выделить дейтероорогенный этап. При этом, как правило, началу геосинклинального этапа отвечает эпоха общего прогибания, без интенсивной дифференциации движений, за ней следует эпоха повышенной

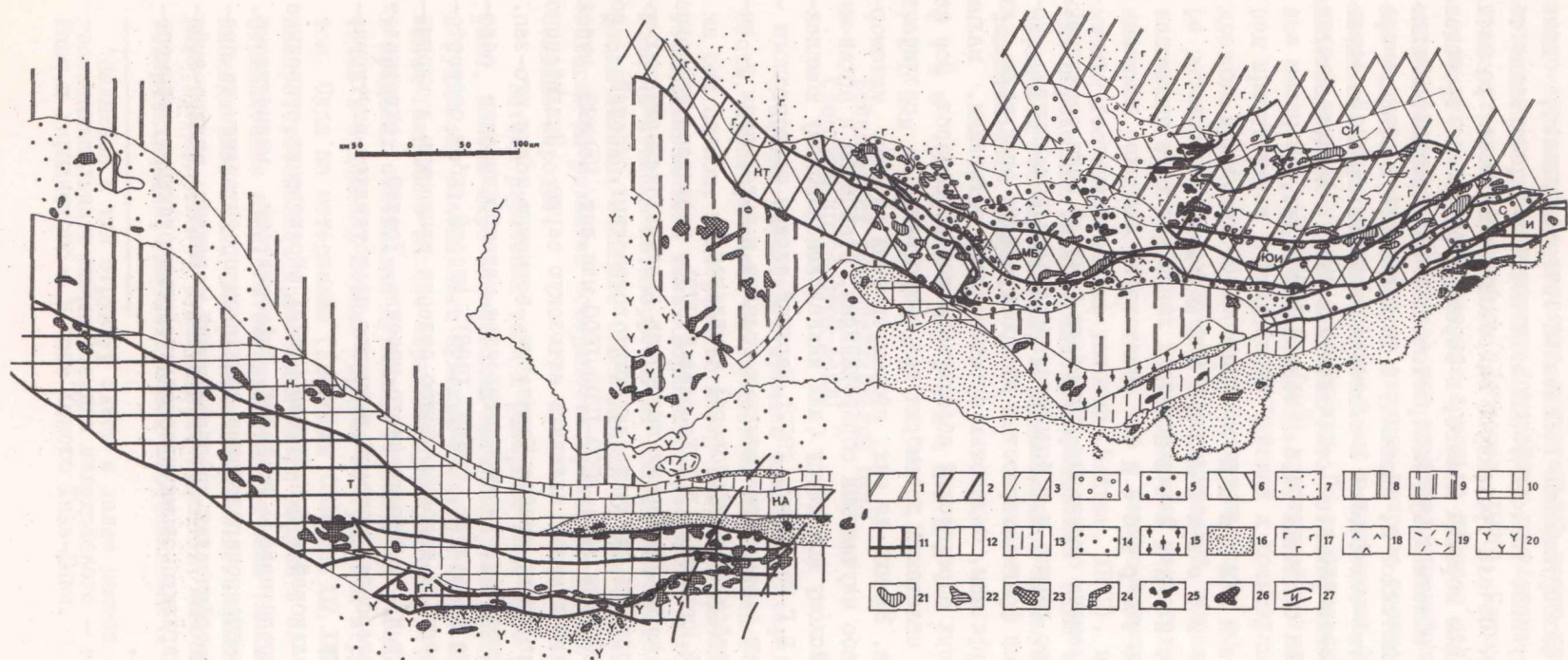


Фиг. 2.

Фиг. 2. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ТЯНЬ-ШАНЬ

I - Выступ каледонского фундамента без расчленения. Каледонская складчатая система. Структуры геосинклинального ряда ($V_2 - E_1 - O_2$); 2 - эвгеосинклинали (I - Карабалик-Булухская); 3 - эвгеосинклинали (2 - Макбальская); 4 - мюгеосинклинали (3 - Каратау-Таласская, 4 - Диянтауская); 5 - мюгеосинклинали, наложенные на ринные геосинклинали (5 - Суомирская); 6 - полая геосинклинали (6 - Сариджазская); 7 - срединный массив с терригенно-карбонатным чехлом (7-Юнжульская); 8 - краевой массив с вулканогенно-терригенным чехлом (8 - Чонгеминский); 9 - реликты рифтоподобного трюга в пределах срединного массива (9 - Чонгеминский). Структуры эвгеосинклинального орогенного ряда ($O_2 - P$): 10 - остаточные прогибы с молассово-флювиальным комплексом (10-Карабаликский, II - Юккирминский, 12 - Борборский, 13 - Беркутский); II - прогибы, мушлы с молассовым комплексом (14 - Долонский, 15 - Джаргаланский). Структуры дейтероорогенного ряда ($D_1 - F$): 12 - внутренние прогибы, мушлы с молассовым комплексом (16 - Боомско-Ишимский, 17 - Тельский, 18 - Акуйский, 19 - Негетинский, 20 - Аральский, 21 - Джумгалский); 13 - краевые прогибы, мушлы с морским молассовым комплексом (22 - Сонжульский, 23 - Арчалинский, 24 - Терсейский). Герцинская складчатая система. Структуры геосинклинального ряда ($E_1 - C_1$): 14 - эвгеосинклинали (25 - Джиджирский); 15 - эвгеосинклинали (26 - Икно-Ферганская, 27 - Каракурмская, 28 - Агбашинская); 16 - мюгеосинклинали (29 - Нурагау-Матчадская, 30 - Мальгузар-Сурметалская, 31 - Баубашинская, 32 - Аксайская, 33 - Кокшальская, 34 - Зеравшан-Гиссарская); 17 - мюгеосинклинали (35 - Куджуктауская, 36 - Зирабулак-Карагобинская, 37 - Турдестанская, 38 - Дарульская, 39 - Янсийская, 40 - Ишимчуковская, 41 - Гиссарская). Краевой массив герцинд с каледонским фундаментом (Карагау-Наринский); 18 - прогибы, наложенные на каледонские геосинклинали (42 - Даман-даванский); 19 - прогибы, наложенные на каледонские мюгеосинклинали (43 - Кавакский, 44 - Каратау-Чаткальский); 20 - подлития

(45 - Касанское, 46 - Икенское). Краевой массив герцинд с Байвальским (?) фундаментом (Байсуонский, Букунтау-Ферганский); 21 - прогибы (47 - Вельтау-Куреминский, 48 - Ичечалдинский); 22 - подлития (49 - Букунтауское, 50 - Ферганское, 51 - Байсуонское); 23 - реликты рифтоподобных трюгов на краевых массивах (52 - Северо-Букунтауский, 53 - Бельмитауский, Талдынский); 23-а - рифтоподобные трюги под чехлом мезокайнозойских отложений (предположительно). Структуры эвгеосинклинального орогенного ряда ($O_2 - P$): 24 - остаточные прогибы с молассово-флювиальным комплексом (54 - Сурметалский, 55 - Восточно-Ферганский, 56 - Икно-Гиссарский, 57 - Кокшальский); 25 - прогибы, мушлы с молассовым комплексом (58 - Икно-Букунтауский, 59 - Карачатровский, 60 - Икно-Талдынский, 61 - Северо-Гиссарский, 62 - Куреминский, 63 - Терезинский, 64 - Карабатырский, 65 - Нармитауский). Шольные вулканические пояса герцинд, 26 - порфировые (66 - Куреминский); 26а - под покровом мезокайнозойских отложений; 27 - эффузив-базальтовые (56 - Икно-Гиссарский); 27а - под покровом мезокайнозойских отложений; 28 - под покровом М-ка; 29 - границы разновозрастных складчатых комплексов; 29а - предполагаемые границы; 30 - границы полициклических тектонических зон, резко отличающихся по режиму развития; 30а - предполагаемые границы; 31 - границы тектонических структур в пределах моноциклической складчатой системы; 31а - предполагаемые границы; 32 - основные разломы (а - предполагаемые); 33 - разломы по геофизическим данным; 34 - граница поперечных блоков; 35 - наземная структура; 36 - наземные разломы (I - Таласская, 2 - Ферганская, 3 - Кокшарим-Турукский, 4 - Суомирская, 5 - Аральская, 6 - Таласская, 7 - Терсейская, 8 - Чонгеминская, 9 - Агбаш-Ишим-Чечекская, 10 - Терезинская, II - Икно-Ферганская, 12 - Хайдаровская, 13 - Талдыско-Карагинская, 14 - Каратау-Турдестанская, 15 - Зеравшанская, 16 - Магича-Барангитская зона смещения, 17 - Гиссаро-Каретинская, 18 - Икно-Гиссарская, 19 - Икно-Зирабулакская).



Фиг. 3. Схема орогенных структур

Каледонская складчатая система. Орогенные эпизеоосиональные структуры ($O_3 - a$). Поднятия: 1 - на краевых и средних массивах; 2 - эпизеоосиональные; 3 - эпизеоосиональные. Проггибы: 4 - на краевых и средних массивах; 5 - эпизео- и эпизеоосиональные. Дегероорогенные структуры (D - P): 6 - поднятия; 7 - прогибы. Герцинская складчатая система. Орогенные эпизеоосиональные структуры. Поднятия: 8 - на краевых массивах с байкальским фундаментом; 9 - на краевых массивах с каледонским фундаментом; 10 - эпизеоосиональные; 11 - эпизеоосиональные; 12 - эпизеоосиональные; 13 - эпизеоосиональные. Проггибы: 14 - на краевых массивах с байкальским фундаментом; 15 - на краевых массивах с каледонским фундаментом; 16 - эпизео- и эпизеоосиональные. Вулканоогенные отложения в прогибах: 17 - базальт-андезит-липаритовые молдасы; 18 - андезит-липаритовые молдасы; 19 - липаритовые молдасы. 20 - вулканические порфирные пояса. Массивы редкометаллоносных интрузий: 21 - алмазитовые и лейкократовые граниты (S - B₁); 22 - щелочные граниты и другие субщелочные породы (S - B₂); 23 - алмазитовые и лейкократовые граниты (C₂); 24 - то же (C₃-P); 25 - щелочные граниты и другие субщелочные породы (P); 26 - щелочные граниты, щелочные и нефелиновые сланцы (P). 27 - контуры редкометалльных металлогенических зон и их названия (КТ - Каратау-Таласская, С-Сарыдазская, МБ - Махсал-Бурхаская, СИ - Северо-Иссыккульская; ИИ - Южно-Иссыккульская, Т-Туркестанская, ГК - Гюсаро-Каратегинская, КА - Каратегин - Алайская, Н-Нуратинская, И - Ишимьчюкская).

тектонической активности, сопровождающаяся контрастными дифференцированными движениями, фиксирующимися появлением геоантиклиналей, далее вновь намечается затухание тектонической активности и выравнивание тектонического рельефа. Начало орогенного эпигеосинклинального развития фиксируется накоплением морских моласс; в середине эпохи орогенеза движения приобретают максимальную контрастность и сопровождаются накоплением интрузий гранитоидов и, наконец, в заключительную стадию орогенеза движения заметно ослабевают и тектонический рельеф вновь выравнивается. Подобный режим развития отмечался многими исследователями в различных складчатых областях (А.А.Моссаковский и др.).

До геосинклинальный
и первично-геосинклинальный
этапы (архей-нижний -
средний протерозой)

До настоящего времени отложения докембрия Средней Азии расчленены и изучены недостаточно хорошо и в большинстве случаев выделяются условно, что объясняется фрагментарностью распространения этих толщ, их неравномерным метаморфизмом, бедностью органическими остатками, малым количеством достоверных определений абсолютного возраста пород. Все же можно наметить среди отложений докембрия два существенно различных структурных комплекса. Нижний из них, сформированный глубоко метаморфизованными и еще слабо изученными образованиями, относится к архей-нижне-средне-протерозойскому комплексу (или нижнедокембрийскому комплексу, по В.В.Киселеву, В.Г.Королеву, 1972). Верхний сложен палеонтологически и радиологически охарактеризованными толщами и выделяется в качестве позднепротерозойского (рифейского) комплекса.

Как отмечают В.В.Киселев и В.Г.Королев (1972), имеющиеся цифровые данные и особенности метаморфических процессов в нижнедокембрийских толщах позволяют предполагать наличие следующих возрастных рубежей: до 2500 млн. лет; 2500-2000 млн. лет; 2000-1700-1600 млн. лет. Первый рубеж отвечает верхнему архею и может включить актозскую серию Заилийского Ала-Тау, каратегинскую свиту хребта Каратегии, возможно толщи юго-зап. Гиссара. К этому же возрасту, видимо, относятся метаморфические образования Султан-Уздага (Белькова, Огнев, 1968). Второй рубеж соответствует нижнему протерозою, к которому можно отнести кеминскую и киргизскую серии Киргизского хр. и Муункумского массива. Третий охватывает интервал среднего протерозоя, который, возможно, представляют аштурукская свита и ее аналоги.

По данным Л.Н.Бельковой и В.Н.Огнева (1972), образования, относимые к архейской группе, представлены гнейсами, амфиболитами, мигматитами, чарнокитами. Нижне-среднепротерозойские комплексы представлены не претерпевшими ультраметаморфических преобразований породами: эпидот-амфиболовыми, мусковит-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами и проч.

Первичный состав метаморфических образований терригенный и терригенно-карбонатный; вероятно значительное место занимают вулканиды кислого состава; формирование древнейших комплексов сопровождалось довольно активным магматизмом (Добрецов, 1970). Несмотря на фрагментарность выходов, предполагается довольно широкое распространение пород метаморфического комплекса под верхнепротерозойской и палеозойской толщами, что основывается на анализе разреза верхнепротерозойских комплексов (обилие мигматитов и порфировых формаций), а также единичных данных бурения и геофизики. По геофизическим данным, значительные массы плотных ($\sigma \geq 2,8 \text{ г/см}^3$), повышенной магнитности древних (?) пород присутствуют в фундаменте Чуйской и Иссыккульской впадин. Наличие древних архейских образований свидетельствует об эпикратонном характере развившихся впоследствии геосинклиналей, однако сведений о времени заложения этих первичных геосинклиналей недостаточно. По аналогии со смежными районами Казахстана, где в нижнесреднепротерозойское время отмечаются геосинклинальные условия (Зайцев, 1972), мы для Тянь-Шаня условно определяем ниже-среднепротерозойский этап как этап формирования первичных геосинклиналей, закладывающихся преимущественно на коре континентального типа.

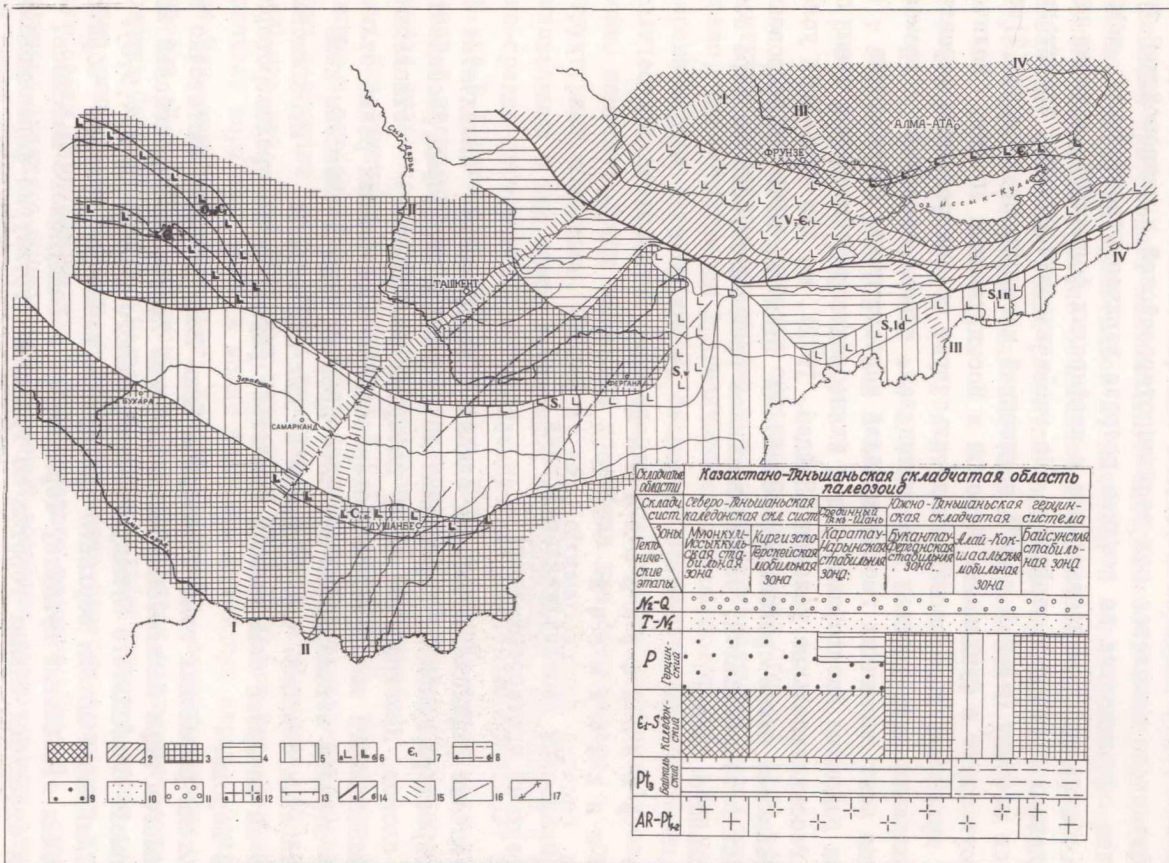
Этап регенерированных геосинклиналей

Байкальский геосинклинальный цикл (верхний протерозой-венд)

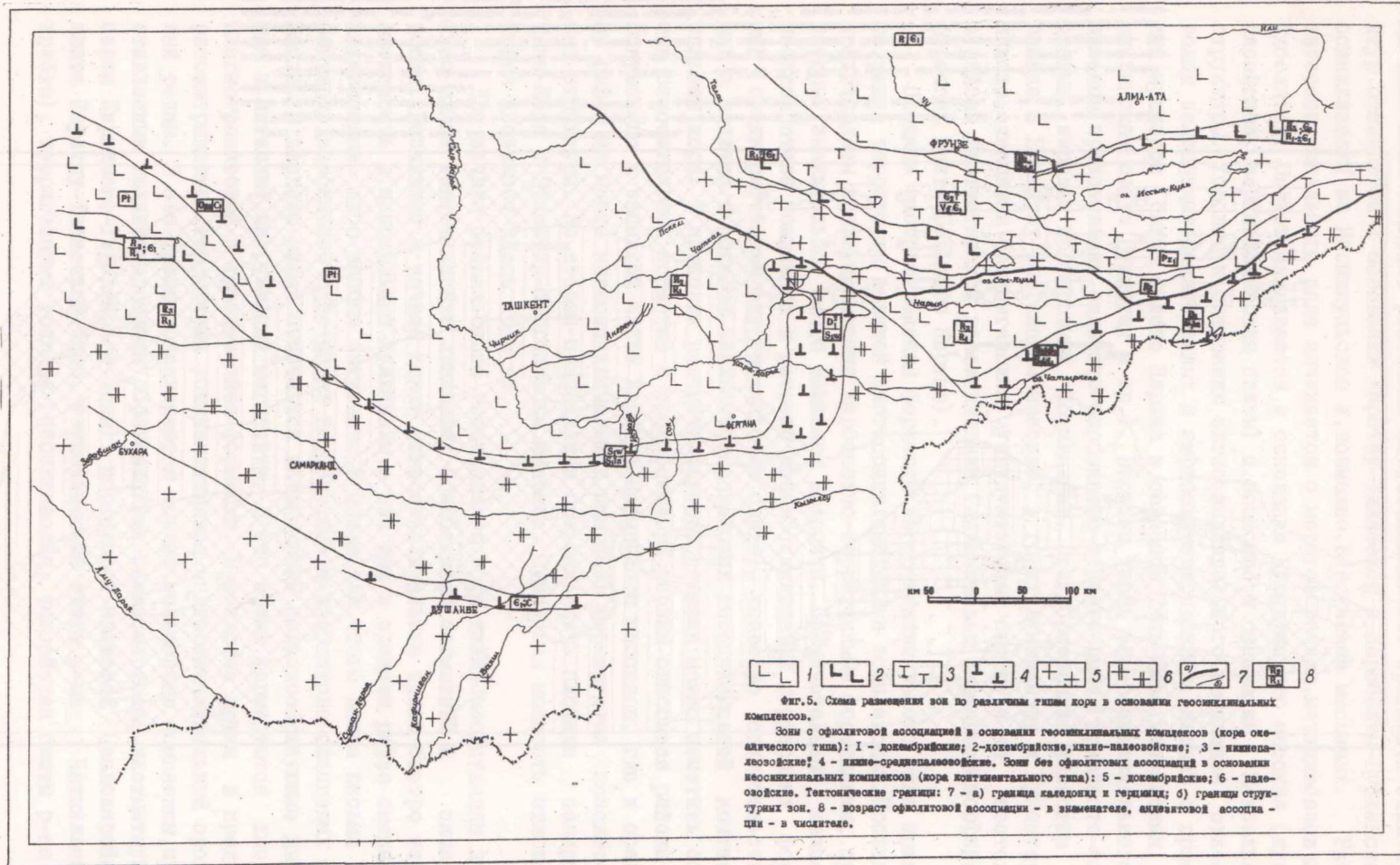
В начале рифейского времени единая "эпикарельская" складчатая область, простирающаяся от Казахстана до Таримской платформы, распадается на ряд блоков, пространства между которыми заполняются отложениями геосинклинального типа. Верхнепротерозойские образования резко отличаются по степени метаморфизма от более древних толщ и изменены лишь в фации зеленых сланцев. Они отделены от них структурным несогласием, залегая на размытой поверхности гранитов, рвущих ниже-среднепротерозойские породы.

Выходы рифейских толщ в Северном Тянь-Шане развиты достаточно широко, слагая ядра каледонских антиклинорий Киргизско-Терской зоны и фундамент стабильного Муңкум-Иссыккульского массива (фиг. 4, 5, 6). На Южном Тянь-Шане выходы верхнего протерозоя известны главным образом в пределах стабильных Букантау-Ферганского и Байсунского массивов, а также в отдельных шовных горстах по границам структурно-формационных зон. Судя по материалам (Геология СССР, том XV, XVII, 1972 и др.) среди верхнепротерозойских образований можно выделить эв- и мигматитовые формационные ряды. Эвгеосинклинальные зоны занимают значительную часть площади Тянь-Шаня. Они располагаются в основании Букантау-Ферганского, Каратау-Нарынского, Муңкумского массивов, Макбальской и Сарыджазской геосинклиналей, Джетынтауской геосинклинали¹. Остальную часть площа-

¹ Названия и тип структур здесь и далее даются лишь для последнего геосинклинального цикла, т.е. для каледонского — в зоне Северного Тянь-Шаня и герцинского — в зоне Южного Тянь-Шаня.

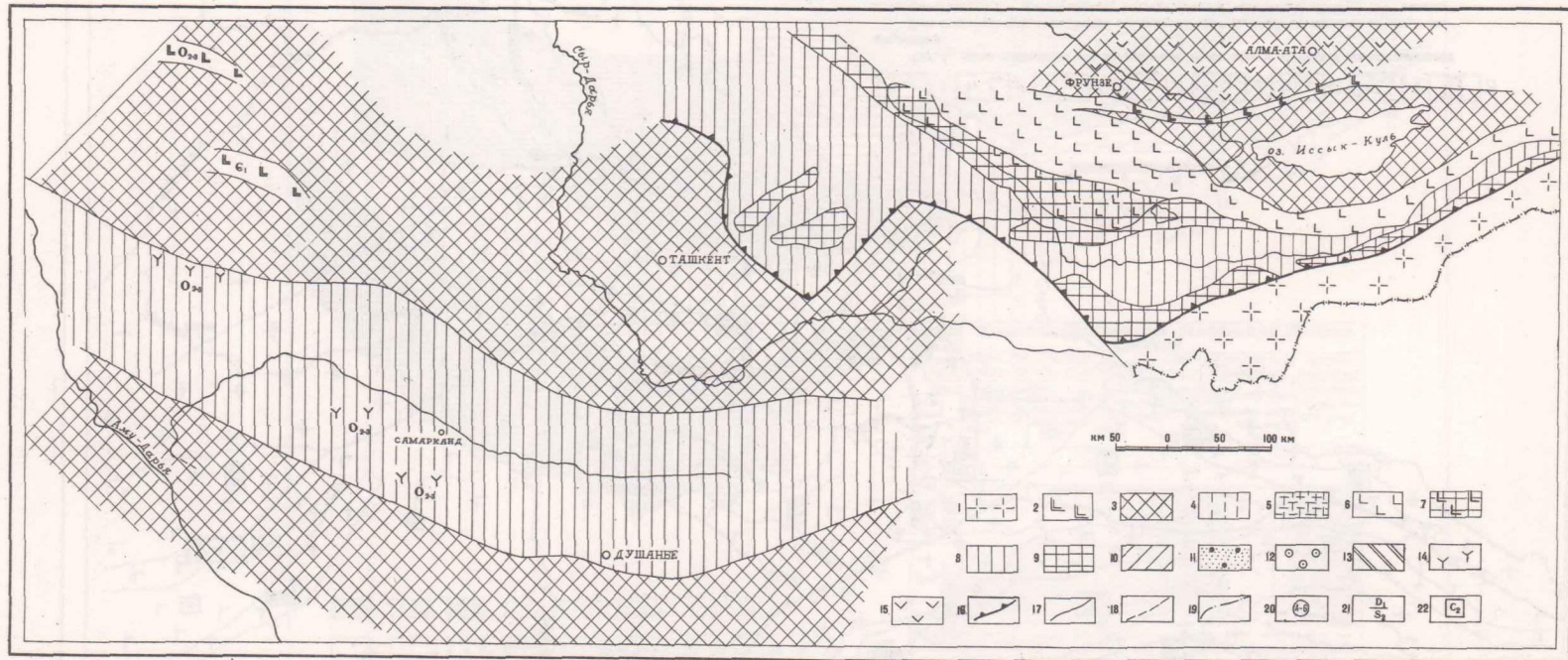


Фиг.4. Приципальная схема структуры Тянь-Шаня.
 Северо-Тяньшаньская палеозойная складчатая система. I - стабильные зоны - краевые, средние массивы с байкальским фундаментом; 2 - подвижные зоны - геосинклиналь и геомитическая, Индо-Тяньшаньская герцинская складчатая система, Стабильные зоны; 3 - краевые (средние) массивы с байкальским фундаментом; 4 - краевые массивы с палеозойским фундаментом; 5 - подвижные зоны - геосинклиналь и геомитическая; 6 - зоны, связанные на юге с байкальским текти (только для палеозоя); а) интросивционные зоны, б) рифтообразные трещины; 7 - зоны прогибов байкальского магматизма. Выявлены к западу, 8 - верхнепермский геосинклинальный режим (а - достоверный, б - предполагаемый); 9 - хетерогорный режим; 10 - платформенный режим; 11 - режим эвклиформенного орогенеза; 12 - альпийско-кавказский фундамент (Г) (а - установленный, б - предполагаемый); 13 - граница геосинклинального текти; 14 - структурные границы: а) граница Северного и Южного Тянь-Шаня; б) граница осевых структур; 15 - дислокации по зонам колчеданского орогенеза (по Меллеру В.К., 1974); 1-11 Северо-Тянь-Шаньской, 1-3 - Джангуская, 4-6 - Ферганская, 12-17 - Алашаньская; 15 - прогнозируемая граница колчеданского орогенеза (по Мухомуру В.К., 1974); 17 - граница поперечных блоков (по Волочинскому В.А., 1973).



Фиг. 5. Схема размещения зон по различным типам коры в основании геосинклинальных комплексов.

Зоны с офиолитовой ассоциацией в основании геосинклинальных комплексов (кора океанического типа): 1 - докембрийские; 2 - докембрийские, нижне-палеозойские; 3 - нижнепалеозойские; 4 - нижне-среднепалеозойские. Зоны без офиолитовых ассоциаций в основании геосинклинальных комплексов (кора континентального типа): 5 - докембрийские; 6 - палеозойские. Тектонические границы: 7 - а) граница каледонид и герцинид; б) границ структурных зон. 8 - возраст офиолитовой ассоциации - в знаменателе, андезитовой ассоциации - в числителе.



Фиг.6. Палеотектоническая схема для венд-среднеордовикского времени.
 Структуры негеосинклинального ряда: 1 -Таримская платформа; 2 - рифитноподобие трои. Структуры геосинклинального ряда: 3 - краевые массивы с байкальским фундаментом; 4 - краевые массивы с каледонским фундаментом; 5 - поднятые блоки краевых массивов; 6 - эвгеосинклинали; 7 - эвгеосинклинали; 8 - миеосинклинали; 9 - миеосинклинали.
 Структуры орогенного ряда. Орогенные эпигеосинклинальные структуры: 10 - поднятия; 11 - прогибы с морской или флишеидной молассой (то же для дейтероорогенных прогибов). Дейтероорогенные структуры: 12 - поднятия. Вулканоогенные образования: 14 - порфирная формация (эффузивм кислого и среднего состава); 15 - спилит-диабазовая и базальтоидная формация. Прочие обозначения: 16 - граница каледонид и герцинид; 17 - границы формационных комплексов; 18 - условные границы формационных комплексов; 19 - южная граница распространения краснопетной молассы Вагг-Вагг (Талькубанская свита); 20 - мощности осадочных толщ в км; 21 - возраст оролитовой или базальтоидной ассоциации - в знаменателе, андезитовой ассоциации - в числителе; 22 - время начала молассообразования

ди Тянь-Шаня занимают рифейские мегэосинклинали. Фрагменты этих структур отмечаются в основании Каратау-Таласской и Карабалты-Бурханской геосинклиналей на Иссыккульском и, возможно, Байсунском массивах. Разрез эвгеосинклинального ряда начинается с метагабброидов, метадиабазов и амфиболитов. Он устанавливается в основании Музнкумского массива (куперлисайская, верхнекеминская свиты) и, возможно, в основании Макбальской структуры. Условно к основанию эвгеосинклинального комплекса отнесены толщи зеленокаменной измененных и амфиболитизированных сланцев с прослоями мраморов (свита малого Нарына в северном Тянь-Шане, кассанская, ауминзинская свита Букантау и др.). Верхняя часть эвгеосинклинального комплекса представлена андезитом-карбонатно-терригенными, кремнисто-сланцевыми, изредка порфировыми, формациями. Эти образования известны на западе в Букантау-Ферганском массиве, в горах Ауминзатау и Букантау (кремнисто-сланцевая тасказганская, учкудуктауская свиты) и на востоке — в районе Жетымтауской геосинклинали (андезитовая формация и порфировая формация свиты Большого Нарына).

Площадь распространения формаций эвгеосинклинального типа примерно равна территории занятой мегэосинклинальными комплексами. Последние представлены преимущественно карбонатно-терригенными формациями, среди которых значительное место занимают кварциты. Примечательным является неоднократное появление в разрезе мегэосинклиналей порфировых формаций (среднерифейская экургенкольская свита), косвенно свидетельствующих о наличии в области верхнепротерозойских геосинклиналей континентальной коры. В пределах рассматриваемого региона можно наметить области относительных поднятий и прогибаний. К первым относятся районы Музнкумского и западной части Каратау-Нарынского массивов, где к среднему рифею на месте эвгеосинклинальных прогибов формируются положительные структуры. Ко вторым принадлежит большая часть площади северного Тянь-Шаня и Букантау-Ферганского массива. Суммарная мощность отложений рифея превышает здесь 10-8 км.

Для начала байкальского геосинклинального цикла свойственны довольно вялые тектонические движения, ослабленный магматизм и складчатость. Возникшие в начале цикла эвгеосинклинальные трюги быстро теряют активность и инициальный вулканизм в них уже в среднем рифее сменяется андезитовым, либо вообще затухает. В целом для этого цикла весьма характерно накопление однотипных карбонатно- и кварцитово-сланцевых формаций. В верхнем рифее отмечаются интенсивные складкообразующие движения и активный интрузивный магматизм. В это время формируются диорит-плагиогранитовая и гранитоидная формации. В вендское время в пределах рассматриваемой территории устанавливается эпигеосинклинальный орогенный режим. В это время накапливаются мощные молассовые комплексы, представленные тиллитоподобными образованиями (джакболотская, жетымтауская, серии Киргизско-Терской зоны), порфировой молассой (малокаройская свита Каратау-Таласской зоны, узунбулаковская свита р-на Чаткальского хребта), терригенными толщами (бессаянская, коксайская свиты р-на Бу-

кантау). На значительной части территории в это время осадков не накапливалось (поднятие Муңкумского массива, большая часть Киргизско-Терской зоны). Данные области располагаются на значительном удалении от предполагаемого края Таримского массива. В непосредственной близости от последнего, наоборот, развиваются протяженные межгорные прогибы, где мощность молассового комплекса достигает 2,5–3,5 км. Возможно, что данные структуры входят в состав внешнего (краевого) прогиба, расположенного по границе Таримской плиты и байкальской складчатой зоны.

Наметить преемственность в развитии последующих каледонских геосинклинальных структур от геосинклинальных байкальских трудно. Однако, преемственность каледонскими структурами байкальского орогенного режима проявлена достаточно наглядно. Так, в районах с слабо выраженным орогенным процессом вендского времени впоследствии в каледонском этапе формировались стабильные зоны срединных и краевых массивов (Иссыккульский, Букантау-Ферганский, Байсунский). В областях бурно проявленного вендского орогенеза в каледонском этапе отмечались контрастные дифференцированные движения.

Палеозойский геосинклинальный цикл

Палеозойская история развития структур Тянь-Шаня изучена более полно, чем рифейская. Многочисленные публикации по этому вопросу обобщены в недавно вышедших монографиях (Геология СССР, том XXV, XXIII, 1972). Начало палеозойского геосинклинального развития Тянь-Шаня приходится на верхневендско-нижнекембрийскую эпоху, когда на месте эпибайкальской складчатой системы закладываются вновь возрожденные геосинклинальные структуры. Основная ось нижнепалеозойской геосинклинали располагалась вдоль Киргизско-Терской мобильной зоны (см. фиг. 2, 4, 5), к северу от которой находился Муңкум-Иссыккульский, а к югу Таримский стабильные массивы. Первый в нижнем палеозое был сильно переработан каледонским геосинклинальным процессом и вошел составным элементом в каледонскую складчатую систему; второй (Таримский) испытал в нижнем палеозое незначительную перестройку. В его пределах обособились Букантау-Ферганский и Байсунский массивы и Алай-Кокшаальская мобильная зона, на которых интенсивный процесс геосинклинального развития начался позднее – в нижнем силуре. На севере в Киргизско-Терской зоне смена геосинклинального режима орогенным эпигеосинклинальным произошла в начале верхнего ордовика, на юге в Алай-Кокшаальской зоне – в начале среднего карбона. Таким образом, отмечается смещение геосинклинального процесса с северо-востока на юго-запад. При этом отчетливо устанавливается влияние геосинклинальных процессов Киргизско-Терской зоны в нижнем палеозое на стабильные части Таримского массива и, наоборот, – отражение геосинклинального режима Алай-Кокшаальской зоны в среднем палеозое в уже законсолидированных к этому времени структурах каледонид Северного Тянь-Шаня. Геосинклинальные структуры Тянь-Шаня образовались, ско-

рее всего, за счет деструкции консолидированной рифейской коры континентального типа. При этом эвгеосинклинали возникли, по-видимому, при раздвиге этой коры, а миогеосинклинали — за счет интенсивного прогибания коры без существенного нарушения ее сплошности.

Структуры каледонской складчатой системы (Северный и Срединный Тянь-Шань)^I

Геосинклинальные структуры ($V_2-E_1-O_2$). В конце верхневендского — начале нижнекембрийского времени, как уже отмечалось, возникла Киргизско-Терскойская мобильная геосинклинальная зона, состоящая из мио- и эвгеосинклиналей (см. фиг. 6). Последние в свою очередь распадались на поднятия — геоантиклинали и прогибы. К северу от этой мобильной зоны располагался Муңкум-Иссыккульский срединный (краевой) массив, рассеченный Чонкеминским рифтоподобным трогом. К югу от мобильной зоны находилась краевая часть Таримского массива, в пределах которой отмечалось пока еще вялое развитие геосинклинального процесса, позднее — в силуре-девоне достигшего своей кульминации.

Муңкумский срединный массив в отличие от Иссыккульского более интенсивно раздроблен и перекрыт чехлом вулканогенных и осадочных формаций мощностью более 2 км. Иссыккульский массив большую часть времени размывался и лишь в среднеордовикское (?) время был перекрыт маломощным чехлом молассовидных отложений. Разделяющий эти массивы Чонкеминский рифтоподобный трог достигает ширины всего 12–15 км и выклинивается к западу, уходя на восток за пределы рассматриваемой площади. Выполнен трог вулканогенно-кремнисто-карбонатными отложениями суммарной мощностью более 3,5 км. В составе их значительное место занимают базальты. Намечается изменение вверх по разрезу эффузивов — от базальтов до андезитов. Незначительная ширина трого обусловлена тангенциальным сжатием. К аналогичному выводу пришел Овчинников (1974), установивший в данном районе крупные горизонтальные покровы. Время сжатия примерно отвечает верхнеордовикской эпохе орогенного развития каледонид.

В состав Киргизско-Терской мобильной зоны входит эвгеосинклинальный пояс, расположенный вдоль южной окраины Муңкум-Иссыккульского массива, и миогеосинклинальный пояс, развитый по границе с Таримским массивом. В состав первого входят Карабалты-Бурханская эвгеосинклиналь и Макбальская геоантиклиналь, в состав второго — Каратау-Таласская, Су-

^I Структуры Срединного Тянь-Шаня рассматриваются совместно со структурами Северного Тянь-Шаня до момента их переработки геосинклинальным герцинским процессом, т.е. до начала фаненского века.

самырская, Джетымтауская миогеосинклинали и Сарыджазская геоантиклиналь¹. Для эвгеосинклиналей характерен интенсивный инициальный базальтоидный вулканизм нижнекембрийского времени, сменившийся в среднекембрийскую эпоху андезитовым. Наиболее продолжительные процессы вулканизма отмечаются в пределах Карабалты-Бурханской эвгеосинклинали и в рифтоподобном трого.

Карабалты-Бурханская эвгеосинклинали в отличие от рифтоподобного трога достигает большей ширины (до 100 км) и выполнена более мощным комплексом вулканогенно-осадочных образований (до 6 км). В основании ее располагается спилит-диабазовая формация (V_2-E_1), сменяющаяся граувакково-андезитовой (E_2-O_1) и флишоидной (O_2) формациями.

Мақбалъская эвгеосинклинали развилась на месте эвгеосинклинального прогиба. В основании ее залегает нижнекембрийский-верхнекембрийский спилит-диабазовый комплекс, аналогичный развитому в предыдущей структуре. Геоантиклинальные формации здесь неизвестны - они либо размыты, либо не накапливались. Не исключено, что данная структура представляет собой горст, возникший в среднем-верхнем палеозое, а не геоантиклиналь.

Все миогеосинклинали рассматриваемой области, за исключением Сусамырской, развивались в течение всего геосинклинального цикла. Сусамырская зона представляет собой обращенную миогеосинклинали, сформировавшуюся на месте раннего геоантиклинального поднятия в начале среднеордовикского времени. В основании ее залегают докембрийские образования байкалит и молассовидный геоантиклинальный комплекс нижнеордовикского возраста.

Для миогеосинклинальных зон характерны весьма однообразные кремнисто-карбонатно-сланцевые формации, иногда фосфатонесные в основании (Нижнекембрийская чулуктауская свита Кыратау-Таласской зоны). Намечается изменение формационного ряда вверх по разрезу в сторону уменьшения значения кремнистости пород и увеличения их карбонатности. Вблизи эвгеосинклинальной области в верхах разреза миогеосинклинальных комплексов появляются терригенно-андезитовые формации (Сусамырский, Джетымтауский прогибы). Суммарная мощность отложений в этих структурах 2,5-3 км. Геоантиклинали характеризуются сокращенной в 2-3 раза мощностью осадочных формаций, не превышающей 1,0-0,3 км. Вещественный состав формаций на геоантиклиналях по сравнению с прогибами меняется мало. Лишь на Сарыджазском поднятии геоантиклинальный ряд завершается шпировой среднеордовикской толщей. В конце геосинклинального этапа в среднеордовикское время наибольшее погружение испытывают северо-западная часть Карабалты-Бурханской эвгеосинклинали и Сусамырский прогиб. Мощность осадков в них лишь за это время достигает 3-3,5 км. На остальной террито-

¹ Кроме перечисленных структур, показанных на схеме (см. фиг. 2) сюда включаются Кыратау-Нарынская миогеосинклинали; Пскемская, Кассанская, Джамандаванская геоантиклинали, входящие в состав фундамента Кыратау-Нарынского герцинского краевого массива.

рии прогибы постепенно замыкаются.

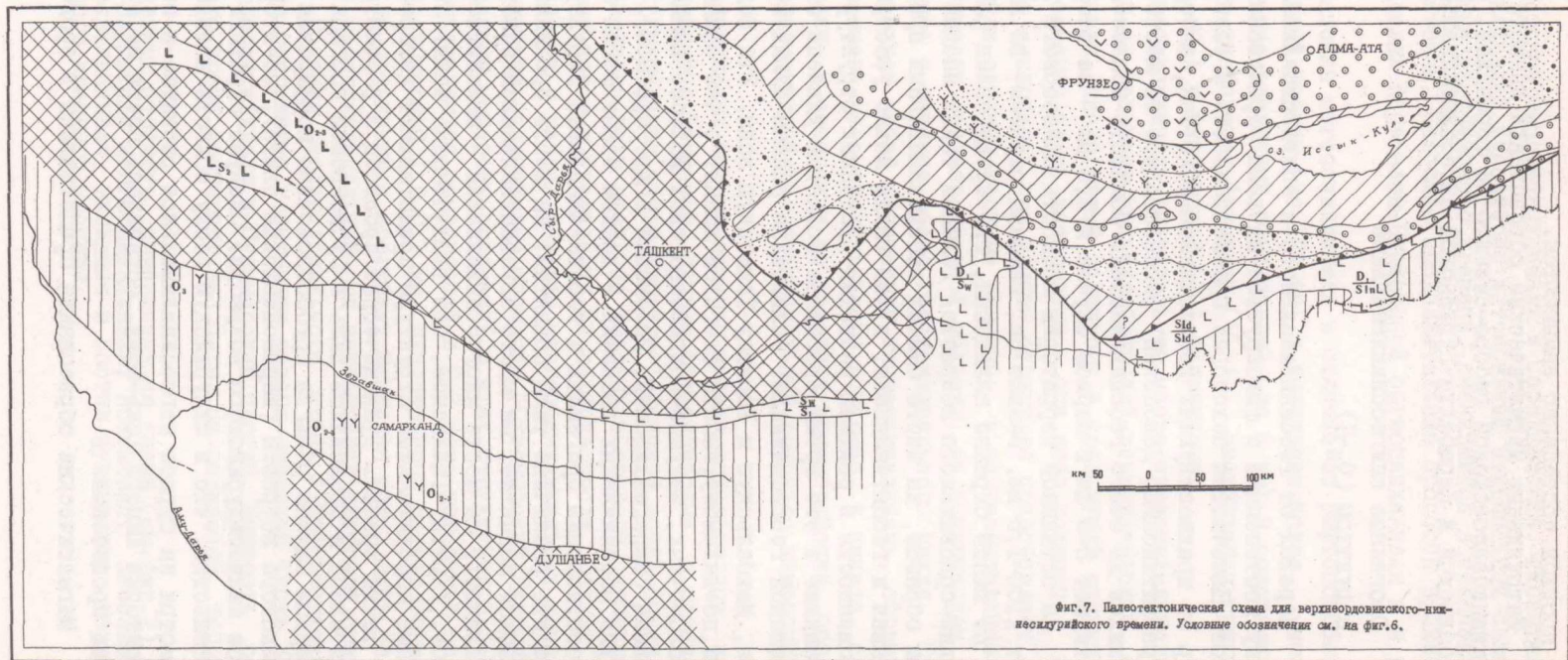
Интрузивные магматические образования данного периода представлены нижнепалеозойской габбро-сиенитовой формацией, развитой в пределах Макбальской и Карабалты-Бурханской эвгеосинклинальных структур.

Орогенные эпигеосинклинальные структуры (O₃-S)

Переход от геосинклинального к эпигеосинклинальному орогенному этапу постепенный и фиксируется началом образования молассового комплекса. Намечается некоторая преемственность в развитии орогенных структур от предшествующих геосинклинальных. Так, наиболее глубокие прогибы (Карабалтинский, Долонский) располагались на месте интенсивно погружавшихся до этого геосинклиналей. Мощность молассового комплекса в них достигает 3-5 км в первом случае и 2,0 км - во втором.

На остальной территории мощность молассового комплекса не превышает 1,00-1,5 км. Развит он, главным образом, во впадинах, расположенных по южной окраине каледонид, где представлен флишеидной молассой верхне-ордовикского возраста. Реликты таких впадин прослеживаются, главным образом, на месте бывших геосинклинальных прогибов, частично захватывая и геоантиклинали, в чем также можно усмотреть некоторую унаследованность в режимах развития орогенных структур от геосинклинальных. Возникшие в это время орогенные поднятия удалены от южной границы каледонской геосинклинали, захватывая районы Музнкум-Иссыккульского массива, Макбальскую и Каратау-Таласскую зоны. Эти поднятые блоки достигали, по-видимому, высоты снеговой линии, о чем свидетельствуют толщи грубообломочных, валунно-конгломератовых моласс, выполняющих межгорные котловины (Карагайлинский, Долонский и др. прогибы). Таким образом, амплитуда вертикальных движений в данном этапе могла превышать 10-12 км. По соотношению орогенных и геосинклинальных структур в это время можно выделить различные типы поднятий: на месте срединного массива - Иссыккульское поднятие; на месте эвгеоантиклиналей-эпиевгеоантиклинальные (Макбальское); на месте миегеосинклиналей - эпимиегеосинклинальные (Бурханское, Каратау-Таласское, без Кокиримской зоны) поднятия (фиг. 7). Данные положительные структуры представляют интерес с металлогенической точки зрения. Вулканические процессы в рассматриваемом этапе выражены слабо и проявились лишь в Сусамырском прогибе и Сумсарской зоне. В первом случае развита грубообломочная порфировая формация верхнеордовикского возраста (карамоинакская свита), во-втором - андезитовая моласса нижнесилурийского возраста. Следует обратить внимание на то обстоятельство, что в силурийскую эпоху область каледонской складчатости, несмотря на бурное эвгеосинклинальное развитие в это время смежной территории Южного Тянь-Шаня, оставалась почти не затронутой вулканическими процессами.

Магматические образования представлены в орогенном и эпигеосинк -



Фиг.7. Палеотектоническая схема для верхнеордовикского-нижесилурийского времени. Главные обозначения см. на фиг.6.

динальном этапе батолитовой гранитоидной формацией, развитой главным образом на площади бывших эвгеосинклиналей и в меньшем количестве на миегосинклиналях и краевых массивах.

Дейтероорогенные структуры (Д₁-Р). После периода относительного тектонического покоя, продолжавшегося почти все силурийское время (около 30 млн. лет) каледонская складчатая область была вовлечена в повторный орогенез, продолжавшийся с переменной активностью с нижнего девона до перми включительно. Вряд ли эта девонская активизация была вызвана тектоническими движениями в смежной Южно-Тяньшаньской геосинклинали, так как она имеет более широкое развитие и устанавливается на территории всего Центрально-Азиатского пояса. Однако влияние герцинской геосинклинали на характер процесса дейтероорозиса в пределах каледонид все же отмечается, что видно из приведенного ниже описания.

Дейтероорогенные структуры каледонид имеют зональное строение и образуют широтные пояса, вытянутые параллельно краю смежной Южно-Тяньшаньской геосинклинали. В большинстве случаев эти структуры наложены на орогенные эпигеосинклинальные структуры верхнего ордовика. В состав южного пояса (пояс краевых прогибов), простирающегося по границе с Южно-Тяньшаньской геосинклиной, входят Терскейский, Сонкульский прогибы, а также ниже-среднедевонские прогибы в пределах Каратау-Нарынской зоны¹. Выполняющие эти прогибы образования в значительной мере представлены морскими молассами. Суммарная мощность отложений в них достигает 5-6 км, хотя эта мощность скорее всего завышена, так как при ее подсчете обычно не учитывается миграция прогибов. В состав северного пояса (пояс внутренних прогибов), расположенного на значительном удалении от южной окраины каледонид, входят Боомский, Топский, Аксуйский, Джумгольский и другие прогибы. Данные прогибы выполнены главным образом грубообломочными, часто красноцветными молассами. Эти пояса разделены сравнительно узким (25-20 км) поднятием, пространственно совпадающим с современными Таласским и Терскейским хребтами. Другое поднятие расположено в зоне внутренних прогибов. Оно совпадает с современным хребтом Кунгей Ала-Тау. Поднятия достигали высоты снеговой линии, о чем свидетельствуют грубообломочные молассы, накопившиеся у их подножий.

Дейтероорогенный процесс сопровождался интенсивной вулканической активностью, начавшейся с излияния лав преимущественно андезитового состава. Сформировалась своеобразная "андезитовая линия", огибающая с севера эвгеосинклинальные зоны герцинид Южного Тянь-Шаня. Следует, однако, заметить, что и в герцинских эвгеосинклиналях в это время преобладали лавы среднего состава. Впоследствии вулканическая деятельность смещается в глубь каледонского "континента", захватывая пояс внутренних прогибов. Отмечается определенная закономерность в размещении раз-

¹ Орогенные прогибы в пределах Каратау-Нарынской зоны показаны только на палеотектонической схеме.

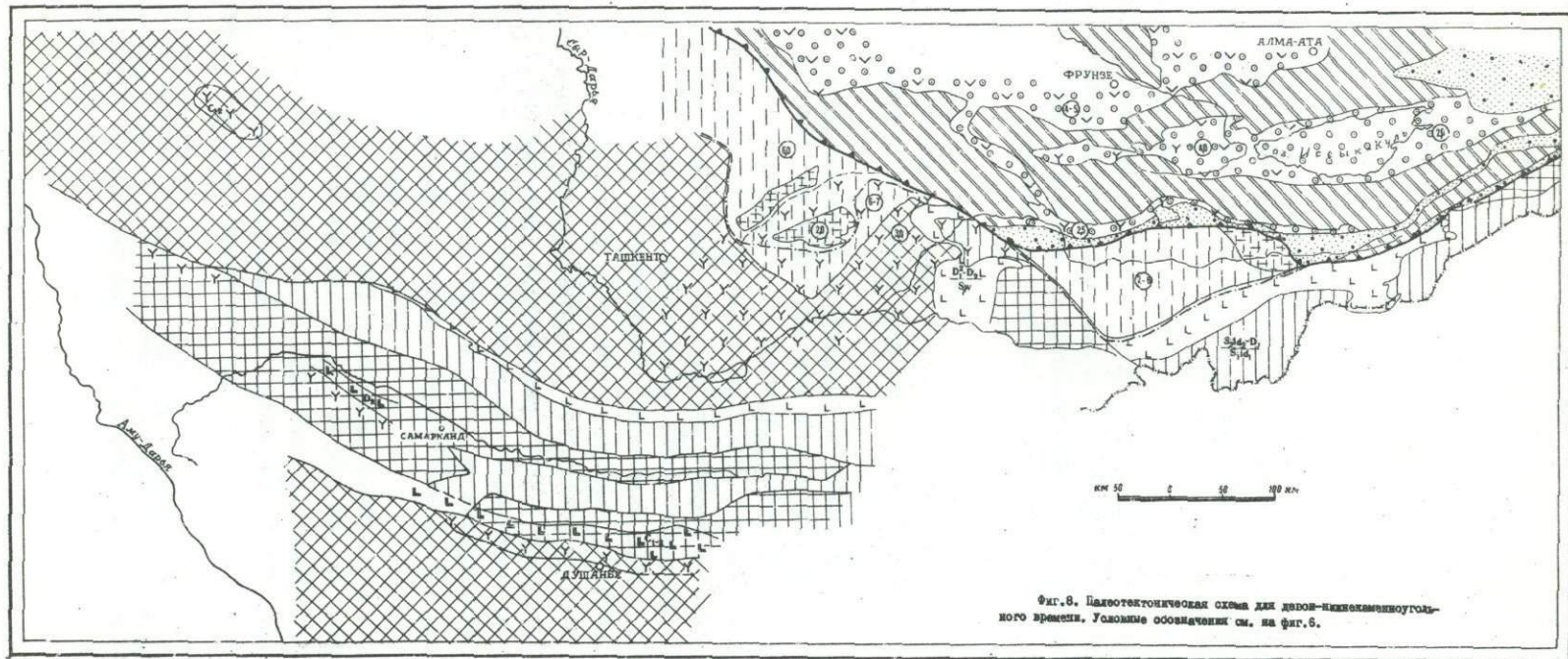
личных по составу вулканических комплексов от предшествующих структур. Так, лавы кислого состава развиты преимущественно в бывших миогеосинклинальных зонах, а основного состава — в эвгеосинклинальных структурах. Лавы с повышенной щелочностью (трахиандезиты, трахибазальты) развиты, главным образом, на бывшем стабильном Муңкум-Иссыкульском массиве, где они слагают молассовые комплексы от верхнедевонского до пермского возраста включительно.

Для начала этапа дейтероорогенеза отмечается внедрение интрузий габбро-монзонит-сиенитовой формации, подчеркивающей резкое изменение тектонического режима в области каледонид Северного Тянь-Шаня. Процесс дейтероорогенеза начался в нижнем девоне-эйфеле с образования крупных пологих поднятий по южной границе каледонид, на месте которых впоследствии, в среднем — верхнем девоне, развились глубокие краевые прогибы. Дейтероорогенный вулканизм охватывал почти всю территорию каледонид, исключая зону Каратау-Нарынского массива, где в среднем — верхнем девоне накапливалась красноцветная моласса (Тилькубашская свита). С фаменского века в связи с расширением области герцинского геосинклинального осадконакопления за счет структур каледонид погружение испытала Каратау-Нарынская зона, в пределах которой сформировался мощный комплекс (5–7 км) карбонатных отложений, относимый нами к формациям срединного (краевого) массива (фиг. 8).

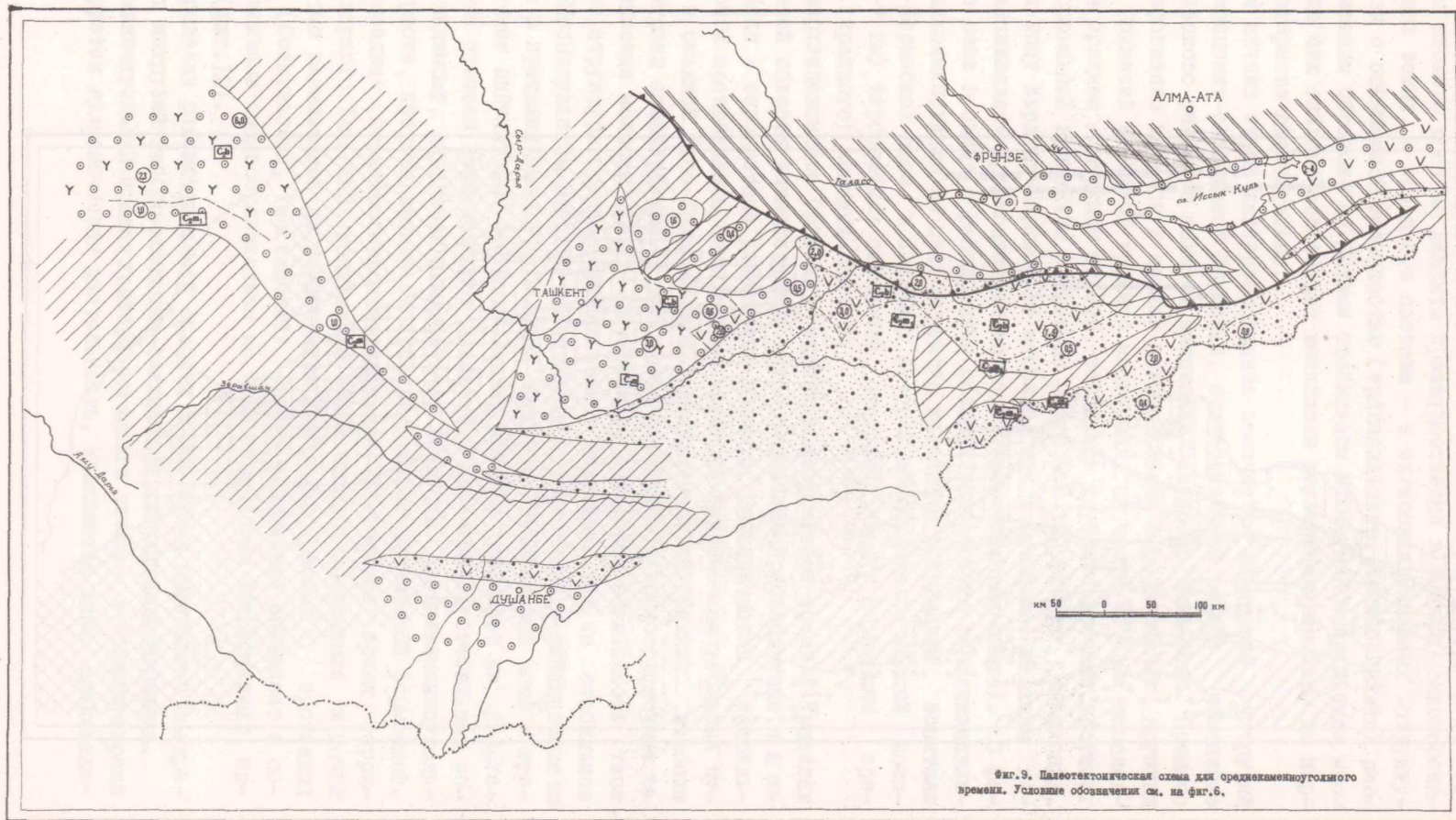
В верхнедевонское (фамен) — нижнекаменноугольное время в пределах каледонской области накапливались грубообломочные красноцветные, а в юнже карбона — сероцветные угленосные молассы. Вулканическая деятельность почти прекратилась, несмотря на активный нижнекаменноугольный вулканизм в смежной Южно-Тяньшаньской геосинклинали. В среднем карбоне рельеф страны нивелируется, в это время формируются тонкообломочные, часто угленосные молассы (фиг. 9). Отмечается некоторая зависимость типа моласс от структуры предшествующих этапов развития. Так, на стабильном Муңкум-Иссыкульском массиве накапливались угленосные и гипсоносные молассы, а в пределах бывшей мобильной Киргизско-Терской зоны — грубообломочные андезитовые молассы. Данное явление указывает на унаследованность степени контрастности движений в мобильных и стабильных зонах. По-видимому, андезитам комагматичны интрузии среднекаменноугольного возраста, представленные габбро-гранодиорит-диоритовой формацией. В более позднее (верхнемосковское-верхнекаменноугольное) время территория Северного Тянь-Шаня испытывала общее пологое воздымание и почти повсеместно размывалась за исключением некоторых краевых орогенных прогибов (Сонкульский, Терский). Данное воздымание совпадает с общим интенсивным сводообразованием на всей территории Тяньшаньских палеозойд (фиг. 10).

В пределах рассматриваемой области в это время отмечаются внедрения малых интрузий габбро-монзонит-сиенитовой аляскитовой формации.

В заключительный момент дейтероорогенного этапа — в пермское время активизируется вулканическая деятельность, изливаются лавы трахианде-



Фиг. 8. Палеотектоническая схема для девон-нижнекаменноугольного времени. Условные обозначения см. на фиг. 6.



зитового состава (фиг.10). Им коагматичны интрузии трахиандезит-сие-нитовой формации. Молассы выполняют главным образом обширные впадины на территории стабильных массивов. Небольшие прогибы с вулканогенной молассой того же состава известны и по периферии Северного Тянь-Шаня. В целом, территория Северного Тянь-Шаня в заключительные стадии дейтероорогенного этапа, по сравнению с Южно-Тяньшаньской областью, характеризовалась несравнимо более спокойным тектоническим режимом, слабо проявленным интрузивным магматизмом, весьма слабыми горизонтальными складкообразующими движениями. Учитывая соотношение дейтероорогенных структур, предшествующих рудоносному магмообразованию (сформированных до верхнекаменноугольной эпохи), с орогенными структурами верхнеордовикского возраста, в пределах региона можно выделить унаследованные и обращенные поднятия, унаследованные и обращенные прогибы. Наибольший интерес для прогнозирования редкометальных месторождений представляют унаследованные поднятия. Данные структуры совпадают с упомянутым ранее центральным поднятием, разделявшим зоны внутренних и краевых прогибов, а также с поднятием в р-не Кастекского хребта и хребта Кунгей Ала-Тау.

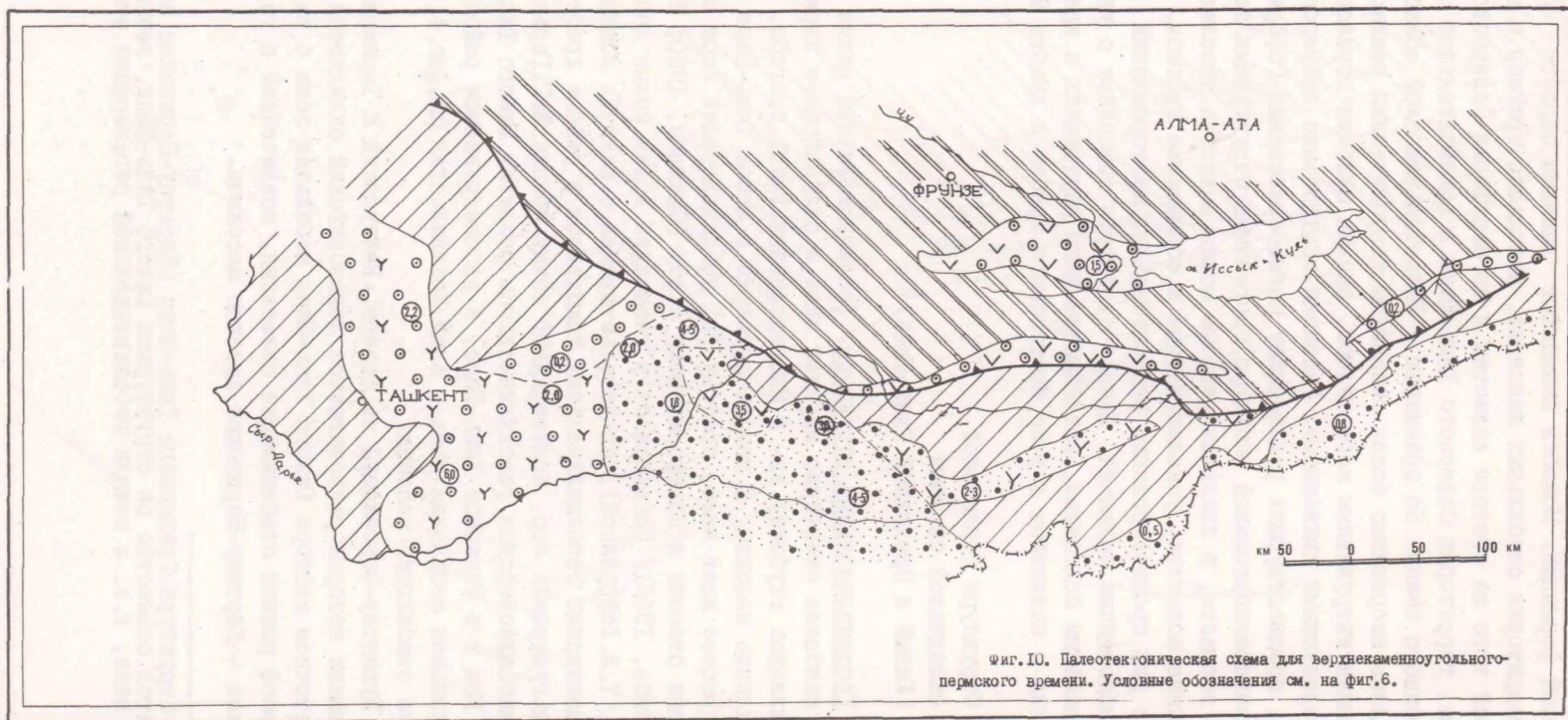
Структуры герцинской
складчатой системы
(Южный и Средний Тянь-Шань)^I

Геосинклинальные структуры. Геосинклинальный режим в Южном Тянь-Шане наиболее отчетливо выражен лишь с силурийского периода, когда закладывались глубокие эв- и миогеосинклинальные прогибы, разделившие стабильные массивы. В кембрийско-ордовике в Южном Тянь-Шане геосинклинальный процесс идет вяло, поэтому ряд исследователей этот период развития региона относил к платформенному этапу (Синицын, 1960; Довжиков, 1968; Кухтиков, 1968). Появившиеся в последнее время новые данные (Е.В.Чукарова, Т.И.Хайрулиной), свидетельствующие о наличии мощных кембрийских и ордовикских геосинклинальных комплексов в районе хребта Сев.Нуратау и Мальгузарских гор, подтверждают точку зрения В.Г.Гарьковца (1965) о нижнепалеозойском геосинклинальном развитии Южного Тянь-Шаня.

Как и в Северном Тянь-Шане, в рассматриваемом районе выделяется центральная мобильная зона - Алай-Кокшаальская (см. фиг. 4) и ограничивающие ее стабильные массивы:

Букантау-Ферганский на севере, Байсунский и Тарымский - на юге, в основании которых располагается докембрийский складчатый фундамент. В восточном секторе Южного Тянь-Шаня мобильная зона с севера ограничена зоной ранней стабилизации палеозойск, вовлеченной в герцинский тектогенез - Каратау-Нарынским краевым массивом.

^I Структура Среднего Тянь-Шаня (Каратау-Нарынская зона) рассматривается совместно со структурами Южного Тянь-Шаня, начиная с фанерозойского века, т.е. с начала геосинклинальной регенерации этого района.



Фиг. 10. Палеотектоническая схема для верхнекаменноугольного-пермского времени. Условные обозначения см. на фиг. 6.

В пределах Букантау-Ферганского и по периферии Байсунского кре-
вых массивов нами выделяются рифтоподобные трог.

К числу таких структур относятся Сев.Букантауская, Тамдытауская
(Бельпантауская), Южно-Гиссарская зоны. В их пределах развиты вулка-
ногенные образования основного состава, ассоциирующие с телами ультра-
базитов, что давало основание относить ранее эти структуры к эвгеосин-
клиналям. Отличия от последних сводятся к следующему. Названные зоны
располагаются лишь в пределах испытывавших поднятия срединных масси-
вов (Сев.Букантауская, Тамдытауская) или по краю массива (Южно-Гиссар-
ская), переходя по простиранию в эвгеосинклинали. Закладываются они не
только на ранних этапах развития геосинклинальной системы в нижнем па-
леозое (первые две зоны), но и в заключительную стадию — в нижнем — сре-
днем карбоне (Южно-Гиссарская зона). При незначительной ширине (10-
20 км) они обладают большой протяженностью (150-700 км), т.е.обладают
формой трога. От синхронных эвгеосинклиналей они отличаются сокращен-
ным во времени процессом вулканизма; сокращенным в мощности (в 2-3 ра-
за) и возрастном объеме разрезом осадочных формаций и преобладанием сре-
ди них грубообломочных отложений и горизонтов дикого флиша; наличием
среди вулканогенных толщ пород с повышенной щелочностью, вплоть до ще-
лочных базальтов, и преобладанием среди них пирокластических образова-
ний. От окружающих срединных массивов они отличаются большой мощностью
отложений, более интенсивным вулканизмом, преобладанием эффузивов ос-
новного состава, наличием ультрабазитов. Петрохимические данные пока-
зывают, что в Сев.Букантауской зоне среди эффузивов преобладают база-
льты толеитового ряда; в Тамдытауской — щелочные базальты с незначи-
тельным количеством пород среднего и кислого состава; в Южно-Гиссарской
зоне — контрастная базальт-дипаритовая серия, среди пород которой из-
вестны щелочные базальты.

В орогенном эпигеосинклинальном этапе развития герцинид рассмат-
риваемые зоны представляли собой значительные прогибы, в пределах ко-
торых отлагались мощные толщи флишеидных моласс. Наиболее крупный про-
гиб, выполненный вулканогенной и флишеидной молассой, пространственно
совпадает с Южно-Гиссарской зоной. В непосредственной близости от нее
известны многочисленные мезозойские трубки взрыва щелочно-габброидного
состава. Складчатые дислокации в пределах данных зон довольно напря-
женные, что отличает их от обычных рифтов. Здесь развиты системы над-
вигов и крутых складок.

На Букантау-Ферганском массиве, помимо названных выше рифтоподоб-
ных трогов, по простиранию переходящих в Южно-Ферганскую эвгеосинкли-
наль, выделяются мулдообразные впадины. Последние развиты в Кураминс-
ком прогибе, частично на Кызылкумском и Ферганском поднятиях. В нижнем
палеозое (ордовик-нижний силур) во впадинах накапливались шлировые
терригенные толщи, местами андезитовые комплексы, сменившиеся в верх-
нем силуре-карбоне преимущественно карбонатными отложениями с подчи-
ненным значением андезит-дацитовых комплексов. Суммарная мощность от-

ложений во впадинах достигает 6–5 км, однако она, по-видимому меньше, так как при ее подсчете не учитывается процесс миграции прогибов в пространстве. В рифтоподобных трогах развиты, помимо шшировых терригенных толщ, вулканогенные образования диабазового состава (кембрий, ордовик) и андезит-базальтового состава (нижний карбон). В периоды затухания процесса рифтогенеза данные образования перекрывались карбонатными осадками. В связи с тангенциальными напряжениями в конце нижнего-начале среднего карбона часть выполняющих рифтоподобные трогги комплексов была выжата, образовав покровы (Сабдушев, Усманов, 1971).

Байсунский срединный (краевой) массив, более подробное описание которого приводилось ранее (Волочкович и др., 1973), разделяется на северную мобильную (Мечетлинская зона) и южную стабильную части. Мечетлинская зона в нижнекаменноугольное время подверглась активизации и в ее пределах сформировался мощный вулканогенный комплекс пород дацит-липаритового состава ($C_1t - C_2m$). Севернее этой зоны, по границе с Гиссарской геосинклиналью, в это же время накапливались толщи базальт-липаритовой формации, в составе которой отмечаются базальты толеитового ряда (Портнягин, 1973), а также щелочные базальты. Пространственно с этой зоной связаны тела ультраосновных пород. Ранее мы области развития вулканогенных образований относили к Южно-Гиссарскому вулканическому поясу. В настоящее время есть основание связывать активность этого пояса с процессом рифтогенеза.

Каратау-Нарынский краевой массив с каледонским фундаментом представляет собой часть каледонид Северного Тянь-Шаня, вовлеченную в верхнем девоне в геосинклинальный процесс. В северо-западной части массива располагается Каратау-Чаткальский прогиб с мощным (5–7 км) чехлом карбонатных осадков. Вдоль южного края этого прогиба в месте сочленения его с Букантау-Ферганским массивом протягивается Сусамырский шовный прогиб, а в центральной части прогиба Г.И. Макарычевым выделяются Пскемское и Кассанское поднятия (Макарычев, 1970), мощность осадочного чехла на которых не превышает 1,0 км. Восточная часть краевого массива представлена Джамандаванским и Кавакским прогибами, мощность карбонатных толщ в которых достигает 3–4 км. Карбонатные отложения Каратау-Нарынского массива ложатся с несогласием на красноцветную средне-верхнедевонскую молассу каледонид.

В состав Алай-Кокшаальской мобильной зоны входят Джангджирская эвгеосинклиналь, Южно-Ферганская, Каракорумская, Атбашинская эвгеоантиклинали; Нуратау-Матчайская, Мальгузар-Сурметашская, Баубашатинская, Аксайская, Кокшаальская, Зеравшано-Гиссарская миегеосинклинали; Кульджуктауская, Зирабулак-Каратюбинская, Туркестанская, Дараутская, Яссинская, Иньльчекская, Гиссарская миегеоантиклинали.

Эвгеосинклинальные зоны заложились лишь в нижнем силуре, когда в сопредельных районах Северного Тянь-Шаня господствовал спокойный субплатформенный режим. Они располагались по границе с каледонидами и с Букантау-Ферганским краевым массивом. К западу и востоку эвгеосин-

клинали суживаются и выклиниваются, достигая максимальной ширины и наиболее длительного развития в зоне Талассо-Ферганского разлома (Карако-румская зона). Миогеосинклинали располагались южнее эвгеосинклинальных зон. В их основании на западе (район Туркестано-Алая) присутствуют более древние комплексы (кембро-ордовик), чем на востоке, где известны лишь отложения нижнего силура. Видимо, западная часть Алай-Кокшаальской зоны в нижнем палеозое испытывала более интенсивное погружение, чем восточная. Наоборот, в среднем палеозое на западе отмечаются крупные восходящие движения, неизвестные на востоке. Миогеосинклинали к западу выклиниваются, уступая развивающимся на их месте геоантиклиналям. В восточном секторе крупных геоантиклиналей неизвестно. Как уже говорилось, в кембро-ордовикское время тектоническая активность Южного Тянь-Шаня была незначительной. В эту стадию широко распространены формации терригенно-карбонатного и песчано-сланцевого состава. В районе Кульджуктауской и Зирабулак-Каратюбинской зон образовывалась молассовидная порфировая формация, косвенно свидетельствующая о существовании в данном месте коры континентального типа.

В отличие от Северного Тянь-Шаня, где в это время эвгеосинклинальный процесс достигал своего апогея, на Южном Тянь-Шане вулканогенные образования, сходные с эвгеосинклинальным комплексом, имели резко подчиненное значение, обладали незначительной мощностью и формировались лишь в пределах рифтоподобных структур, пересекающих стабильные зоны.

Силурийский период на Южном Тянь-Шане характеризовался повсеместным интенсивным погружением. В эвгеосинклинальных зонах накапливались спилит-диабазовые, кремнисто-карбонатные (яшмовые) и прочие формации. В ряде мест (р-н пос. Сарталы, хребет Атбаш) данный комплекс подстилается меланократовым фундаментом, представленным габбро-норитами, метагабброидами, серпентинитами (Макарычев, 1974). На большей части территории Алай-Кокшаальской зоны образовывались граувакково-сланцевые и карбонатно-терригенные формации мощностью 3-5 км. В пределах стабильных Букантау-Ферганского и Байсунского массивов формировались изолированные впадины и рифтоподобные трюги, выполненные маломощными (100-700 м) молассовидными, шпировыми и вулканогенными (в трюгах) андезит-базальтовыми формациями. Основным источником обломочного материала являлась, скорее всего, область Букантау-Ферганского массива и более северные и восточные р-ны Тянь-Шаня.

В районе современных Зирабулакских гор и Туркестанского хребта выделялась система относительно поднятых блоков, слившихся впоследствии в крупную Туркестанскую геоантиклиналь. Появление здесь в это время порфириновых формаций (O_3-S_1) свидетельствует о нахождении в данном месте коры континентального типа. Южнее обособливаются Дараутская и Гиссарская геоантиклинали. Наряду с отчетливой продольной зональностью довольно ясно проступает поперечная. Так, в западной части геосинклинальной системы (Каракчатау, Кульджуктау, Зирабулакские и Каратюбинские горы) более интенсивно формируется сиалическая кора и растут под-

нения, сопровождающиеся накоплением порфировых формаций (S_1ln), а в восточной — более интенсивно протекают вулканические процессы фемического профиля.

Девон-нижнекаменноугольная эпоха характеризовалась замедлением общего погружения структур Тянь-Шаня, формированием крупных геосинклиналей, повсеместным затуханием в эвгеосинклиналях инициального базальтоидного вулканизма, сменившегося андезитовым, трахиандезитовым, андезит-базальт-липаритовым. В противоположность этой тенденции вдоль северной окраины Южного Тянь-Шаня отмечаются значительные нисходящие движения, вызвавшие регенерацию геосинклинального режима по периферии каледонид, в Каратау-Нарынской зоне. Структуры растяжения возникают и в центральных районах Южного Тянь-Шаня (Зирабулак-Каратюбинские горы), где в рифтоподобном трого формируется карбонатно-вулканогенная толща, представленная щелочно-базальтоидной формацией (Мушкин, 1973).

В нижнем девоне-Эйфеле окончательно обособливаются Туркестанская и Даравутская геосинклинали, разделившие западную часть Алай-Кокшаальской зоны на две части. К северу от них обособилась Нуратау-Матчайская миогеосинкинали, где накапливались преимущественно карбонатные формации мощностью до 6000 м, а к югу — Зеравшано-Гиссарская миогеосинкинали, в которой отлагались карбонатно-терригенные и карбонатные толщи мощностью 4000–5000 м. Вдоль южной границы Алай-Кокшаальской зоны продолжала развиваться Гиссарская геосинкинали. В восточной части Алай-Кокшаальской зоны поднятий в это время не образовывалось. В последующее время (D_2qV-C_1) продолжают развиваться старье и образуются новые геосинклинали (Иньльчекская, Кульджуктауская, Зирабулак-Каратюбинская, Яс-синская миогеосинклинали; Каракорумская, Атбашинская, Южно-Ферганская эвгеосинклинали). В нижнем карбоне отмечается активизация процессов вулканизма. В пределах эвгеосинклинальных зон вновь начинают формироваться комплексы основных пород, на юге возникает Южно-Гиссарский вулканический пояс или рифтоподобная структура. В данную эпоху, как и в предыдущую, отмечается поперечная зональность. В западной части Алай-Кокшаальской зоны располагался положительный поперечный блок. В этом блоке все миогеосинклинали выклиниваются, на востоке геосинклинали продолжают развиваться и уходят за пределы описываемого региона. Особо следует отметить район Ферганской "сигмоиды", отличающийся наибольшей вулканической активностью, продолжительностью и величиной ареала распространения вулканизма. В расположенной здесь Каракорумской эвгеосинклинальной зоне инициальный базальтоидный вулканизм продолжался дольше, чем в других аналогичных структурах, вплоть до нижнего девона включительно. Сменивший его андезито-базальтоидный вулканизм существовал до конца развития геосинклинальной системы в целом и завершился в намюр-башкирское время вновь базальтоидным вулканизмом (данные Г.В.Иванова). Даже в миогеосинклинальной Баубашатинской зоне, расположенной в данном районе, отмечается значительная вулканическая активность, выразившаяся в формировании вулканогенно-осадочной (андезит-липаритовой) садкейской свиты ниже-среднедевонского возраста мощностью до 3,6 км.

Орогенные эпигеосинклинальные структуры (C_2 -P). Для этого периода характерно общее воздымание региона, интеграция сформированных ранее структур, общая перестройка структурного плана за счет этой интеграции при одновременной унаследованности тектонических режимов в крупных зонах (унаследованность пространственного положения, контрастности, активности, знака движений). В пределах бывших срединных и краевых массивов обычно возникают крупные изометричные впадины со слабо контрастным тектоническим режимом, на месте бывших мобильных зон возникают крупные поднятия с более контрастным и активным режимом, расчлененные узкими межгорными впадинами. Последние, как правило, приурочены к границам структур, отличавшихся ранее наиболее интенсивным и продолжительным погружением, особенно в предорогенную стадию развития.

Наибольшей унаследованностью в развитии обладают зоны шовных структур, движения вдоль которых в орогенном этапе сохраняют знак, интенсивность и общий план.

В пределах Южного Тянь-Шаня известны следующие орогенные структуры.

На территории бывшего Каратау-Нарынского краевого массива образовалась крупная Нарынтаусская впадина с отдельными поднятиями, а также Гавасайский шовный прогиб. Для этого района характерна унаследованность орогенными структурами плана и знака движений более древних структур. Орогенный прогиб накладывается на бывший карбонатный прогиб, поднятия — на бывшие Пскемское и Кассанское поднятия, шовный прогиб — на Сумсарскую шовную зону.

В пределах Букантау-Ферганского краевого массива выделяется крупный Кураминский прогиб, развившийся на месте более древнего среднепалеозойского прогиба, но трансформировавшийся в вулканический порфиоровый пояс. Мощность вулканогенно-осадочных комплексов, представленных породами кислого и среднего состава, достигает здесь 7–8 км. Кураминский вулканический пояс приурочен к границе Букантау-Ферганского и Каратау-Нарынского массивов. В южной части Букантау-Ферганского массива образовалась Карачатырская впадина, пространственно совпадающая с областью рифтоподобных трогов. Мощность молассового комплекса в них достигает 2–4 км. На месте Байсунского краевого массива сформировалась Южно-Таджикская впадина, выполненная молассой до 3 км. Вдоль края массива, начиная с нижнего карбона и захватывая орогенный период, формировался Южно-Гиссарский вулканический пояс. Северная часть пояса совпадает с шовным прогибом. Здесь преобладают контрастные вулканы — от базальтоидов до липаритов мощностью до 7–8 км. В южной части пояса, наложенной на край массива, преобладают вулканы кислого состава, мощностью до 4 км. На месте Алай-Кокшаальской мобильной зоны сформировались как крупные поднятия, так и прогибы. В западной части образовалось Кульджуктау-Алайское поднятие, изрезанное узкими глубокими прогибами, совпадающими с шовными зонами (Сурметашский и др.). В восточной части и вдоль Ферганского разлома образовались крупные Восточно-Ферганская и

Кокшаальская впадины, выполненные мощными комплексами тонкообломочных флишеидных моласс (мощностью от 2 до 6 км). В ряде мест здесь располагаются орогенные поднятия, в том числе Иньчечекское и Баубашатинское.

Исходя из соотношения орогенных эпигеосинклинальных структур с предшествующими геосинклинальными, в Южном Тянь-Шане выделяются следующие типы "результатирующих" структур: 1 - поднятия и прогибы на краевых массивах с байкальским фундаментом; 2 - поднятия и прогибы на краевых массивах с каледонским фундаментом; 3 - эпимиогеосинклинальные поднятия и прогибы; 4 - эпимиогеоантиклинальные поднятия и прогибы; 5 - эпизеосинклинальные поднятия и прогибы (см. фиг. 3).

Переходный период от геосинклинального этапа к орогенному эпигеосинклинальному не резкий, но довольно быстрый. Он длится с башкирского (в Кураминском р-не - с намурского) до нижнемосковского века среднего карбона. В орогенный процесс вовлекаются постепенно все геосинклинальные структуры, начиная с более стабильных срединных и краевых массивов, а также геоантиклиналей и кончая зонами шовных структур. Начало этого этапа фиксируется не проявлением интенсивных складчатых дислокаций, как это обычно считается, а накоплением морских моласс. Последние ранее всего (с намюра) начали отлагаться в бывшем Кураминском прогибе Букантау-Ферганского краевого массива. В своем распространении они временами достигали южного края этого массива и в районе хребта Гузан и пос. Кая, перекрывали геосинклинальные комплексы Южно-Ферганской эвгеосинклинали. Позднее, в башкирское время среднего карбона, морская моласса начала накапливаться и в других местах того же массива, а также на Байсунском массиве, в Баубашатинской геоантиклинали и других районах (см. табл., фиг. I). В нижнемосковское время среднего карбона этот процесс распространился далее, охватив с некоторым запозданием восточные районы Алай-Кокшаальской зоны.

В начале орогенного развития (в башкирско-нижнемосковское время) еще существуют узкие зоны (Сурметашская, Юногиссарская), в которых сохранились условия геосинклинального флишенакпления. С начала верхнемосковского века вся территория Южного Тянь-Шаня была охвачена интенсивным орогенным процессом, и с этого времени в составе молассовых комплексов появляется большое количество грубообломочного материала, а морские и флишеидные молассы на значительной площади сменяются континентальными грубообломочными. Этому процессу синхронны активные движения и в Северном Тянь-Шане. Следующая активизация орогенных процессов совпадает примерно с концом верхнекаменноугольной эпохи, когда большая часть территории всего Тянь-Шаня, за исключением стабильных зон бывших срединных массивов и зон шовных структур, становится областью размыва. В это же время отмечается активизация слабо проявленного до этого вулканизма андезит-дацитового состава. В нижнепермское время продолжают прогибаться отдельные части стабильных массивов, а также зоны шовных структур (Сурметашский, Юно-Гиссарский прогибы) и некоторые части бывших эвгеосинклинальных зон. Вулканизм продолжается, охватывая райо-

ны бывших срединных массивов, эвгеосинклиналей и редко —миогеоантиклиналей. На рубеже нижней и верхней перми все структуры превращаются в поднятия, и верхнепермские молассы накапливаются лишь в отдельных мульдах на территории бывших срединных массивов эвгеосинклинальной зоны 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). Отличительной особенностью орогенного этапа является чрезвычайно интенсивный интрузивный магматизм гранитоидного ряда. Выделяются три области интрузивных проявлений: Туркестано-Алайская, сложенная в основном пермским интрузивным комплексом щелочно-земельных 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 восходящие движения орогенного этапа наложились на положительные структуры геосинклинального периода. Наибольшей "гранитизации" подверглись западная часть региона, совпадающая с "положительным" поперечным блоком, а также Туркестанская и Гиссарская геантиклинали.

Транстаньяншаньская 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.

Структуры платформенного и орогенного эпиплатформенного этапа (мезо-кайнозой)

К концу орогенного развития в пределах региона возникла пенеplenизированная равнина (Синицын, 1960), и мезозойские (T_3 -P) платформенные отложения полого залегают на более древних складчатых комплексах Сплиоцен-нижнечетвертичного времени (Диккенштейн и др., 1970), а по другим данным, с среднего олигоцена 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 движение орогенного эпигеосинклинального этапа. Так, высокогорные районы тяготеют к ранее существовавшим сводам, депрессии — к крупным межгорным впадинам, блоковая зональность выражена плохо и проявлена лишь в виде системы "транстаньяншаньских" альпийских разломов (Резвой,

1965). Знак движений поперечных блоков при этом оказывается иным и "положительный" блок в этап эпиплатформенного орогенеза располагается гипсометрически ниже "отрицательного".

В.И.Пазилова

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ТЯНЬ-ШАНЯ

Изучению магматических формаций Средней Азии с каждым годом посвящается все большее количество работ; в нем участвуют многие специалисты, среди которых следует назвать Т.А.Додонову, Е.Н.Горещку, А.Д.Захарова, А.А.Кузнецова, С.А.Лескова, Р.Д.Гаврилина, Э.П.Изоха, В.В.Киселева, В.Г.Королева, Э.Б.Байбулатова, В.И.Кнауфа, М.М.Пуркина и многих других.

Согласно последним опубликованным сводкам (Геология СССР, том XXIII, XXV), интрузивные формации Узбекистана, Киргизии, Юж.Казахстана подразделяются на формации геосинклинальных, орогенных и платформенных этапов развития.

Среди орогенных формаций нами рассмотрены пять, с которыми связано редкометальное оруденение: 1) формация аляскитовых и лейкократовых гранитов; 2) формация литиево-слюдистых гранитов; 3) формация щелочных гранитов; 4) формация щелочных и нефелиновых сиенитов;

Рассматриваемые формации редкометальных гранитоидов Тянь-Шаня образовались в орогенном эпигеосинклинальном этапе (верхний палеозой Южного Тянь-Шаня) и дейтероорогенном этапе (средний-верхний палеозой Северного Тянь-Шаня).

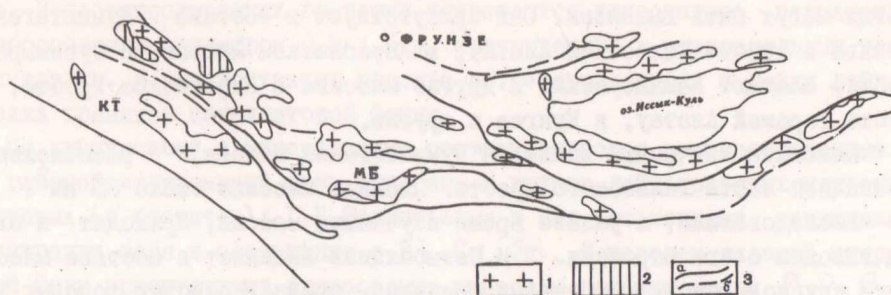
I. Формация аляскитовых и лейкократовых гранитов

Аляскитовые и лейкократовые граниты широко развиты в Средней Азии и подразделяются на две возрастные группы: силурийские (424-448 млн.лет) и средне-верхнекарбон-пермские (224-292 млн.лет).

Первая группа гранитов силурийского возраста распространена в пределах Северного Тянь-Шаня и формировалась в этап дейтероорогенеза (фиг.1).

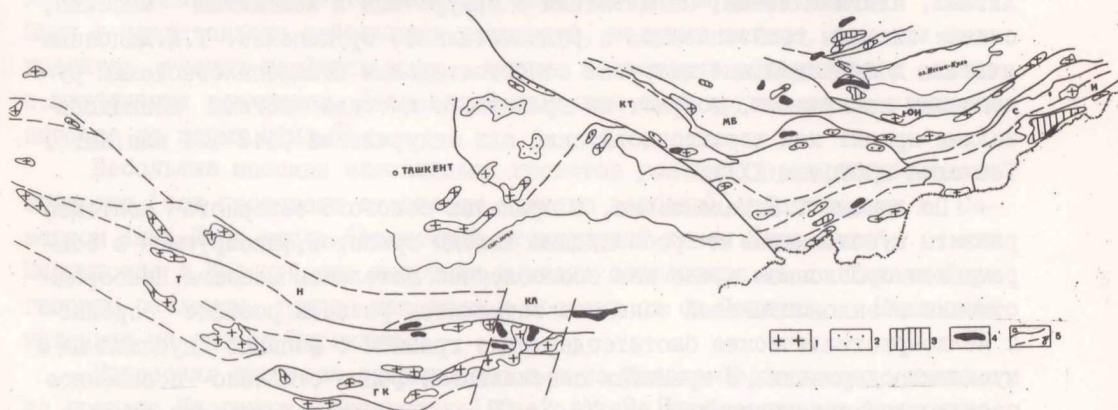
Лейкократовые биотитовые граниты Северного Тянь-Шаня пространственно связаны с гранитоидными батолитами верхнеордовикского возраста. Наиболее крупные массивы выделены на южном склоне Джумгольского хребта - Кугандинский, в Таласском хребте - Чарбулакский, в Сусамырском - Каскенташский; ряд массивов имеется в хребтах Терской Алатау и Кунгей Алатау.

Аляскитовые граниты, слагающие крупные, нередко обособленные от батолитов массивы и многочисленные мелкие тела, тесно связаны с лейко-



Фиг.1. Схема размещения гранитов и субщелочных пород палеозойского возраста в орогенных структурах Тянь-Шаня

1 - граниты лейкократовые и аляскиты; 2 - субщелочные (безнефелиновые) породы: граносиениты, сиенито-диориты, монцониты; 3 - контуры редкометальных металлогенических зон (а - установленные, б - предполагаемые). Названия структур: КТ - Каратау-Таласская. МБ - Макбал-Бурханская (см. Тектоническую карту Тянь-Шаня, составленную К.Л. Волочковичем)



Фиг.2. Схема размещения гранитов, субщелочных и щелочных пород верхнепалеозойского возраста в орогенных структурах Тянь-Шаня

1 - граниты лейкократовые и аляскиты верхнекаменноугольно-пермского возраста; 2 - граниты лейкократовые и аляскиты среднекаменноугольного возраста; 3 - щелочные граниты, граносиениты, монцониты; 4 - щелочные и нефелиновые сиениты; 5 - контуры редкометальных металлогенических зон (а - установленные, б - предполагаемые). Названия структур: КТ - Каратау-Таласская, МБ - Макбал-Бурханская, ЮИ - Южно-Иссыккульская, С - Сарнджаская, И - Инильчекская, Н - Нуратинская, Т - Туркестанская, ГК - Гиссаро-Каратегинская, КА - Каратегин-Алайская (см. Тектоническую карту Тянь-Шаня, составленную К.Л. Волочковичем)

кратовыми гранитами, обычно встречаются в составе одного массива и не всегда могут быть выделены. Они присутствуют в составе Кумыштагского массива в хребте Таласский Алатау, в Карабашском массиве в Сусамырском хребте, слагают Башкысуйский и другие массивы в Киргизском хребте, в хребте Терской Алатау, в Кунгее и другие.

Наиболее изученным является Кумыштагский массив, расположенный в западной части Таласского хребта. Площадь массива около 85 км².

Исследователи, в разное время изучавшие массив, приходят к сходным выводам о его строении. Л.И.Сатыбалдиев выделяет в составе массива фации крупнозернистых сиреневых гранитов, среднезернистых розовых гранитов, мелкозернистых гранитов и альбитовых гранитов. Возраст массива он считает верхнеордовикским. В более поздней работе А.А.Конюк и М.Ю. Нургазиев выделяют граниты главной интрузии, среди которых различают гранит-порфиры прикровельных частей, красные среднезернистые граниты с цепочечным расположением кварца, розовые среднезернистые граниты, серые граниты с флюоритом, мусковитом, которые считаются метасоматически измененными розовыми среднезернистыми гранитами, розовые крупнозернистые граниты глубинных фаций. Дополнительные интрузии представлены аплитами, плагиоаптами, пегматитами и приурочены к контактам массива; с ними связаны грейзенизация и редкометальное оруденение. Т.А.Додонова считала дополнительные интрузии самостоятельным позднепалеозойским рудоносным комплексом, возраст же гранитного массива многими исследователями принят как верхнеордовикский или силурийский (448-424 млн. лет, Геология СССР, том XXV).

По данным Г.Б.Мелентьева, в пределах пологого северного контакта развиты куполовидные и гребневидные выходы гранитов, фиксируемые в современном эрозионном срезе как обособленные сателлиты массива. Непосредственно в эндоконтактной зоне и в сателлитах развиты розовые средние и мелкокристаллические биотитсодержащие граниты с фациями двуслюдяных и мусковитсодержащих. В гранитах сателлитовой фации отмечено повышенное против кларка содержание В, F, Nb, Sn, Rb и в меньшей степени тантала.

Жильный комплекс (дополнительные интрузии, по А.А.Конюку) аплитов и аплит-пегматитов, согласно Г.Б.Мелентьеву, по химизму близок мусковитсодержащим гранитам. В жильных фациях отмечено повышенное содержание Rb, Cs, Nb, Ta, Sn. Пегматиты обнаруживают общность минералогическо-геохимической специализации с гранитами и пегматит-аптами.

Наиболее редкометальными производными кумыштагской интрузии после скарнов, оказались грейзены, приуроченные к апикальной части куполовидных выступов гранитных сателлитов, содержащие слюды, обогащенные рубидием, и аксессуарные берилл, колумбит и флюорит.

В Киргизском хребте расположен многофазный гранитный массив, многократно описанный как "Кенкольский плутон". В последние годы часть его, сложенная лейкократовыми гранитами и аляскитами, выделяется под названием Башкысуйского массива (450-430 млн. лет, Геология СССР, т. XXV). В пределах массива наиболее распространены порфировидные биотитсодер-

жащие граниты, переходящие в апофизах в среднекристаллические двуслюдяные. В биотитсодержащих гранитах встречаются шпировидные пегматоидные обособления диаметром 0,5–1,5 м, приуроченные к прикровельным частям интрузии. В экзоконтактах массива встречаются штоки и дайки лейкократовых гранитов сателлитовой фации.

По химическому и минеральному составу наиболее распространенные граниты главной интрузивной фазы отнесены к группе лейкократовых микроклин-альбитовых (с биотитом); Г.Б.Мелентьевым в них установлена повышенная концентрация бора в ассоциации с Rb , Cs , Sn . В породах главной интрузивной фазы присутствуют акцессорные минералы-концентраторы F , P , B , редкоземельных и редких элементов.

Жильный комплекс гранитов представлен дайками аплитовидных микроклин-альбитовых (с биотитом и мусковитом) гранитов, штоками и жилами двуслюдяных микроклин-кварц-альбитовых пегматит-аплитов, обогащенными мусковитом. Химический и минеральный состав пород жильного комплекса близок к составу биотитсодержащих гранитов массива и их фациальных производных.

Вторая группа аляскитовых и лейкократовых гранитов средне-верхнекарбон-пермского возраста распространена почти во всех зонах Тянь-Шаня и представлена небольшими массивами, мелкими телами, сериями даек гранитов, гранит-порфиров и пр., многие из которых обнаруживают связь с глубинными разломами. Возрастной интервал этой группы от среднего карбона до перми (фиг.2).

Небольшие массивы аляскитовых гранитов условно среднекарбонного возраста (они прорывают отложения нижнего карбона), расположены в Северном Тянь-Шане вдоль "важнейшей структурной линии Тянь-Шаня"; это Каргышские и Карасуйские интрузии в месте сочленения ее с Таласо-Ферганским разломом, группа массивов к востоку от оз.Сонкуль, Манасская интрузия на западе Киргизии.

Манасская интрузия расположена в зоне Таласо-Ферганского разлома на границе Киргизии и Казахстана. Она сложена гнейсовидными биотитовыми гранитами, которые ближе к контакту переходят в лейкократовые, содержащие шпироподобные обособления пегматитов. Граниты прорываются мелкими штоками и дайками гранит-порфиров, возраст которых принимается как пермский.

Пегматитовое поле приурочено к субширотному провесу кровли в приконтактной части интрузии. В лейкократовых порфировидных гранитах Г.Б.Мелентьевым отмечены повышенные содержания Rb , Cs , Sn по сравнению с гнейсовидными биотитовыми гранитами.

Каргышские и Карасуйские интрузии представлены линейно ориентированными телами гранитоидов и участками пегматитовых жил. Граниты представлены мелкозернистыми, гнейсовидными биотитовыми, а также двуслюдяными лейкократовыми разностями, связанными фациальными переходами. Эндоконтакты обогащены турмалином. В лейкократовых микроклин-альбитовых разностях наблюдаются шпировидные обособления и мелкие пегматоидные

прожилки. Среди акцессорных минералов преобладают магнетит, сфен, гематит, апатит, циркон; обнаружены акцессорные танталит-колумбит, касситерит в ассоциации с флюоритом, шеелитом; содержания рублидия и цезия выше кларковых.

Жильная гранит-пегматитовая зона простирается с северо-запада на юго-восток на 45-50 км. Абсолютный возраст пегматитов 290 млн. лет.

Наиболее широко распространены аляскитовые и лейкократовые граниты верхнекарбон-пермского возраста.

В каледонидах Северного Тянь-Шаня возникновение позднепалеозойских аляскиотов связано с тектоно-магматической активизацией каледонид, в Южном Тянь-Шане - с развитием герцинской складчатой системы. В Северном Тянь-Шане выделяются четыре комплекса аляскиотов (Кузнецов, Лесков, 1975).

Ачикташский (актюзский) комплекс представлен группой относительно крупных (35-50 км²) массивов (Ачикташский, Кечикеминский, Джильарынский и др.) и мелких штоков в Киргизском, Кастекском хребтах, хребте Кунгей-Алатау и горах Кызыл-Омпул. Они контролируются системой пересекающихся разрывов, обрамлявших с востока эпикаледонскую Восточно-Киргизскую впадину. Пермский возраст Ачикташского массива основан на определении абсолютного возраста: 240-555 млн. лет. Массив рвет нижнекаменноугольные отложения и пермо-карбонные сyenиты в горах Кызыл-Омпул. Это дайкообразное тело 15 км длины при ширине 0,5 км, сложенное мелко-среднезернистыми аляскистами, которые рвутся дайками гранит-порфиров. Жильная серия - аплиты и лампрофиры. Широко развиты альбитизация и грейзенизация. По-видимому, близки ачикташскому аляскиты юбилейного и каскеленского комплексов, развитые в центральной части Заилийского Алатау (бассейн Б. и М. Алмаатинок) которые также считаются пермскими, т.к. они секут все палеозойские образования (Щерба, 1975).

Керегеташский комплекс объединяет мелкие (1-8 км²) массивы (Керегеташский, Донгуреминский, Аксуйский и др.), которые приурочены к линейным структурам Айтор-Керегеташского разлома в хребте Терской Алатау. Абсолютный возраст гранитов Джилусуйского и Керегеташского массивов 260 млн. лет (Геология СССР, т. XXV).

Адырторский комплекс (Кашкаторский массив-2 км², и мелкие штоки) тяготеет к границе Северного и Среднего Тянь-Шаня - структурам, ограничивающим бывшую эпикаледонскую Турукскую периферическую впадину (южный склон хребта Терской-Алатау, хребет Сарыджаз).

Чаарташский комплекс представлен одноименным массивом (37 км²) и его сателлитами вблизи границы Среднего и Южного Тянь-Шаня в хребте Акшийряк - западный (абс. возраст массива 290 млн. лет).

Интрузии аляскиотов имеют одно- или двухфазное строение независимо от размеров тел. Они сложены розовыми средне- и крупно- почти равномернозернистыми аляскистами (первая фаза) и мелкозернистыми порфировидными, аплитовидными аляскистами или гранит-(аляскит)-порфирами (вторая фаза). По составу среди них различаются две подгруппы: а) щелочные аляс-

киты массивов ачикташского и адырторского комплексов; б) аляскиты нормального состава керөгеташского комплекса. Петрогенетические отличия аляскитов (Кузнецов, Лесков, 1975) объясняются предшествующей эволюцией магматизма; щелочные аляскиты ачикташского комплекса сменяют во времени комплексы габбро-монзонит-сиенитовой и сиенит-щелочно-сиенитовой формаций среднего-позднего карбона, тогда как аляскиты керөгеташского комплекса следуют за формацией биотитовых гранитов нормального ряда девонского возраста. Магматическая конвергентность аляскитов этого района определяется связями их со щелочной или известково-щелочной ветвями.

Для верхнепалеозойских аляскитовых и щелочногранитовых комплексов отмечено омоложение возраста в направлении с запада на восток: в Киргизском хребте расположены массивы верхнекарбонного возраста, далее к востоку — пермские массивы, представленные лишь конечными фациями: аляскитами (Боорду), гранофирами (Актюз), жильными гранитами (Джеты-Отуз и др.). (Головин, 1975).

В герцинидах Каратау-Нарынской зоны в Чаткальском хребте к описываемой формации относятся Аршанский, Майдантальский и другие массивы. Большая часть массивов имеет сложный состав — от биотитовых порфирированных, лейкократовых гранитов до аляскитов и щелочных гранитов.

Акча-Шавасский интрузив в Чаткальском хребте, по данным Р. Миргабитова (1971), сложен породами четырех фаций: кварцевых диоритов, гранодиоритов, биотитовых и двуслюдяных гранитов и аляскитов; последние в виде небольших штокообразных тел прорывают гранодиориты. Относительный возраст массива от среднего карбона до нижней перми.

Грубозернистые аляскиты описаны в составе субщелочного Актепинского массива в Кураминском хребте (Хайруллин и др., 1971). На южной окраине Каратау-Нарынской зоны в хр. Нарын-Тоо, вблизи Атбаш-Иньльчекского разлома, тела и дайки аляскитовых гранитов расположены среди контактово-метаморфических пород сложно построенного "Уланского интрузива" в долине р. Улан. Наибольшее по размерам тело имеет 4,5 км в длину при ширине 400-500 м. Все тела вытянуты в северо-восточном направлении и представляют единую серию. Возраст пород верхнепалеозойский (Бакиров, Киселев, Королев, 1961). Для аляскитовой формации верхнепалеозойского возраста, развитой в Каратау-Нарынской зоне герцинид, особенно характерна тесная связь с другими формациями. Здесь типичны многофазные вулканоплутонические комплексы, где аляскиты, являясь конечными членами, имеют незначительный объем, например, раннепермский кундинский интрузивный комплекс с составом: габбро-монзонит-гранодиориты лейкограниты, аляскиты. Е.М. Головин (1975) считает, что в структурно-тектоническом контроле пермских вулканогенных и интрузивных комплексов Кураминской и Чаткальской зон ведущими являются синклиналильные структуры, мульды, кальдеры и пр.

В восточной части Южного Тянь-Шаня район Кокшаалского и Иньльчекского хребтов привлекает к себе внимание как один из наиболее перс-

пективных районов развития оловянной и редкометальной минерализации, которая контролируется гранитоидами (Байбулатов и др., 1973). Время формирования гранитоидов этого региона авторы на основании данных определения абсолютного возраста считают позднекарбон-пермским. В едином интрузивном комплексе выделяются три главных фазы, каждая из которых имеет свое жильное сопровождение, и четвертая дайковая, самостоятельная фаза "малых интрузий": I - кварцевые диориты и диорит-монциты, гранодиориты, адамеллиты; II - крупнопорфировидные амфибол-биотитовые и биотитовые граниты; III - биотитовые и лейкократовые граниты; IV - гранит-порфиры, фельзит-порфиры, диоритовые и диабазовые порфиры и др. К формации аляскитовых и лейкократовых гранитов в этом районе относятся породы III фазы, представленные среднезернистыми биотитовыми и лейкократовыми гранитами, образующими небольшие самостоятельные массивы или штоки в составе сложных многофазных плутонов - Акшийрякском и Мудрымском.

В Иньльчекском хребте III интрузивная фаза представлена Иньльчекским и Суходольским массивами. Иньльчекский массив (280-264 млн. лет) обнажается в виде мощного дайкообразного тела на северном склоне одноименного хребта. Массив считается межпластовой интрузией. В нем преобладают крупно-среднезернистые биотитовые граниты. Эндоконтактные изменения представлены оторочкой аплитовидных гранитов мощностью до 2 м; эти же породы слагают и апофизы массива. Жильная серия представлена аплитами и пегматитами.

Суходольский массив (290 млн. лет), площадь около 4 км², имеет неправильную форму, крутые тектонические контакты; южный контакт совпадает с Суходольским разломом. Массив считается дискордантным телом типа этмолита, обладает мощным контактовым ореолом, в пределах которого развиты кварц-флюоритовые жилы, пегматиты. Большая часть массива сложена крупно-среднезернистыми биотитовыми гранитами, меньшая - мелкозернистыми биотитовыми гранитами. Жильная серия представлена дайками аплитов. Аналоги этих массивов в Кокшаальском хребте представлены Учкочконским и Пикертыкским массивами и Акчийским штоком в Акшийрякском массиве. В гранитах III фазы интенсивно проявлены метасоматические процессы, среди которых отмечены ранняя и поздняя альбитизация, замещение биотита циннвальдитом, грейзенизация, флюоритизация.

Породы IV фазы малых интрузий отличаются большим разнообразием состава. Размещение их контролируется крупными разломами. По составу среди даек отмечены гранит-порфиры, фельзит-порфиры, граносиенит-порфиры, сиенит-диорит-порфиры, меланократовые диориты, диабазы и диабазовые порфириты. Проведенный анализ химизма пород верхнекарбон-пермского интрузивного комплекса позволяет сделать следующие выводы.

Гранодиориты и кварцевые диориты I интрузивной фазы относятся к щелочноземельному ряду и имеют гибридное происхождение; порфировидные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты II фазы относятся к субщелочному ряду и по химическому составу близки к среднему типу известково-це-

лочного гранита (по Нокольдсу); биотитовые и лейкократовые граниты III фазы также относятся к субщелочному ряду и по химизму приближаются к среднему типу щелочного гранита; кислые дайки IV фазы по химизму занимают промежуточное положение между средними типами аляскита и щелочного гранита (по Дэли); вариации петрохимического состава главных фацциальных разностей пород комплекса, относимых к одной интрузивной фазе, невелики и не связаны с расположением в различных тектонических зонах; гранитоиды комплекса образовались в результате развития одного магматического источника гранитоидного состава с несколько повышенной щелочностью, т.е. являются комагматами; гранитоиды комплекса характеризуются повышенными против кларковых средними содержаниями Sn , W , Nb , Ta , Mo , Rb , Cs , B , F ; в серии последовательных интрузивных фаз комплекса от I к III происходит увеличение содержаний всех рассмотренных акцессорных элементов, а в дайках IV фазы — снижение; гранитоиды Иньльчекского хребта, пространственно связанные с эпимиогеоантиклинальным поднятием, отличаются повышенным содержанием Sn , W , Nb , Ta , Rb , Cs , B , F ; относительно низкими количествами этих элементов характеризуются гранитоиды Кокшаальского эпимиогессинклинального прогиба.

В центральной части Южного Тянь-Шаня, в Туркестанском и Алайском хребтах, породы формации лейкократовых гранитов и аляскитов не имеют широкого распространения. В восточной части Туркестанского хребта они представлены мелкозернистыми лейкократовыми гранитами с турмалином и пегматитами, которые слагают дайкообразные тела, секущие порфировидные гранитоиды ранней фазы и вмещающие породы (Каравшинский, Ачикалминский и другие массивы). Р.Д. Гаврилин приписывает им пермо-нижнетриасовый (?) возраст (Волочкович и др., 1973).

Пегматитовые поля обычно располагаются в кристаллических сланцах и окаймляют выходы гранитных массивов. В последних наибольшим распространением пользуются крупнозернистые и порфировидные биотитовые, иногда пироксеносодержащие граниты, которые пересекаются более поздними, развитыми в резко подчиненном количестве мелкозернистыми мусковит-гранат-турмалиновыми гранитами, по составу близкими к аляскитам.

Поздние граниты отличаются более лейкократовым составом, значительно большим абсолютным содержанием кремнезема и особенно глинозема, пониженным содержанием Ca , Fe , F , P .

В пегматитах, развитых в массивах поздних гранитов, сравнительно с ранними установлено некоторое увеличение концентрации тантала и в то же время уменьшение содержаний редких щелочных металлов. В соответствии с составом материнских мусковит-гранат-турмалиновых гранитов поздние пегматиты богаче колумбитом и касситеритом.

На западе Южного Тянь-Шаня формация лейкократовых и аляскитовых гранитов отмечена в Каратюбинских горах, в Каратюбинском и Лолабулакском массивах, а также в Койташском, Кошрабатском и др.

В составе гиссарского комплекса красные лейкограниты отмечены в запад-юго-западной части этой системы (р. Обизаранг, Кштут, Туполанг,

горы Кугитанг); одновременно в лейкогранитах отмечено повышение калия и фтора. По геологическим и радиологическим данным, возраст гиссарского комплекса 273–304 млн. лет. (Головин, 1975).

Формация

Литиевослюдистых гранитов

Формация литиевослюдистых гранитов на территории Средней Азии ранее не выделялась. Выделение ее носит условный характер, т.к. региональными работами она не учитывалась, а детальные исследования касаются небольших участков.

Литиевослюдистые граниты тесно связаны с лейкократовыми и биотитовыми аляскитами, двуслюдяными и мусковитовыми гранитами, слагая части массивов, приконтактовые и прикровельные участки, апофизы, реже отдельные небольшие тела. Литиевослюдистые граниты отмечены в составе гранитных массивов силурийского и верхнепалеозойского возраста. В кадедонидях Северного Тянь-Шаня граниты этой формации описаны в Таласском, Джумгольском и Терскойском хребтах.

В Кумыштагском массиве (Таласский хребет), по данным Г.Б. Мелентьева, в пределах пологого северного контакта массива в эндо- и экзоконтакте отмечена сателлитовая фация гранитов, в состав которой входят мелкозернистые биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые и микроклин-альбитовые граниты с мусковитом. Последние представляют интерес в связи с присутствием в них акцессорных сподумена, амблигонита, колумбита, касситерита, ксенотима, а также знаков пирохлора, браннерита и торита. Геохимическая специализация этих гранитов: B, F, Nb, Sn, Ta .

Орто-Кугандинское проявление амазонитсодержащих гранитов с акцессорным лепидолитом расположено на юго-западном склоне Джумгольского хребта и приурочено к южной экзоконтактовой зоне интрузии биотитовых гранитов с абс. возрастом 380–360 млн. лет. В пределах массива распространены красновато- и желтовато-серые, средне- и крупнокристаллические до порфириовидных биотитовые граниты микроклин-олигоклаз-альбитового состава. Для них характерны разнообразные акцессорные минералы – сподумен, касситерит, флюорит, топаз и турмалин. В экзоконтактовой зоне встречаются выходы лейкократовых микроклин-альбитовых двуслюдяных и мусковитовых гранитов. В непосредственной близости от них вскрыты единичные дайки микроклин-альбитовых, в том числе амазонитсодержащих гранитов.

В направлении от биотитовых гранитов к лейкократовым и к их жильным производным обнаружено увеличение содержания натрия, редких щелочных элементов и фтора. Увеличивается количество альбита, а биотит последовательно заменяется мусковитом и железисто-литиевыми слюдами. В эти породы вместо апатита развивается топаз, содержится больше флюорита и касситерита, появляется танталит-колумбит.

Состав и облик даек свидетельствует о том, что на поверхности, по-видимому, обнажены апикальные части гребневидных выступов и апофиз

интрузии лейкократовых литиевослюдистых гранитов.

Тонское и Барскаунское проявления амазонитсодержащих гранитов расположены в пределах южного обрамления Иссык-Куля, в приводораздельной части хребта Терской Алатау. Амазонитсодержащие разновидности гранитов тесно ассоциируют с красноватыми средне- и крупнокристаллическими, иногда порфирированными, лейкократовыми гранитами, содержащими биотит. Обычно они приурочены к прикровельным участкам интрузий, где выполняют либо протяженные до 1 км и более зоны мощностью в несколько сотен метров (Тон), либо незначительные интервалы в участках выклинивания микроклин-альбитовых апофиз (Барскаун).

В районе Тона переходные между красноватыми и амазонитсодержащими гранитами зоны представлены светлыми разновидностями, в которых встречаются шпировидные пегматоидные обособления кварц-амазонитового с биотитом состава. По данным Г.Б.Мелентьева, проводившего опробование этих разновидностей лейкократовых гранитов, все они обогащены редкими щелочными металлами. При этом максимальные содержания рубидия и цезия установлены в амазонитсодержащих гранитах. На северо-восточном продолжении полосы распространения амазонитсодержащих гранитов развиты выходы альбитовых фаций.

К этой формации, по-видимому, можно частично отнести Курментинский комплекс лейкократовых и субщелочных гранитов верхнепалеозойского (пермского-мезозойского?) возраста, объединяющий ряд массивов, расположенных в хребтах Заилийском и Кутней-Алатау. Характерной особенностью этих массивов (Щерба и др., 1968) является проявление амазонитизации, альбитизации, флюоритизации, пиритизации и связь с ними тантал-ниобиевой, оловянной и редкоземельной минерализации. Дайка-апофиза участка Карагайлак-тас, по данным М.Г.Георгиевской, имеет форму дайкообразного тела протяженностью до 1,5 км и мощностью от 10 до 100 м. Она сложена светлыми зеленовато- или розовато-серыми мелко- и среднезернистыми гранитами, на контактах переходящими в аплитовидные и порфирированные разновидности. В гранитах широко проявлены процессы альбитизации, грейзенизации и амазонитизации (с повышенным содержанием Rb_2O) (Щерба, 1968).

В герцинидах Южного Тянь-Шаня литиевослюдистые граниты отмечены на востоке в Иньльчекском хребте и на западе в Гиссарском и Каратюбинском хребтах.

В Иньльчекском хребте описаны Ташкоринский и Майдадырский массивы, сложенные крупнозернистыми биотитовыми гранитами, апофизы которых представлены лейкократовыми гранитами, содержащими повышенные против кларковых концентрации редких щелочных металлов. По данным Г.Б.Мелентьева, мелкозернистые граниты III фазы в большей степени обогащены ими. Их апофизы представлены средне- и крупнозернистыми микроклин-альбитовыми, обычно амазонитсодержащими, пегматоидными фациями и пегматит-аплитами. Химический состав гранитов Иньльчекского поля характеризуется повышенной против кларковых концентрацией B, P, F и Rb .

Широко представлены жильные производные в экзоконтакте Суходольс-

кого массива, отмечены пегматит-аплитовые и амазонитовые жилы.

Сравнительный анализ содержания редких щелочных элементов в гранитах Иньльчекского поля и их жильных производных свидетельствует об увеличении концентрации этих элементов в направлении от биотитовых гранитов к их среднекристаллическим микроклин-альбитовым фациям и апофизам, обогащенным турмалином, затем к альбитовым гранитам "суходольского" типа и, наконец, к их экзоконтактным, особенно амазонитсодержащим жильным фациям.

В северных отрогах Гиссарского хребта литиевослюдистые граниты известны в составе многофазных гранитоидных интрузий верхнекарбонového возраста и описаны как двуслюдяные. В составе интрузий наиболее распространены двуслюдяные граниты, крупнозернистые порфировидные биотитовые и тонкозернистые двуслюдяные, содержащие шпидры и жилы безрудных пегматитов. Для двуслюдяных гранитов характерно повышенное содержание B, P, Sn , редких щелочей, пониженное - Ta . От диоритов к гранодиоритам и двуслюдяным гранитам повышается содержание P, B, Cs, Sn , добавляется Rb, Nb . Ведущие акцессории представлены апатитом, гранатом, ильменитом, анатазом, турмалином, топазом, флюоритом, танталит-колумбитом, касситеритом, цирконом и др.

В Каратюбинском хребте литиевослюдистые граниты отмечены в составе Лолабулакского массива и описаны как двуслюдяные. Массив представляет собой сателлит Каратюбинского плутона, прорывающего палеозойскую толщу. Массив сложен мелкозернистыми двуслюдяными гранитами с подчиненным количеством биотитовых и крупнозернистых порфировидных гранитов; все эти породы пересекаются дайками и штоками лейкократовых гранитов. Порфировидные гранодиориты, преобладающие в составе Каратюбинского плутона, (П фаза, по Р.Д.Гаврилину, в Лолабулакском массиве, по мнению Г.Б.Мелентьева, слагают прикровельные участки (абс. возраст 266-254 млн. лет). Мелкозернистые двуслюдяные и лейкократовые граниты (254-242 млн. лет) вскрываются саями и, по-видимому, слагают более глубокие части плутона; они сопровождаются пегматитами микроклинного с мусковитом типа, обогащенными шерлом и гранатом.

Геохимическая специализация гранитоидов определяется повышенной концентрацией фтора, фосфора в ассоциации с литием, цезием и оловом.

Формация щелочных гранитов

В пределах Средней Азии формация щелочных гранитов не имеет широкого развития. Пространственно и генетически щелочные граниты делятся на две группы: первая, связанная с гранитоидными комплексами обычно сложного состава, развита преимущественно в Северном Тянь-Шане; вторая, связанная со щелочными породами, встречается обычно в составе разнообразных щелочных комплексов.

В Северном Тянь-Шане, в Заилийском Алатау орогенный магматизм поздней стадии каледонид представлен двумя широко распространенными дево-

носкими комплексами интрузий гранитоидов: алма-атинским среднедевонским и кунгей-заилийским (акташский тип), вероятно, верхнедевонским гранит-алякитовой и гранит-граносиенитовой формаций (Щерба, 1975).

К пермскому возрасту многие авторы относят серию пород от габбро и габбро-диабазов до диоритов, граносиенитов и сиенитов (в том числе Курментинский комплекс гранодиоритов-гранитов). Эти интрузии позднепермского или, возможно, триасового (?) возраста характеризуют, скорее всего, проявление киммерийского тектоно-магматического цикла. Пермский Кастекский массив (восточная часть Заилийского Алатау) микроклин-рибекитовых сиенитов сечет вулканиты девона и карбона. Пермские субщелочные лейкократовые интрузии объединяют субщелочные и щелочные граниты, выделяемые В.К.Моничем (Щерба и др., 1968) как самостоятельный талгарский комплекс. Такие интрузии развиты в восточной части Кастекского хребта, в Актюз-Кастекском рудном районе, а также в высокогорной части Заилийского Алатау, где массивы приурочены к Актюз-Талгарскому разлому. Отдельные массивы отмечены вдоль Чемолган-Бельбулакского разлома. Главной фацальной разновидностью являются среднезернистые щелочные граниты, содержащие микроклин-пертит (43-65%), гастингсит, арфведсонит, иногда эгириновый пироксен. Щелочные разности местами переходят в субщелочные и алякиты.

В восточной части хребта Торайгыр П.А.Сушковым (Щерба и др., 1968) описаны мелкие массивы граносиенитов, переходящих в лейкократовые граниты и гранит-порфиры. Аналогичные по составу массивы отмечены в восточной части Кунгей Алатау и западной части хребта Кетмень.

Формации щелочных и нефелиновых сиенитов

Щелочной магматизм Тянь-Шаня имеет в основном верхнепалеозойский и верхнепалеозойско-нижнемезозойский возраст. В целом наблюдается омоложение массивов при движении с востока на запад - от 380 млн. лет в восточной части Заилийского Алатау и в районе Иньльчека до 220 млн. лет в Туркестан-Алае. Отвечая по времени формированию ряда гранитоидных комплексов, щелочные массивы, по-видимому, не связаны с ними генетически. ("Главнейшие провинции...", 1974"). Все массивы, которых насчитывается свыше 50, локализованы в узлах пересечения крупнейших субширотных зон раздела (линия Николаева, граница Срединного и Южного Тянь-Шаня, граница геосинклинали и геосинклинали Южного Тянь-Шаня и др.), выраженных на поверхности сериями краевых разломов с субмеридиональными сквозными структурами.

С востока на запад выделяются следующие узлы средоточия (группы) щелочных массивов: в восточной части региона - Восточно-Заилийская, Иньльчекская, Актюз-Боординская и Атбашинская группы; в западном окончании хребта Таласский - Алатау-Таласская группа; в зоне сочленения Туркестанского и Алайского хребтов - наиболее многочисленная Туркестано-Алайская группа, насчитывающая свыше 25 массивов; в западной части Пис-

сарского хребта – Искандеркульская группа; в срединной части гор Кульджуктау – Тозбулакская группа.

В пределах узлов массивы приурочены либо к относительно приподнятым участкам, как правило с выходами метаморфических пород докембрия и крупными гранитоидными массивами, либо к мульдам (часто наложенным), выполненным вулканогенными образованиями девона или перми, содержащими наряду с нормальными разностями эпидейцитовые базальты. Иногда они могут быть генетически связаны с последними (Таласская группа). В первом случае массивы представлены нефелиновыми сиенитами с преобладанием Na над K . Во втором – нефелиновыми сиенитами, переходящими в породы типа эссексит-монцонитов и шонкинитов, с преобладанием K над Na . Массивы первого типа пользуются преимущественным развитием на западе (Туркестано-Алайская, Искандеркульская, Тозбулакская группы). На востоке известны лишь щелочные метасоматиты Актюз-Боординского и Зейлильского узлов и массив Чон-Ашу в Иньльчекском узле. Массивы второго типа развиты почти исключительно на востоке. В Туркестано-Алайской группе известны лишь Кштутский и Саркентский массивы, относящиеся к этому типу.

Г.Б.Мелентьев и Т.Н.Ифрантопуло (1975), исследовавшие редкометалльную специализацию щелочных комплексов, отмечают, что со многими из них связана разнообразная минерализация – пироксид, перовскит, эвдиалит и др.

По минералого-петрографическим и геохимическим особенностям рассмотренные щелочные комплексы отнесены к различным формациям. Массивы западной части региона принадлежат палингенной щелочно-гранитовой формации.

Массивы восточной части региона относятся к калиевой щелочно-базальтоидной формации, однако этим массивам не свойственны более поздние проявления натрового метасоматоза, приводящего к образованию зон повышенной редкометалльности.

К. Л. Волочкович

РЕДКОМЕТАЛЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ТЯНЬ-ШАНЯ

Начало систематического изучения металлогении Тянь-Шаня положили в 30 и 40-х годах работы Б.Н.Наследова, А.Е.Ферсмана, В.И.Попова, Д.И.Щербакова, Д.В.Никитина, Л.Ф.Соседко, Н.А.Смолянинова.

В более поздних исследованиях 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.Горепцкой, И.Х.Хамрабаева, Х.Н.Баймухамедова, К.И.Литвиненко, Р.Р.Исанова, В.В.Козырева, С.А.Синайского, В.Г.Бурова, С.Д.Туровского, В.Т.Сургай и др. Определенным

итогом этих и других многолетних исследований явилось 5-ое Всесоюзное металлогеническое совещание (Фрунзе, 1968), на котором выявились основные существующие теоретические направления в региональном металлогеническом анализе, а также различия во взглядах по его отдельным проблемам.

В пределах Тянь-Шаня в настоящее время различными исследователями выделяется несколько десятков металлогенических зон и подзон. Предпринимающиеся попытки увязать определенные типы металлогенических зон с теми или иными геосинклинальными структурно-формационными зонами или областями разновозрастной складчатости по нашему мнению не дают однозначных ответов. В то же время металлогенический анализ Центральной части Южного Тянь-Шаня (Волочкович и др., 1973) показал, что для локализации эндогенной редкометальной минерализации, связанной с формацией гранитоидов, наиболее перспективен определенный тип "результатирующей" структуры (эпимигеоантиклинальное поднятие), учитывающей особенности развития земной коры как в геосинклинальном, так и в орогенном этапах развития складчатой системы (см. часть II). Данные по другим районам Тянь-Шаня подтвердили эту закономерность, внося определенные коррективы. Так, в общем случае для орогенного эпигеосинклинального этапа минерализации остается справедливой концепция связи наиболее литофильных (с Та, Сs и др.) зон с эпимигеоантиклинальными поднятиями. Что же касается дейтероорогенного этапа рудообразования, то эта концепция нуждается в уточнении. Выяснилось следующее. 1. Пояса редкометальных дейтероорогенных гранитоидов тяготеют к границе с теми зонами, которые обусловили процесс резонансного дейтероорогенеза, в частности к границе Северного Тянь-Шаня с Южным Тянь-Шанем. 2. Пояса этих гранитоидов избирательно приурочены к дейтероорогенным поднятиям, возникшим до их внедрения. 3. Гранитоиды накладываются на все структуры предыдущего геосинклинального этапа; в стабильных зонах (срединных массивах) они имеют подчиненное значение, приобретая более щелочной состав. 4. "Редкометальные" (по петрохимическим характеристикам) гранитоиды не везде несут оруденение. Последнее развито лишь в определенных узлах, там, где в процессе дейтероорогенеза формировались наиболее крупные и длительно развивающиеся поднятия, при этом особенности строения и состава геосинклинального структурного яруса особого значения не имеют. Большое значение имеет режим геологического прошлого - мобильный, стабильный, влияющий на геохимическую специализацию последующих магматических пород.

При металлогеническом анализе нами, как и ранее (Волочкович и др., 1973) сопоставлялись определенные типы результирующих структур с теми или иными обобщенными группами геохимически сходной минерализации.

На карте мы попытались показать размещение в пространстве тех геохимических ареалов, с которыми связаны редкометальные проявления. (см. фигуру и таблицу). Конкретная типизация редкометальных гранитоидов для Тянь-Шаня дана по В.И.Пазиловой (см. стр. 74).

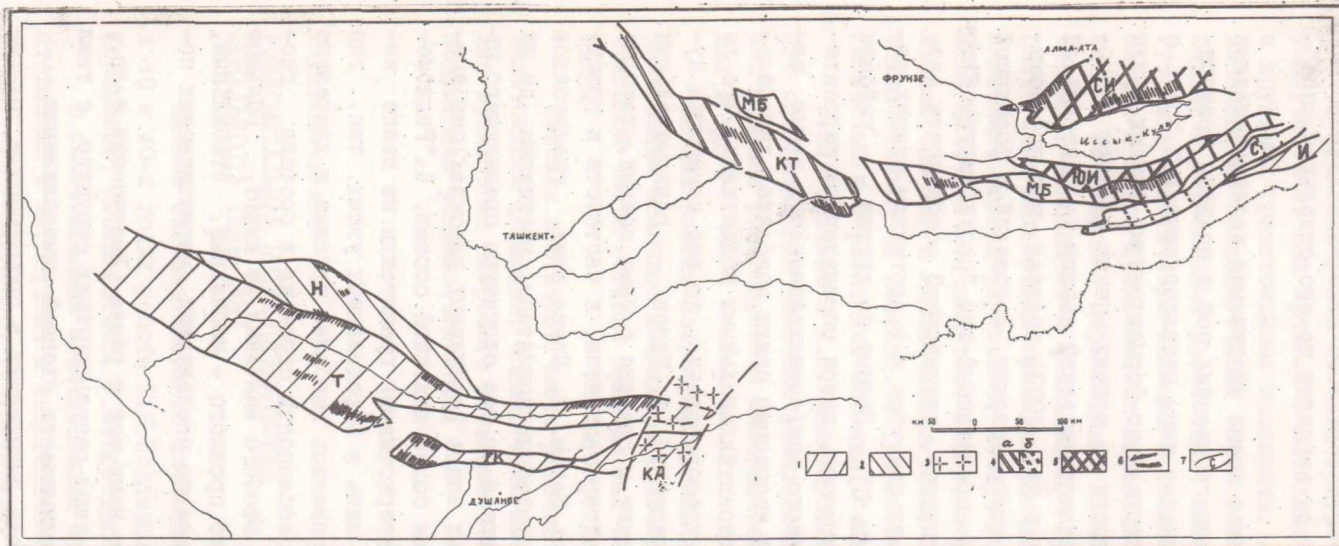


Схема размещения редкометальных металлогенических зон Тянь-Шаня (составил К.Л. Волочкович, 1974)

I - Литофильные металлогенические зоны орогенного эпигеосинклиналичного этапа. Металлогенические зоны герцинид Южного Тянь-Шаня (орогенные эпигеосинклиналичные (I-3): I - литофильные металлогенические зоны (Т-Туркестанская, ГК-Гиссаро-Каратегинская, И-Иныльчекская); 2 - литофильно-халькофильная металлогеническая зона (Н-Нуратинская); 3 - щелочная металлогеническая зона (КА-Каратегин-Алайская). Металлогенические зоны каледонид Северного Тянь-Шаня (дейтероорогенные) (4-5): 4 - литофильно-халькофильные металлогенические зоны (а - достоверные, б - предполагаемые) (КТ-Каратау-Таласская, С-Сарыдзаская, МБ-Макбал-Бурханская); 5 - халькофильные металлогенические зоны со щелочным уклоном (ЮИ-Южно-Иссыккульская, СИ-Северо-Иссыккульская). 6 - районы концентрации редкометальной минерализации; 7 - границы металлогенических зон, совпадающих с контурами "результуирующих" тектонических структур (см. схему орогенных структур, фиг.3, стр. 49)

Структурное положение редкометалльных металлогенических зон Тянь-Шаня

Т а б л и ц а

Тип металлогенической зоны	Тип региональных структур			Металлогенические зоны		Формации редкометалльных гранитов и их возраст	Тип редкометалльной минерализации	Типоформные рудопроявления
	Гессингилиальные	Фрогение эпигессингилиальные	Дейтеро-орогение	в герцинской зоне Южного Тянь-Шаня	в каледонской зоне Северного Тянь-Шаня			
Литофильные	Герцинская многоосантислиальная	Эпимногоосантислиальное поднятие	-	Туркестанская	-	Лейкократовые и алякитовые граниты (C_3-P_1), литиевые граниты (C_3-P_1)	Редкометалльные пегматиты. Акцессорные Sn, Ta, Li, Cs, Be	Наука, Долабулак
	То же	То же	-	Гиссаро-Каратегинская	-	Лейкократовые граниты (C_3-P_1), литиевые граниты (?) (C_3-P_1)	Редкометалльные пегматиты альбититы. Акцессорные Li, Ta, Zr, Nb, TR	Карасу, пегматиты Каратегина
	"	"	-	Иныльчекская	-	Лейкократовые и алякитовые граниты (C_3-P_1), литиевые граниты (C_3-P_1)	Редкометалльные грейзены; редкометалльные пегматиты. Акцессорные Ta, Li, Cs, Be, Sn	Трудовое
Литофильно-халькофильные	Герцинская многоосантислиальная	Эпимногоосантислиальное поднятие	-	Нуретинская	-	Лейкократовые и алякитовые граниты (C_3)	Редкометалльные пегматиты; редкометалльные метасоматиты (+). Акцессорные Be, Ta, Nb	Гатча
	Каледонская многоосантислиальная	Эпимногоосантислиальное поднятие	Поднятия	-	Каратау-Таласская	Лейкократовые и алякитовые граниты (C_2), литиевые граниты (?) (C_2)	Редкометалльные пегматиты. Акцессорные Ta, Be, Nb, Li, Cs	Бахтияк, Ташталык, Кумыштаг
	Каледонские эвгеосингилиальная и эвгеосантислиальная	Эпиевгеосингилиальное и эпиевгеосантислиальное поднятия	"	-	Макбал-Бурханская	Лейкократовые граниты (), лейкократовые граниты (C_3-P), амазонитсодержащие и литиевые граниты (C_3-P)	Редкометалльные пегматиты; грейзены в амазонитовых гранитах. Акцессорные Li, Be	Кенкол, Орто-Кутанды (S); Тон, Барскаун (C_3-P_1)
Халькофильная с щелочным уклоном	Каледонские краевые массивы	Поднятия зоны краевых массивов	"	-	Северо и Южно-Иссыккульская	Щелочные граниты (P)	Редкометалльные альбититы. Акцессорные TR, Ta, Nb, Zr	Чолок-сай, Кутессай
Щелочная	Герцинские многоосантислиальные и многоосантислиальные	Поднятия. Зона поперечная по отношению к гессингилиальным и орогенным структурам	-	Каратегин-Алайская	-	Щелочные породы (P-T ₁)	Альбититы. Акцессорные Nb, Zr, Ta, TR	Джилису, Тутек

Металлогенические зоны

герпинской Южно-Тяньшаньской складчатой системы, сопровождающиеся редкометальным оруденением

В пределах Южно-Тяньшаньской складчатой системы можно выделить литофильные (Туркестанская, Гиссаро-Каратегинская, Иньльчекская), литофильно-халькофильную (Нуратинская) и щелочную (Каратегин-Алайская) редкометальные металлогенические зоны (Волочкович, 1971, 1973).

Туркестанская литофильная металлогеническая зона. Отдельные части зоны выделялись ранее под названиями Зеравшанской, Зирабулак-Каратюбинской и других зон (Р.Б.Баратов, К.Л.Бабаев, Е.Д.Карпова и др.). В предлагаемых границах она выделена Волочковичем К.Л. (1970). Туркестанская зона пространственно связана с эпимигеоантиклинальным поднятием. Возраст редкометального оруденения верхнепалеозойский. Этап минерализации - орогенный эпигеосинклинальный.

В Туркестанской зоне редкометальные магматические формации представлены лейкократовыми аляскитовыми, местами литиево-слюдистыми гранитами и субщелочными гранитами верхнекарбон-пермского возраста.

Металлогенический профиль зоны определяет минерализация литофильной (аксессуарные литий, цезий, тантал, бериллий, олово) геохимической группы; подчиненное значение имеют рудопроявления литофильно-халькофильной группы, а также рудопроявления щелочной группы (аксессуарные ниобий, редкие земли и др.). Минерализация халькофильного типа почти неизвестна, за исключением мелких рудопоявлений оцинца, сурьмы, мышьяка.

Среди проявлений литофильной группы преобладают редкометальные пегматиты, которые пространственно тяготеют к краевым разломам и зонам смятия, располагаясь на некотором (3-5 км) расстоянии от них (Каратау-Туркестанский, Южно-Зирабулакский разломы, Китармайская зона). Отмечается также закономерная приуроченность пегматитов к разломам, вдоль которых внедрялись протрузии ультрабазитов (Китармайская зона, район Южно-Гиссарского разлома). Подобное размещение пегматитов отличает их от гидротермального оруденения, тяготеющего к более стабильным участкам рассматриваемой металлогенической зоны.

Гиссаро-Каратегинская литофильная металлогеническая зона, как и предыдущая, входит в состав Южно-Тяньшаньского металлогенического пояса, но В.Г.Гарьковцу и др. (1968).

В предлагаемых границах зона выделена К.Л.Волочковичем (1971). Она соответствует северной части Гиссарской металлогенической зоны Е.Д.Карповой, отчасти - Центрально-Гиссарской зоне (А.Д.Шмулевич и др., 1970), Джилису-Мушисток-Сарматской и Майхуринской зонам К.Л.Бабаева. Зона пространственно приурочена к эпимигеоантиклинальному поднятию. Возраст редкометального оруденения - верхнепалеозойский. Время минерализации соответствует орогенному эпигеосинклинальному этапу.

В Гиссаро-Каратегинской зоне редкометальные магматические формации представлены лейкократовыми и аплитовидными гранитами верхнекаменноугольного-нижнепермского возраста, а также проблематичными литиевыми гранитами.

Металлогенический профиль зоны определяют рудопроявления литофильной геохимической группы: а) редкометальные пегматиты, б) оловянно-вольфрамовая минерализация в скарнах. Последняя имеет главное значение, что отличает эту зону от предыдущей — литофильной Туркестанской. Резко подчиненное значение имеет гидротермальная минерализация халькофильной группы (цинк, свинец, мышьяк) а также щелочной группы (альбититы с акцессорными цирконием, ниобием, редкими землями).

Редкометальные пегматиты развиты главным образом в западной части зоны, располагаясь вблизи краевого Гиссарского разлома. Оловянное оруденение в пегматитах встречается как на западе, так и 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.

И н ы л ь ч е к с к а я литофильная металлогеническая зона совпадает с Иньльчекским хребтом и соответствует одноименной оловорудной зоне С.А.Синайского (Синайский и др., 1970) с верхнепалеозойским возрастом минерализации. Размеры зоны 150 x 25 км. Этап формирования оруденения — эпигеосинклинальный орогенный. Собственно редкометальная минерализация представлена редкометальными пегматитами и грейзенами формации аляскит-лейкократовых гранитов.

В структурном отношении зона приурочена к Иньльчекскому эпимиеогеоантиклинальному поднятию. С севера она ограничена Атбаш-Иньльчекским разломом, разделяющим Южно-Тяньманьские герциниды и Северотяньшаньские каледониды, с юга ограничена разломом, проходящим по границе Иньльчекской миеогеосинклинали и Кокшаальской миеогеосинклинали.

Фундаментом зоны по-видимому, являются, как и в иных миеогеосинклиналях Южного Тянь-Шаня, складчатые сооружения байкалид. Наиболее древний геосинклинальный комплекс зоны представлен терригенной формацией верхнесилурийского возраста, мощностью 3000 м, и вышерасположенной карбонатной нижнедевонской формацией, мощностью 1000 м. Начало геосинклинального развития приходится на средний девон. Геосинклинальный комплекс не сохранился, видимо размыт. В верхнепалеозойское время территория зоны размывалась и молассовые эпигеосинклинальные формации накапливались лишь по ее периферии в смежном Кокшаальском прогибе.

В Иньльчекской зоне редкометальные магматические формации представлены: биотитовыми гранитами субщелочного ряда; биотитовыми лейкократовыми гранитами, приближающимися к щелочным гранитам, двуслюдяными гранитами, слагающими мелкие тела и апофизы. Возраст гранитов верхнекаменноугольно-пермский. Редкометальная минерализация представлена редкометальными пегматитами, которые находятся непосредственно на площади оловянных рудопроявлений, относящихся к касситерит-силикатной "фор-

мации". В составе их руд присутствуют касситерит, шеелит, вольфрамит и сульфиды меди и железа (Синайский и др., 1970).

Н у р а т и н с к а я литофильно-халькофильная металлогеническая зона соответствует выделенной ранее Е.Д.Карповой одноименной зоне. Пространственно она совпадает с эпимигеосинклинальным поднятием. Возраст редкометального оруденения верхнепалеозойский; время минерализации соответствует орогенному эпигеосинклинальному этапу. Редкометальная минерализация имеет резко подчиненное значение по сравнению с вольфрам-молибденовым оруденением.

Редкометальное оруденение представлено единичными жилами редкометальных пегматитов формации лейкократовых и аляскитовых гранитов и единичными участками танталосодержащих (в аксессуарных количествах) альбит-грейзеноносных интрузий тех же гранитов. Проявления пегматитов тяготеют к разломам, ограничивающим зону с севера. Вдоль южного Каратау-Туркестанского разлома известны альбитит-грейзеноносные интрузивы.

К а р а т е г и н - А л а й с к а я щелочная металлогеническая зона. В Каратегин-Алайской зоне редкометальные магматические формации представлены щелочноземельными сиенитами и монцонитами, субщелочными породами пермского-нижнетриасового (?) возраста. Редкометальная минерализация, генетически связанная с формацией щелочных пород, в пределах восточной части Туркестанского хребта, Каратегина и Алайского хребта известна давно. Данная зона достигает 60-80 км в ширину и протягивается в северо-восточном направлении от Каратегина до Алайского хребта, уходя в направлении Хайдаркана и Ферганы. Пояс щелочных пород пересекает все субширотные структуры Южного Тянь-Шаня и, по-видимому, приурочен к зоне повышенной проницаемости, образованной в связи с формированием Памирского синтаксиса. О направлении зоны совпадает геофизический линеймент, отражающий полосу интенсивных глубинных деформаций (Макаров и др., 1974). С щелочными породами пермо-триасового возраста ассоциируют рудопроявления, связанные с альбититами и с карбонатизированными породами (аксессуарные 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, а процессы карбонатизации - в пределах более стабильных зон геоантиклиналей, по Ифантопуло Т.Н. (Волочкович и др., 1973).

Металлогенические зоны

каледонской Северо-Тяньшаньской складчатой системы, сопровождающиеся редкометальным оруденением

В пределах Северо-Тяньшаньской складчатой системы можно выделить литофильно-халькофильные (Каратау-Таласская, Макбал-Бурханская) и халькофильные с щелочным уклоном (Северо- и Южно-Иссыккульские) металлогенические зоны, где проявлено редкометальное оруденение дейтероороген-

ного этапа. Проблематично выделяется Сарыджазская зона, благоприятная по геологической ситуации на комплекс литофильных месторождений, но без признаков в настоящее время редкометалльной минерализации. Зоны литофильно-халькофильного типа совпадают с мобильными частями каледонид. Две другие зоны тяготеют к стабильным массивам каледонид.

К а р а т а у - Т а л а с с к а я литофильно-халькофильная металлогеническая зона территориально совпадает с Таласским хребтом и Южным продолжением восточного склона хребта Каратау (Малый Каратау) и соответствует одноименным зонам, изображенным на последних металлогенических схемах С.А.Синайского и др. (1970), А.Д.Шмуловича и др. (1970).

Согласно данным вышеназванных авторов, в зоне распространена преимущественно свинцово-цинковая минерализация в зонах гидротермального изменения карбонатных пород. В меньшей мере встречается оловорудное оруденение, представленное оловоносными скарнами в связи с герцинскими гранитоидами (Караджилга и др.). В рудах помимо олова содержится медь, свинец, цинк, мышьяк. Собственно редкометалльные проявления представлены грейзенизированными зонами и редкометалльными пегматитами.

В структурном отношении рассматриваемая зона совпадает с эпимигеоосинклинальным каледонским поднятием, продолжающим воздыматься и в этап дейтероорогенеза. Площадь зоны с северо-востока ограничена орогенными впадинами. Южная граница зоны приурочена к Таласскому разлому, северная - к Сусамырскому разлому.

В основании зоны располагается архей-протерозойский метаморфический комплекс. Выше залегает "байкальский" (рифейский) комплекс, представленный формациями мигеоосинклинального типа. Орогенный эпимигеоосинклинальный комплекс байкалид вендского возраста представлен порфировой молассой. В каледонский геосинклинальный цикл, начавшийся в нижнекембрийское время с накопления кремнисто-карбонатных (фосфатоносных) формаций, формируется также мигеоосинклинальный прогиб, выполненный карбонатной формацией кембрийско-среднеордовикского возраста. В каледонском орогенном эпимигеоосинклинальном этапе (верхний ордовик) прогиб замкнулся и на его месте образовалось сводовое поднятие, по краям которого формировалась флишеидная моласса. После периода тектонического покоя, длившегося 30-40 млн. лет и не сопровождавшегося практически осадконакоплением, отмечается новый этап активизации (дейтероорогенеза). В течение этого этапа территория зоны испытывала длительное воздымание, продолжавшееся с нижнего девона до перми включительно. Лишь юго-восточное ее окончание и северо-восточное крыло вовлекались в погружение с образованием наложенных впадин, выполненных красноцветной средневерхнедевонской и морской (фамен-гурне) молассой. Процессы вулканизма практически не затронули зону. Лишь в пределах дейтероорогенных впадин, осложнивших ее северо-северо-западное крыло, с перерывами накапливалась базальт-андезит-липаритовая моласса (девон-каменноугольного возраста). Эти орогенные впадины не входят в состав редкометалльной зоны.

В Каратау-Таласской зоне редкометалльные магматические формации

представлены лейкократовыми и аляскитовыми гранитами двух возрастных групп. Первая группа, наиболее распространенная, относится к силуру, возможно, к верхнему ордовику. Типичными ее представителями являются Чарбулакский и Кумыштагский массивы в Таласском хребте. Вторая группа — граниты среднекаменноугольного возраста. Она представлена Каргышскими интрузиями, расположенными в зоне сочленения важнейшей структурной линии Тянь-Шаня и Таласского разлома. К этой же группе относятся Манасская интрузия гнейсовидных биотитовых и лейкократовых гранитов.

Породы литиево-гранитной формации в этом районе не выделяются ввиду отсутствия подробных сведений о гранитах, однако несколько повышенные содержания против кларковых редких щелочных металлов в лейкократовых гранитах Манасской интрузии (данные Г.Б. Мелентьева) свидетельствуют о вероятном их присутствии в этой зоне. В составе Кумыштагского массива к этой формации можно условно отнести мусковитовые с флюоритом метасоматически измененные граниты эндоконтактной зоны. Среди собственно редкометалльных проявлений Каратау-Таласской зоны известны единичные редкометалльные пегматиты и грейзенизированные апогранитовые зоны с акцессорными танталом, ниобием, цезием, рубидием и др.

Макбаль-Бурханская литофильно-халькофильная металлогеническая зона вытянута в субширотном направлении от западного окончания Киргизского хребта до восточного окончания хребта Терской Алатау, на расстоянии более 700 км, достигая ширины от 25 до 50 км. Западная и центральная части зоны (р-ны Макбальского хребта и западной части хребта Терской Алатау) совпадают с Макбальской и Сонкульской металлогеническими зонами (Шмулевич и др., 1971), характеризующимися в основном свинцовой и "фторной" минерализацией жильного типа, в связи с гранитоидной формацией. Для первой зоны типичны $P, F (W, Mo, Zn)$, для второй — $W, Au (Pb, Zn, Cu, F)$. Вольфрамозое (Макбальская зона) и золото-вольфрамозое (Сонкульская зона) оруденения контролируются скарновыми зонами в контакте пород гранодиоритовой формации. Кроме того, в пределах зоны известна Таласская оловоносная зона (Синайский и др., 1970), совпадающая с разломами, ограничивающими Макбаль-Бурханскую зону с юга и с эпикаледонским (дейтероорогенным) аральским прогибом. Данный тип оруденения относится к оловоносным скарнам, содержащим, помимо олова, медь, свинец, цинк, мышьяк, а также к касситерит-сульфидной формации (олово, пирротин, галенит, флюорит). Возраст оруденения в перечисленных зонах предположительно герцинский. Однако, судя по необычному сочетанию халькофильной и литофильной минерализации, о которой речь будет идти ниже, можно предположить процесс телескопирования редкометалльного верхнепалеозойского дейтероорогенного оруденения на оруденение халькофильного типа, связанного с процессом более раннего каледонского эпигеосинклинального орогенеза. Подтверждением этому может служить факт совмещения оловянно-полиметаллического оруденения с толщами нижнего палеозоя — протерозоя, прорванными нижнепалеозойскими интрузиями гранитоидов (Синайский и др., 1970). К тому же, подобная минерализация обыч-

на для зон эпигеосинклинальных поднятий, наложенных на эвгеосинклинальные структуры (Волочкович, 1971). Собственно редкометалльная минерализация Макбал-Бурханской зоны представлена редкометалльными пегматитами и грейзенизированными "литиевыми (?)" гранитами с аксессуарными танталом, оловом, цезием, рубидием, верхнепалеозойского возраста. Известны также грейзенизированные граниты аляскит-лейкогранитовой формации того же возраста.

В структурном отношении зона приурочена к эпизэвгеосинклинальному и эпизэвгеоантиклинальному каледонским поднятиям, вовлеченным в дейтероорогенное воздымание. Границы зоны совпадают в основном с разломами ограничивающими Карабалты-Бурханскую каледонскую эвгеосинклиналь и Макбалскую эвгеоантиклиналь (Тюпский, Терсейский, Аральский разломы). Площадь зоны сокращают эпигеосинклинальные и дейтероорогенные прогибы, наложенные на сводовое поднятие. Как и в предыдущем случае, основное значение при формировании зоны имели структуры эпигеосинклинального каледонского и дейтероорогенного средневерхнепалеозойского этапов развития.

Основание зоны сложено архей-нижнепротерозойским метаморфическим комплексом, на который наложены структуры рифейской ("байкалиды") миогеосинклинали.

Неясное структурное положение занимают породы офиолитовой формации, развитой на западном окончании Киргизского хребта (Макбалский блок близ пос.Покровка), ранее выделявшиеся в качестве интрузивного габбро-диоритового комплекса. Согласно данным Г.И. Макарычева, этот комплекс сложен стратифицированными телами ультраосновных пород (серпентинитов), полосчатыми габбро и амфиболитами, т.е. представляет собой типичный разрез основания эвгеосинклинали. Комплекс условно относится к рифею, однако более вероятен его нижнепалеозойский возраст.

Орогенный структурный этаж байкалид здесь неизвестен и, по-видимому, размыт. Непосредственно на складчатый байкальский комплекс налегают с несогласием эвгеосинклинальные образования следующего каледонского цикла, который начался, по-видимому, с процесса деструкции байкальского фундамента и заложения Карабалты-Бурханского прогиба, в дне которого обнажилась кора океанического типа. Отдельные блоки рифейских толщ возможно представляют останцы раздробленной континентальной коры. Эвгеосинклинальный разрез начинается верхневендской-нижнекембрийской спилит-диабазовой формацией, мощностью до 3,5 км, меланократовым фундаментом для которой возможно служил ранее отмеченный офиолитовый комплекс района пос.Покровки.

В середине каледонского цикла (в среднем кембрии) северо-западная часть прогиба превратилась в поднятие (Макбалская эвгеоантиклиналь). Восточная часть эвгеосинклинали в среднекембрийское-ордовикское время продолжала прогибаться. В орогенном этапе эвгеоантиклиналь и значительная часть эвгеосинклинали вовлекаются в воздымание, и в пределах возникшего поднятия накапливается в отдельных впадинах верхнеордовикская красноцветная моласса мощностью всего 100 м.

В дейтероорогенном этапе территория зоны размывалась и по ее периферии накапливались молассовые образования нижнедевонского-среднекаменноугольного возраста. Один из дейтероорогенных прогибов (Аральский) пересекает зону, разделяя ее на две части. К этому этапу приурочена главная масса интрузий редкометалльных гранитов. Они вытянуты в виде пояса вдоль края смежной герцинской геосинклинальной системы Южного Тянь-Шаня.

Редкометалльная минерализация Макбал-Бурханской зоны связана с двумя возрастными группами лейкократовых и литиевых гранитов. К первой относятся биотитовые, двуслюдяные и лейкократовые граниты силурийского возраста, а также амазонитсодержащие граниты района оз. Сонкуль. Ко второй группе относятся лейкократовые и аляскитовые граниты верхнекарбон-пермского возраста и амазонитсодержащие и литиевослюдистые граниты, развитые в приводораздельной части хребта Терской Алатау. Спорадически встречаются поля редкометалльных пегматитов аляскит-лейкократовой формации.

Северо- и Южно-Иссыккульская халькофильная с щелочным уклоном металлогенические зоны совпадают с Кунгейским и Терской хребтами и разделены Иссыккульской впадиной. В структурном отношении они приурочены к краевым Мункумскому и Иссыккульскому массивам. Территории зон располагаются только в пределах тех частей массивов, которые в орогенном нижнепалеозойском эпигеосинклинальном этапе и в средне-верхнепалеозойском дейтероорогенном этапе испытывали восходящие движения.

Северо-Иссыккульская зона приурочена к поднятиям Мункумского массива, Южно-Иссыккульская - к поднятиям Иссыккульского массива. Возраст оруденения средне-верхнепалеозойский. Оно формировалось в этапе дейтероорогенеза в связи с интрузиями щелочногранитной формации.

В Северо-Иссыккульской зоне редкометалльные магматические формации представлены щелочными и субщелочными гранитами и дайками аплитов, сиенит-аплитов, субщелочных гранитов и т.д. пермского возраста. С ними генетически связана минерализация довольно редкого типа (редкоземельно-свинцово-цинковая с оловом) (Невский и др., 1974). Оловорудная минерализация относится к силикатно-сульфидной формации (Синайский и др., 1970). Согласно типизации месторождений (С.М.Бескин стр. 19), подобное оруденение относится нами к щелочногранитному типу альбититоносных редкометалльных гранитов и метасоматитов.

В Южно-Иссыккульской зоне^I редкометалльные магматические формации представлены лейкократовыми и аляскитовыми гранитами силур-девонского и верхнекарбон-пермского возраста, а также связанными с ними мелкими штоками и дайками щелочных гранитов и субщелочных пород, по-видимому, раннепермского возраста. В пределах зоны известна оловорудная минера-

^I Соответствует Южно-Кунгейской оловоносной зоне С.А.Синайского (Синайский и др., 1970)

лизация (Синайский и др., 1970) силикатно-кварцевой формации, связь которой с какими-либо интрузиями гранитоидов не установлена. Собственно редкометальная минерализация пока не обнаружена. Сходство геологической структуры данной зоны с Северо-Иссыккульской и наличие тех же магматических формаций позволяет рассматривать Южно-Иссыккульскую зону как малоперспективную редкометальную, где возможно обнаружение оруденения, связанного с щелочногранитной формацией.

С а р ы д ж а з с к а я "металлогеническая" (?) зона совпадает с одноименным хребтом. Зона выделяется условно, так как ни редкометальных магматических формаций, ни оруденения в ее пределах пока неизвестно. Основанием для ее выделения послужили весьма благоприятные для редкометальной минерализации структурно-геологические условия. Территория, выделяемая нами в качестве зоны, совпадает с Сарыджазским эпимиогеоантиклинальным поднятием, испытывавшим в эпоху дейтероорогенеза интенсивное воздымание. Кроме того, данная структура находилась в сфере сильного воздействия со стороны герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. В фундаменте зоны присутствуют магматические образования кислого состава (порфировая формация верхнерифейского возраста), указывающие на наличие ранней континентальной коры.

В ы в о д ы

Возраст редкометальной минерализации палеозойд Тянь-Шаня средне-верхнепалеозойский. Оруденение связано с эпигеосинклинальным верхнепалеозойским орогенным этапом развития герцинид Южного Тянь-Шаня или с средне-верхнепалеозойским этапом дейтероорогенеза каледонид Северного Тянь-Шаня. С эпигеосинклинальным этапом Южного Тянь-Шаня ассоциируют главным образом редкометальные пегматиты и грейзены аляскит-лейкогранитовой формации. С дейтероорогенным этапом Северного Тянь-Шаня связаны в основном грейзенизированные амазонитсодержащие литиевые граниты, а также выходы щелочно-гранитной формации, тяготеющие к стабильным массивам.

Наиболее благоприятными структурами для размещения редкометальных проявлений гранитовых формаций являются эпимиогеоантиклинальные поднятия (в герцинидах Южного Тянь-Шаня) или дейтероорогенные поднятия, наложенные на эпигеосинклинальные поднятия (в каледонидах Северного Тянь-Шаня). Чем более интенсивен и длителен процесс активного воздымания в геосинклинальной системе, тем более литофилен геохимический фон возникшей металлогенической зоны. Наиболее благоприятными структурами для размещения рудопроявлений формации щелочных гранитов являются зоны дейтероорогенных поднятий в пределах стабильных массивов каледонид Северного Тянь-Шаня. Рудопроявления щелочно-сиенитовой и миаскитовой формаций пересекают все структуры герцинид и, видимо, связаны с трансструктурными линеаментами. В Северном Тянь-Шане они практически неизвестны. К моменту магмо- и рудообразования вышеназванные перспективные структуры претерпевают наиболее продолжительное и активное воздымание. Боль-

шая часть развитых в таких структурах редкометалльных гранитов тяготеет к крупным разломам, вдоль которых нередко вытягиваются тела основных магматических образований.

В тех орогенных поднятиях, где процессу гранитообразования предшествует интенсивный вулканизм, редкометалльная минерализация отмеченных выше типов не проявлена.

К числу наименее благоприятных структур для редкометалльной минерализации относятся эпигеосинклинальные орогенные поднятия, образованные на месте миегосинклинальных и особенно эггеосинклинальных прогибов, а также на месте срединных (краевых) массивов.

Н.И.Тихомирова,
К.Л.Волочкович

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ С РАЗЛИЧНОЙ КОНЦЕНТРАЦИЕЙ РЕДКИХ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ (Li, Rb, Cs)¹ В ПАЛЕЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ ТЯНЬ-ШАНЯ И ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Повышенные концентрации редких щелочных металлов в гранитоидах обычно приурочены к наиболее кислым их разновидностям. Крупные ареалы таких гранитоидов, по наиболее распространенному среди геологов в настоящее время мнению (Кузнецов, Яншин, 1967 и др.), парагенетически связаны со сводово-глыбовыми поднятиями, возникшими в орогенную стадию развития складчатой зоны. Проведенные нами ранее исследования в палеозоидах Алтая, Казахстана, Тянь-Шаня (1960-1974 гг) показали, что существует определенная закономерная связь максимального проявления наиболее кислых производных гранитовых формаций, сопровождающихся редкометалльной (Li, Rb, Cs) минерализацией, с особым типом орогенных структур, синхронных рудо- и магнообразованию и обладающих тенденцией к относительному воздыманию на протяжении геосинклинального и, особенно, последующего орогенного развития. Впоследствии такие структуры получили название орогенных эпигеосинклинальных поднятий (Волочкович, 1973). Большое значение для геохимической специализации гранитоидов в пределах этих структур имеет характер соотношений орогенных структур со структурами предшествующих этапов развития и их качественная характеристика².

Для анализа зависимости концентраций редких щелочных металлов в гранитоидах от геотектонического положения последних выбраны позднепалеозойская (позднегерцинская) гранитовая и лейкогранит-аляскитовая формации Тянь-Шаня и Вост.Казахстана, по которым было собрано около 1000 частных определений содержания щелочных металлов в 25 интрузивных мас-

¹ Концентрации редких щелочных металлов не превышают аксессуарных содержаний.

² См. статью К.Л.Волочковича, стр.16

сивах. При определении типов тектонических структур, вмещающих эти формации, использовались тектонические построения К.Л.Волочковича. Указанные выше формации гранитоидов приняты нами в том объеме, как они трактуются С.М.Бескиным и Ю.Б.Мариным (1972). Эталонным для гранитовой формации является калдырминский комплекс в Центр.Казахстане и его аналоги (Коптев-Дворников, 1952 и др.), для лейкогранит-аляскитовой формации - "монастырский комплекс" Вост.Казахстана (Леонтьев, 1969; Бескин, Марин, 1973).

Гранитовая формация представлена главным образом нормальными биотитовыми гранитами (главная интрузивная фация). В подчиненном количестве развиты продукты гибридизма - плагиограниты, гранодиориты, адамеллиты (фация эндоконтактов). Из жильных пород отмечаются аплиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры и прочие. В составе лейкогранит-аляскитовой формации выделяются крупнозернистые аляскиты и лейкократовые граниты главной фазы, средне-мелкозернистые аляскиты дополнительных фаз, жильные аляскиты нескольких генераций, жильные аплиты и пегматиты. Для этой формации явления гибридизма не характерны.

Анализ формаций гранитоидов был проведен на примере нескольких конкретных ареалов их развития.

Позднегерцинские гранитоиды исключительно широко распространены на Тянь-Шане и в Вост.Казахстане. Как правило, развитие здесь конкретные массивы сложены двумя или тремя формациями гранитоидов, представляя собой не просто многофазные, а гетерогенные плутоны, состоящие из нескольких интрузивных комплексов. В Тянь-Шане выделяются четыре гранитоидные формации: диоритовая, гранодиоритовая, гранитовая, лейкогранит-аляскитовая, в Восточном Казахстане - три: гранодиоритовая, гранитовая, лейкогранит-аляскитовая. Ряд исследователей к самостоятельному литиево-гранитовому формационному типу относит развитие здесь пегматиты (Бескин, Марин, 1973), что согласуется с нашими данными по Кольскому полуострову (Тихомирова, 1972). Другие исследователи считают их конечными дифференциатами гранитоидов аляскитовой либо гранитовой формаций (Гинзбург, Горжевский и др., 1957). На Тянь-Шане геологический возраст этих гранитоидов верхне- или средне-верхнекарбонный. По данным K/Ar метода, абсолютный возраст их 285-260 млн. лет (Хамрабаев, 1969 и др.). В Восточном Казахстане гранитоиды послевизейские. Абсолютный их возраст 235-331 млн. лет (Леонтьев, 1969).

Тянь-Шань

Рассматриваемая нами здесь область включает лишь структуры герцинид Южного и Среднего Тянь-Шаня. Южный Тянь-Шань представляет собой регенерированную герцинскую геосинклинальную систему, заложенную в раннем палеозое на карельско-байкальском складчатом основании. Срединный Тянь-Шань, в отличие от Южного Тянь-Шаня, представляет относительно стабильную область карельско-байкальской (Курамино-Ферганская зона) и каледонской (Чаткало-Нарынская зона) консолидаций, захваченную интенсив-

ными тектоническими движениями лишь в заключительную стадию геосинклинального развития Южного Тянь-Шаня - в среднем-верхнем палеозое¹.

В пределах названных областей рассмотрены четыре ареала герцинских орогенных эпигеосинклинальных гранитоидов позднепалеозойского возраста - Северо-Нуратинский и Зирабулак-Каратюбинский, совпадающие со структурами Южного Тянь-Шаня, Чаткальский и Кураминский, находящиеся в пределах Среднего Тянь-Шаня.

Северо-Нуратинский ареал пространственно располагается в Северо-Нуратинском эпимигеосинклинальном поднятии, совпадая с его северо-восточным крылом. Наиболее интенсивные орогенические движения охватили данную структуру в верхнем карбоне, предопределив формирование крупного сводово-глыбового поднятия, ориентированного согласно общему простираению геосинклинальной Южно-Тяньшаньской системы. Эти движения сопровождались внедрением гранитоидных масс, образовавших Северо-Нуратинский ареал.

Особенности гранитоидного магматизма Северо-Нуратинского ареала рассмотрены на примере Актауского, Устукского и Акчопского массивов верхнекарбонного возраста.

Актауский массив сложен породами трех формационных типов гранитоидов: диоритами, гранодиоритами и гранитами, лейкократовыми гранитами и аляскитами. В Устукском и Акчопском массивах развиты только биотитовые граниты и лейкократовые граниты. Из пород гранитовой формации преобладающими являются биотитовые граниты. Гибридные разновидности, представленные адамеллитами и гранодиоритами, имеют подчиненное развитие. Наибольшим распространением гранитоиды этой формации пользуются в Устукском и Акчопском массивах, слагая около 95% их площади. В Актауском массиве они развиты менее широко. Жильные породы представлены многочисленными дайками аплитов, гранит-аплитов и пегматитов, иногда лампрофиров.

Лейкогранит-аляскитовая формация включает лейкократовые граниты и аляскиты. Они присутствуют в массивах исключительно в виде небольших штокообразных тел, реже пластовых и лакколитообразных залежей, развитых по зонам разломов и вдоль контактов гранитоидов с вмещающими породами. Наибольшим распространением они пользуются в Устукском и Актауском массивах. Жильная серия аляскитовой формации включает аплиты, гранит-аплиты, керамические пегматиты (Кушмурадов, 1967; Азимов, 1970).

В Северо-Нуратинской зоне известны скарново-вольфрам-молибденовые рудопроявления, а также кварц-золоторудная минерализация. В аляскитах и лейкократовых гранитах отмечается аксессуарная ниобий-танталовая минерализация.

В целом гранитоиды Северо-Нуратинской зоны характеризуются низким содержанием редких щелочных металлов (табл. I). Исключение составляет рубидий, присутствующий в биотитовых гранитах на уровне кларка ($212 \cdot 10^{-4}\%$),

¹ Подробнее см. статью К. Л. Волочковича, стр. 40

Силы податливых связей шаровых выключателей (в 10^3 Н) в I (5) в приводе

Таблица 1

Виды сил податливых связей	Тип шарового выключателя	Тип шарового выключателя	Архив	Материал	Геометрическая форма															Анализаторы															Литературный источник
					Политетраэдр															Сфера															
					Политетраэдр															Сфера															
I	Шаровый выключатель	Шаровый выключатель	Шаровый выключатель	Латунь	Политетраэдр															Сфера															Литературный источник
					Политетраэдр															Сфера															
					Политетраэдр															Сфера															
II	Шаровый выключатель	Шаровый выключатель	Шаровый выключатель	Латунь	Политетраэдр															Сфера															Литературный источник
					Политетраэдр															Сфера															
					Политетраэдр															Сфера															
III	Шаровый выключатель	Шаровый выключатель	Шаровый выключатель	Латунь	Политетраэдр															Сфера															Литературный источник
					Политетраэдр															Сфера															
					Политетраэдр															Сфера															
IV	Шаровый выключатель	Шаровый выключатель	Шаровый выключатель	Латунь	Политетраэдр															Сфера															Литературный источник
					Политетраэдр															Сфера															
					Политетраэдр															Сфера															
V	Шаровый выключатель	Шаровый выключатель	Шаровый выключатель	Латунь	Политетраэдр															Сфера															Литературный источник
					Политетраэдр															Сфера															
					Политетраэдр															Сфера															
VI	Шаровый выключатель	Шаровый выключатель	Шаровый выключатель	Латунь	Политетраэдр															Сфера															Литературный источник
					Политетраэдр															Сфера															
					Политетраэдр															Сфера															

1. Приведены в таблице силы податливых связей шаровых выключателей в их основной конструкции на шаровых шарнирах выключателя. В других случаях указаны в скобках - число шаровых, в выключателе - общее число шаровых выключателей.

а в лейкократовых гранитах и аляскитах превышающий его ($295 \cdot 10^{-4}\%$). Среднее содержание лития и цезия во всех разновидностях гранитоидов ниже кларкового. Наименьшее количество редких щелочных металлов, более низкое, чем в гранитах главной интрузивной фазы, отмечается в жильных аплитах, гранит-аплитах и пегматитах.

З и р а б у л а к - К а р а т ю б и н с к и й ареал совпадает с западным наиболее поднятым окончанием герцинского Туркестанского орогенного эпимигеоантиклинального поднятия, эпигеосинклинальное развитие которого началось в позднем палеозое и сопровождалось гранитоидным магматизмом.

Развитые в Зирабулак-Каратюбинском ареале позднегерцинские гранитоиды лейкогранит-аляскитовой и гранитовой формаций слагают полиформационные массивы. В качестве примера рассмотрим Лолабулакский, Тымский и Кетменчинский. В составе гранитовой формации преобладают биотитовые граниты. Присутствуют также мусковитовые и двуслюдяные разновидности. Лейкогранит-аляскитовая формация представлена лейкократовыми, аплитовидными и пегматоидными гранитами. Каждая из вышеназванных формаций характеризуется своими жильными дериватами. С гранитами в этой зоне пространственно ассоциируют редкометальные пегматиты с аксессуарной колумбит-бериллиевой минерализацией.

Гранитоиды Зирабулак-Каратюбинской зоны отличаются повышенным содержанием редких щелочных металлов. Концентрация цезия в 5-6 раз превышает его кларки для кислых пород. Вдвое повышено содержание лития в биотитовых гранитах. Их всех разновидностей гранитоидов наиболее высоким содержанием редких щелочных металлов характеризуются жильные производные в составе лейкогранит-аляскитовой формации - аплиты и аплит-пегматиты. Рубидий в них в 4 раза, цезий - в 10 раз превышает кларковое содержание этих элементов в гранитах.

Ч а т к а л ь с к и й ареал совпадает с орогенным позднепалеозойским поднятием, охватившим западную часть Каратау-Нарынского герцинского срединного массива. Интрузии анализируемых гранитов приурочены к выделяемым Г.И.Макарьчевым (1970) Кассанскому и Пскемскому поднятиям этого массива. Срединный массив сформировался в герцинский этап тектогенеза и входит составной частью в структуру варисской геосинклинальной системы. Фундаментом этого массива являются мигеоэпигеосинклинальные структуры каледонид. Орогенные эпигеосинклинальные движения охватили массив, как и другие варисские зоны, в верхнем палеозое и сопровождались гранитообразованием. В это время большая часть массива была охвачена сводовым поднятием и размывалась. Лишь в отдельных впадинах, захвативших частично и Кассанский поднятый блок, накапливалась андезит-дацитовая моласса (P_{I-2}).

Породы позднегерцинской гранитовой формации в пределах рассматриваемой структуры развиты незначительно. Единственно достоверным представителем ее можно считать биотитовые граниты Чимганского массива. Жильные породы представлены аплитовидными гранитами, аплитами, пегматитами, лампрофирами.

Породы лейкогранит-аляскитовой формации развиты более широко. К ним относятся Р и Р-Т аляскиты Майдантальского, Арашанского, Манасского, Алмасайского массивов. Генетически с ними связаны в районе грейзеновые рудопроявления с аксессуарной ниобиевой и вольфрамовой минерализацией и рудопроявления кварц-молибденовой формации.

По содержанию редких щелочных металлов гранитоиды этой зоны близки гранитоидам Северо-Нуратинского ареала. Литий, рубидий, цезий в них присутствуют в количествах либо близких к кларковым, либо ниже них.

Кураминский ареал располагается в одноименной тектонической зоне, представляющей собой опущенный край герцинского Букантау-Ферганского срединного массива, вдоль которого развился орогенный вулканический пояс. По сравнению с вышеописанным Каратау-Нарынским срединным массивом фундамент Букантау-Ферганского более древний и представлен только карельско-байкальским (?) складчатым комплексом. В течение ранне-среднепалеозойского периода геосинклинального развития Южного Тянь-Шаня данная структура отличалась стабильностью и незначительной тектонической активностью. Процесс орогенного эпигеосинклинального развития охватил данную структуру в намюре и продолжался до перми включительно. В этот период здесь формировался вулканический пояс, в составе вулканических продуктов которого вначале преобладали основные эффузивы (базальт-андезит-липаритовая моласса, C_1^1 - C_2), а затем кислые (порфи́ровая моласса, P_1). Анализируемые граниты приурочены к относительно поднятым структурам.

Кураминская зона в отличие от Чаткальской характеризуется широким развитием сложных вулканоплутонических комплексов. Среди интрузивных пород преобладают малые интрузии и дайки. Так же, как и в Чаткальской зоне, позднепалеозойские гранитоиды составляют главную массу магматических образований в районе. В составе интрузий этого возраста выделяется ряд интрузивных формаций, каждой из которых соответствуют свои вулканогенные и субвулканические образования, а также металлогеническая специализация (Хамрабаев, 1969).

Породы гранитовой и лейкогранит-аляскитовой формаций резко подчинены в своем развитии породам более ранних интрузивных формаций. С ними связываются имеющиеся в районе месторождения с молибденовой и вольфрамовой минерализацией (кварц-шеелит-молибденитовая, скарново-молибденитовая, скарново-шеелитовая и др. формации). Из редких щелочных металлов только цезий здесь образует повышенные концентрации.

Восточный
Казахстан

Восточный Казахстан принадлежит к рифей-палеозойской геосинклинальной системе, процесс стабилизации которой проходил в каледонском и герцинском тектонических циклах. Гранитообразование протекало в данном регионе как на каледонском, так и герцинском этапах, однако максимальное количество редкометальных гранитов сформировалось здесь в позднем

палеозое. Рассматриваемый нами Калба-Нарымский ареал гранитоидов приурочен к Прииртышскому эпимигеоантиклинальному поднятию герцинид, которое возникло в позднем палеозое на месте герцинской Прииртышской амагматичной мигеоантиклинали (Волочкович, 1967). С востока данная структура граничит по Иртышской зоне смятия с геосинклинальными прогибами Рудного Алтая, с запада - с Зайсанской эвгеосинклиналью.

Фундамент Прииртышского поднятия вскрывается в Иртышской зоне смятия, в Курчумско-Кальджирском и Караиртышском блоках. Сложен он сильно метаморфизованными образованиями архей-нижнепротерозойского(?) возраста. Геоантиклинальные формации рассматриваемой структуры представлены терригенным верхнедевонским-нижнекаменноугольным комплексом. Эпигеосинклинальный орогенный этап проявился в формировании крупного свода и начался с визейского века. В это время большая часть поднятия размывалась, и лишь его юго-западное крыло было относительно погружено. Процесс орогенеза сопровождался интенсивным гранитообразованием. Большая часть рудоносных гранитов Калба-Нарымского ареала располагается в пределах наиболее поднятой части Прииртышского поднятия - в Центральном-Калбинском блоке (Волочкович, 1965).

Гранитоиды Калба-Нарымского ареала представлены лейкогранит-аляскитовой и гранитовой формациями позднегерцинского возраста. Они образуют непрерывную цепь выходов, слагающих единый Калба-Нарымский плутон. Последний, как и рассмотренные выше плутоны Средней Азии, является полиформационным. В нем выделяются ранние безрудные гранитоиды ("собственно калбинские") и редкометаллоносные поздние калиевые и лейкократовые граниты ("монастырские"). Те и другие имеют свою жильную серию, геохимическую и металлогеническую специализацию. Здесь развиты редкометалльные гидротермалиты и пегматиты (Леонтьев, 1969).

Гранитоиды Калба-Нарымского плутона отличаются повышенными содержаниями всех редких щелочных металлов (см. табл. I). Наиболее четко это проявляется в породах лейкогранит-аляскитовой формации. Литий, рубидий и цезий содержатся приблизительно в одинаковых количествах в гранитах главной интрузивной, дополнительной и жильной фаз. Но при этом степень их концентрации возрастает в ряду $Rb - Li - Cs$.

В биотитовых гранитах гранитовой формации только литий содержится в количествах, равных породам лейкогранит-аляскитовой формации. Цезий очень незначительно превышает кларк, а рубидий не достигает кларковых значений. Различия между негибридизированными разностями гранитоидов обеих формаций заключаются не только в неодинаковом количественном содержании редких щелочных металлов, но и в разной величине их отношений. Обладая более высоким содержанием Li , Rb и Cs гранитоиды лейкогранит-аляскитовой формации в то же время характеризуются более низкими величинами Rb/Cs и K/Cs . Значения их в лейкократовых гранитах приблизительно в два раза меньше, чем в биотитовых гранитах. Гибридизированные и контаминированные разности гранитоидов гранитовой формации по всем вышеуказанным характеристикам более близки породам лейкогранит-аляски-

товой формации.

Среди рассмотренных территориально разобобщенных комплексов гранитоидов, приуроченных к перечисленным типам региональных структур, выделяются три группы, различающиеся как содержанием редких щелочных элементов, так и их индикаторными отношениями.

Исследователи, занимавшиеся изучением проблемы рудоносности гранитоидов Средней Азии, считают главнейшими для оценки их потенциальной металлоносности геохимический, минералогический и петрологический критерии. Под последним прежде всего подразумеваются фациальные условия застывания магмы (глубины становления массивов).

Анализ приведенных нами данных позволяет сделать вывод о первостепенном значении при размещении гранитоидов с различной концентрацией редких щелочных металлов определенных региональных типов структур, различающихся главным образом характером вертикальных движений в течение всего тектоно-магматического цикла, предшествующего гранитообразованию.

Гранитоиды, наиболее обогащенные всеми редкими щелочными элементами, оказываются приуроченными к эпимигеоантиклинальным поднятиям, образованным на орогенном эпигеосинклинальном этапе развития складчатых систем. Сюда относятся гранитоиды Калба-Нарымского и Зирабулак-Каракубинского ареалов. В этих же структурах наряду с редкометальными гидротермалитами локализованы и пегматиты.

Содержание лития в гранитоидах этой группы в среднем в два раза превышает кларковое, а цезия по сравнению с кларком увеличивается до 5-12 раз. Характерными являются низкие величины Rb/Cs и K/Cs . Для Rb/Cs они укладываются в интервал от 5 до 24, для K/Cs - от 624 до 5,085. Именно в пределах этих ареалов в тесной пространственной ассоциации с гранитоидами развиты редкометальные пегматиты и гидротермалиты.

Вторую группу составляют гранитоиды, приуроченные к орогенному поднятию, сформированному на месте стабильного срединного массива (Куряминская зона). Так же, как гранитоиды предыдущей группы, они характеризуются повышенным (почти в 4 раза по сравнению с кларком) содержанием цезия и низкими значениями Rb/Cs и K/Cs . Отличает их также низкое содержание лития, составляющее лишь половину его кларковой величины. В целом же для этой зоны отмечаются черты комплексной $Mo-W-As-Au$ железорудной специализации. Отсутствие здесь рудопроявлений редкометальных пегматитов, на наш взгляд, объясняется чрезвычайно широким развитием эффузивов, содержащих, по данным ряда исследователей, повышенные концентрации редких щелочных металлов (Урунбаев и др., 1967; Далимов и др., 1971). С одной стороны, это является показателем региональной геохимической специализации в отношении Li, Rb, Cs в этой зоне. С другой стороны, высокая подвижность и интенсивная эффузивная деятельность, предшествующие проявлению позднегерцинского интрузивного магматизма, по-видимому, способствует площадному рассеиванию редких щелочных металлов, тем самым препятствуя в итоге образованию их рудных концентраций в свя-

зи с последующим гранитоидным магматизмом. Отрицательное влияние тектонической подвижности геосинклинальных поднятий на образование эндогенной редкометалльной минерализации уже отмечалось ранее (Волочкович, 1971).

Гранитоиды, характеризующиеся наименьшим содержанием Li, Rb и Cs , приурочены к орогенным поднятиям, сформированным либо на месте миогеосинклинального прогиба (Северо-Нуралинский ареал), либо на месте подвижного срединного массива, испытавшего в период, предшествовавший орогенезу, интенсивное погружение (Чаткало-Нарынский массив). Из редких щелочных металлов только рубидий содержится в них в кларковом количестве. Содержание лития и цезия в 1,5–2,5 раза ниже кларкового. Резко изменяются соотношения самих редких щелочных металлов. Так, Rb/Cs в биотитовых гранитах главной фазы равно 96–100, а K/Cs – 16230–18000.

ВЫВОДЫ

Итак, наиболее благоприятными структурами для локализации гранитоидов с повышенными концентрациями редких щелочных металлов, а также их рудопроявлений являются орогенные поднятия, наложенные на миогеосинклинали. К моменту магмо- и рудообразования данные структуры претерпевают наиболее продолжительное и активное воздымание. Большая часть развитых здесь гранитов и редкометалльных пегматитов тяготеет к крупным разломам, вдоль которых нередко вытягиваются тела основных магматических образований. В аналогичных структурах, но с интенсивным вулканизмом на орогенном этапе, собственно эндогенных месторождений редких металлов не образуется, несмотря на повышенное содержание некоторых из них в гранитоидах. Менее благоприятными из числа рассмотренных являются орогенные поднятия, образованные на месте миогеосинклинальных прогибов, либо мобильных срединных массивов. Развитые в их пределах гранитоиды, включая и наиболее кислые разновидности, обеднены Li, Rb, Cs по сравнению с кларковыми величинами в среднем в два раза.

Восходящие движения литосферы обычно связывают с глубинными процессами в верхней мантии или в основании земной коры, в той или иной мере сопровождающимися формированием гранитно-метаморфического слоя. Данный процесс, по всей видимости, сопровождается выносом мантийными растворами ряда редких щелочных металлов, о чем свидетельствуют данные ряда исследователей (Маракушев, Перчук, 1972; Лутц, 1975). Способность редких щелочных элементов концентрироваться в кислых магматических производных способствует их накоплению в "сиалическом" слое коры. Чем продолжительнее и чаще данные процессы в пределах какого-либо участка литосферы, тем более здесь благоприятны условия для образования наиболее кислых эвтектоидных производных гранитовых расплавов, обогащенных редкими щелочами. Процесс повторной тектоно-магматической активизации или эпигеосинклинального орогенеза способствует, во-первых, дополнительному выносу редких элементов из глубин и, во-вторых, извлечению их из сиалического слоя, в том числе из гранитов, при миграции растворов к поверхности. Именно такая ситуация возникает в заключительную стадию

развития складчатой области в пределах эпимигеоантиклинальных поднятий. Парагенетическая связь поясов гранитов с повышенным содержанием против кларка Li , Rb , Cs и редкометалльных пегматитов с дайками пород основного состава свидетельствует как раз об общем "глубинном" стимуляторе данных образований.

Разрушение сиалического слоя в предорогенную эпоху, фиксирующееся погружением литосферы, а также интенсивный вулканизм отрицательно сказываются на процессе концентрации редких щелочных металлов в гранитах.

В.И. Хоханов,
К.А. Волочкович,
Э.Ф. Минцер,
Г.Н. Нечелюстов

ОСНОВНЫЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ВИСМУТОВОГО ОРУДНЕНИЯ В ПАЛЕЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ ТЯНЬ-ШАНЯ И КАЗАХСТАНА

При изучении пространственного размещения оруденения того или иного типа следует выделять три объективно существующих вида закономерностей: 1 - регионально-геологические, определяющие связь металлогенических зон с крупными региональными структурами подвижного пояса и этапами его развития; 2 - формационные, определяющие связь рудопроявлений с определенными магматическими комплексами и их формациями; 3 - структурные, рассматривающие связь магматических формаций и рудопроявлений с локальными структурными элементами.

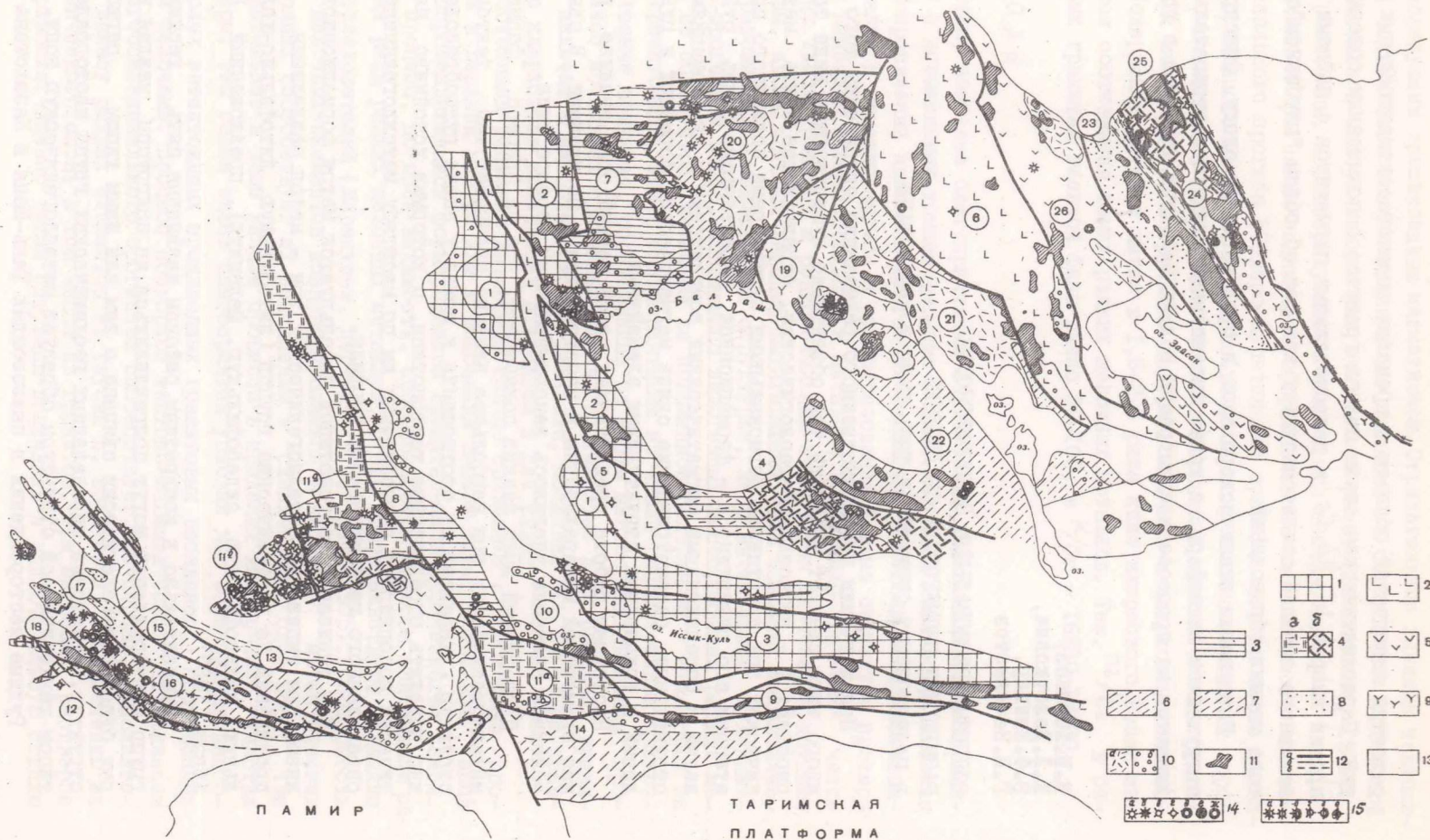
Настоящая работа представляет собой первый опыт анализа размещения висмутовой минерализации в пространстве и во времени. В связи с чем основное внимание уделялось закономерностям первого типа.

Проведенный выше анализ показывает, что на процесс формирования металлогенических зон наибольшее влияние оказывает тип тектонических структур и характер их соотношения к моменту эпохи рудообразования. Можно выделить определенные тектонотипы, с которыми устойчиво парагенетически ассоциируют равнозначные им по масштабу металлогенические зоны определенного геохимического профиля.

При типизации тектонотипов используется метод формационного анализа, при типизации металлогенических зон - метод разделения рудных проявлений на геохимические группы (лиитофильную, лиитофильно-халькофильную, халькофильную, сидерофильную, щелочную), предложенный В.В. Ивановым (1967).

Применительно к конкретным районам названные пять геохимических групп месторождений могут подразделиться на подгруппы, каждая из которых будет парагенетически связана с тем или иным типом региональных структур. Сочетание определенных геохимических групп месторождений с типом тектонической структуры образует металлогеническую зону.

Рудные месторождения в палеозоидах Тянь-Шаня и Казахстана принад-



Фиг. I. Схема размещения типов висмутового оруденения в структурах западной части Центрально-Азиатского пояса (Тянь-Шань, Казахстан, Алтай)

Каледониды: I - срединные массивы; 2 - эвгеосинклинали без расчленения; 3 - миогеосинклинали без расчленения. **Герциниды:** 4 - срединные массивы (а - с терригенно-карбонатным чехлом, б - с терригенно-вулканогенным чехлом); 5 - эвгеосинклинали без расчленения; 6 - миогеосинклинали без расчленения; 7 - миогеосинклинали прогибы; 8 - геосинклинальные поднятия; 9 - хемизвгеосинклинали прогибы (с базальт-диаритовым вулканизмом); 10 - главные орогенные впадины (а - выполненные вулканогенными формациями, б - выполненные терригенными формациями); 11 - интрузии гранитоидов верхнепалеозойского возраста (без расчленения); 12 - основные границы и тектонические разрывы (а - границы структур, совпадающие с разломами; б - зоны смятия, в - условные границы); 13 - мезо-кайнозойские депрессии; 14 - точки проявления типов висмутового оруденения (а - висмут-касситерит-вольфрамитовый, б - висмут-пирротин-халькопиритовый тип, в - висмут-халькопирит-сфалеритовый подтип висмут-полиметаллического типа, г - висмут-галенитовый подтип висмут-полиметаллического типа, д - висмут-борнит-халькопиритовый тип, е - висмут-колчеданный тип, ж - висмут-арсеносульфидный; 15 - точки, где типы висмутового оруденения сочетаются: а) висмут-касситерит-вольфрамитовый с висмут-пирротин-халькопиритовым; б) висмут-касситерит-вольфрамитовый с висмут-халькопирит-сфалеритовым подтипом висмут-полиметаллического типа; в) висмут-пирротин-халькопиритовый с висмут-арсеносульфидным; г) висмут-халькопирит-сфалеритовый подтип с висмут-галенитовым подтипом висмут-полиметаллического типа; д) висмут-галенитовый подтип висмут-полиметаллического типа с висмут-борнит-халькопиритовым; е) висмут-колчеданный с висмут-галенитовым подтипом висмут-полиметаллического типа.

Названия тектонических структур:

I. Казахстано-Тяньшаньская складчатая область с первичными геосинклиналями (Pt-R), заложенными на коре континентального типа (за исключением эвгеосинклиналей). Каледониды: I - Чуйско-Мушкунский срединный массив; 2 - Атасу-Бурунтауский срединный массив; 3 - Иссык-Кульский срединный массив; 4 - Текелийская миогеосинклинали; 5 - Чубалхашская эвгеосинклинали; 6 - Чингизская эвгеосинклинали; 7 - Моинты-Успенская миогеосинклинали; 8 - Каратау-Талаская миогеосинклинали; 9 - Сарыджазская миогеосинклинали; 10 - Киргизская эвгеосинклинали. Регенерированные герциниды: II - Срединно-Тяньшаньский срединный массив: а) Каратау-Чаткало-Нарынская зона с каледонским фундаментом, б) Кураминская зона с докембрийским фундаментом; 12 - Байсунский срединный массив; 13 - Южно-Ферганская эвгеосинклинали; 14 - Атбашинско-Джангджирская эвгеосинклинали зона; 15 - Наратау-Маттайская миогеосинклинали; 16 - Заравшано-Гиссарская миогеосинклинали; 17 - Туркестанская геосинклинали; 18 - Гиссаро-Каратегинская геосинклинали; 19 - Кзыл-Талькуламская хемизвгеосинклинали; 20 - Токрау-Айнасульская миогеосинклинали; 21 - Калмак-Эмельская миогеосинклинали; 22 - Лепсы-Саркандская миогеосинклинали.

II. Монголо-Алтайская складчатая область с первичными (Pt-Сп, -0₁) геосинклиналями, заложенными на коре переходного типа. Регенерированные герциниды. 23 - Прииртышская геосинклинали; 24 - Рудно-Дноалтайская хемизвгеосинклинали; 25 - Алейский срединный массив с каледонским фундаментом.

III. Зайсао-Гобийская складчатая область, заложенная в P₂I-2, на коре океанического типа. 26 - Зайсанская эвгеосинклинали.

лежат. главным образом, к верхнепалеозойской металлогенической эпохе. Поэтому анализ региональных тектонических структур, контролирующих оруденение, производился по отношению ко времени, синхронному данному рудообразованию.

Висмутовая минерализация проявляется в рудах месторождений практически всех генетических классов и рудных формаций, но представлена сравнительно небольшим кругом минеральных ассоциаций, определяющих промышленную ценность руд на висмут. Это позволило выделить следующие минеральные типы висмутового оруденения: висмут-касситерит-вольфрамитовый, висмут-пирротин-халькопиритовый, висмут-полиметаллический, висмут-борнит-халькопиритовый, висмут-колчеданный, висмут-арсеносульфидный, висмут-арсенидный, золото-висмутовый (Минпер и др., 1975). Основными промышленно-важными на сегодняшний день являются первые три.

Авторы проанализировали связь типов висмутовой минерализации с рудными формациями и геохимическими группами месторождений (фиг. I). Это послужило основой для выявления региональных закономерностей размещения типов висмутовой минерализации.

В западной части Центрально-Азиатского пояса (Алтай, Казахстан, Тянь-Шань) можно выделить следующие геохимические группы оруденения и проявленные в них типы висмутовой минерализации. (табл. I).

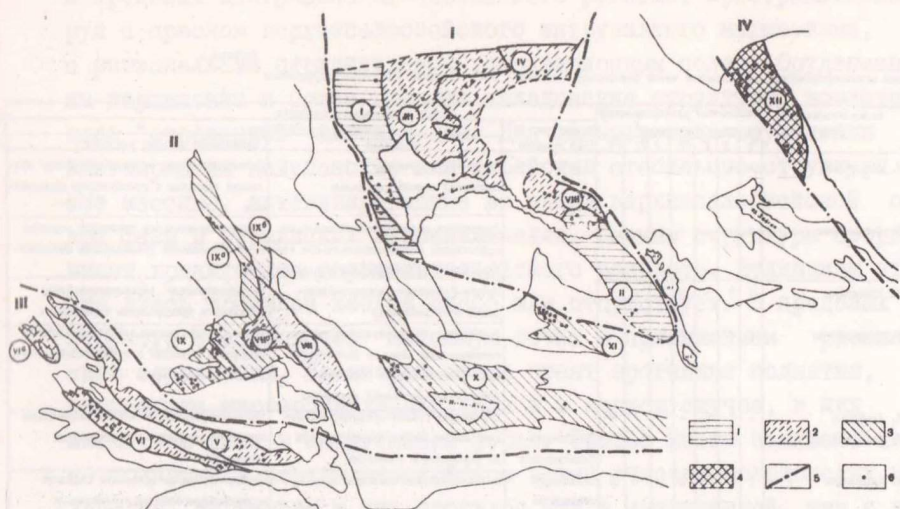
Литофильная группа. Преобладает висмут-касситерит-вольфрамитовый тип минерализации (Bi, Sn, W, Mo ; Атасуйская, Лепсинская металлогенические зоны).

Литофильно-халькофильная группа. Преобладает либо висмут-касситерит-вольфрамитовый и висмут-пирротин-халькопиритовый типы минерализации ($Bi, Sn, W, Mo-Bi, W, Cu$; Успенская и Токраусская металлогенические зоны), либо висмут-пирротин-халькопиритовый и висмут-арсеносульфидный типы минерализации ($Bi, W, Cu, Ni, Co-Bi, As, Au, Co, Ni$; Алайская, Зеравшанская, Саянская металлогенические зоны).

Халькофильная группа. Преобладает висмут-полиметаллический тип минерализации (Bi, Zn, Cu, Pb). Резко подчиненное значение имеют висмут-пирротин-халькопиритовый, висмут-борнит-халькопиритовый, висмут-арсеносульфидный типы (Кураминская, Чаткало-Каратаусская, Северо-Киргизская, Текелайская металлогенические зоны).

Сидерофильно-халькофильная группа. Резко преобладает висмут-колчеданный тип, встречается висмут-полиметаллический (медно-колчеданный- Bi, Cu, Zn, Pb и полиметаллические - Bi, Pb месторождения; Рудно-Алтайская металлогеническая зона).

В табл. I дан перечень металлогенических зон и особенностей их структурного положения. В табл. 2 приведен более подробный анализ приуроченности минеральных типов висмутового оруденения к тектоническим элементам складчатых областей. В табл. 3 приведен перечень наиболее перспективных типов структур на висмутовое оруденение. Как видно из табл. I, 2 и карты (фиг. I, 2), для различных минеральных типов висмутового оруденения благоприятны следующие типы тектонических структур.



Фиг. 2. Схема размещения металлогенических зон с висмутовой минерализацией в западной части Центрально-Азиатского пояса

Металлогенические зоны: I - литофильные; 2 - литофильно-халькофильные; 3 - халькофильно-сидерофильные; 4 - сидерофильно-халькофильные; 5 - условные границы мегазон; 6 - точки минерализации (без расчленения на типы). Названия металлогенических зон. Литофильные с преобладанием висмут-касситерит-вольфрамитового типа висмутового оруденения: I - Атасуйская; II - Лепсинская. Литофильно-Халькофильные с преобладанием висмут-касситерит-вольфрамитового, висмут-пирротин-халькопиритового и висмут-арсеносульфидного типов; III - Успенская; IV - Токраусская; V - Алайская; VI - Зеравшанская; VII - Таласская; VIIa - Покемская; VIII - Саянская. Халькофильные с преобладанием висмут-халькопирит-сфалеритового и висмут-галенитового подтипов висмут-полиметаллического типа. IX - Кураминская; IXa - Чаткало-Каратаусская; IXб - Малокаратаусская; X - Северо-Киргизская; XI - Текелийская. Сидерофильно-халькофильные с преобладанием висмут-колчеданного типа. XII - Рудно-Алтайская. Мегазоны: I - Центрально-Казахстанская с преобладанием литофильных и литофильно-халькофильных зон; II - Южно-Казахстанская с преобладанием халькофильных металлогенических зон; III - Южно-Тяньшаньская с литофильно-халькофильными металлогеническими зонами арсеносульфидного профиля; IV - Алтайская с халькофильно-сидерофильными металлогеническими зонами.

Таблица I

Специализация металогеогенических зон западной части Центрально-Азиатского пояса по типам висмутового оруденения

Геохимическая группа	Металогеогенические зоны	Количество рудопроявлений по типам оруденения ¹						Структуры I-го порядка	Типы региональных структур		
		I ²	II	III	IV	V	VI		Структуры II-го порядка		
									документ	Синхронные палеопроцессу	
Литофильная	I. Атауская	12	-	-	-	-	-	Атаусо-Бурунтауский	Средний массив каледонид	Активизированные верхнепалеозойские орогенные поднятия с гранитоидным магнетизмом	
	2. Лепсинская	4	-	-	-	-	-		Герцинские среднепалеозойские, преимущественно многоосициклинальные зоны Джунгария, на дорйейском основании	Эпигеосинклиналиные орогенные поднятия с незначительным гранитоидным магнетизмом	
	3. Успенская	8	3	-	3	I	-		Монгты-Успенская многоосициклинальная зона каледонид	Активизированные верхнепалеозойские поднятия с гранитоидным магнетизмом	
Литофильно-халькофильная	4. Токрауская	8	4	-	6	3	-	Кавказостан-Тиньванская складчатая система на коре континентального типа	Герцинские преимущественно многоосициклинальные зоны на каледонском многоосициклинальном основании. Интенсивный орогенный вулканизм	Эпигеосинклиналиные верхнепалеозойские орогенные поднятия с гранитоидным магнетизмом и вулканизмом	
	5. Алайская	-	7	-	-	-	6		Каледонская многоосициклиналь	Эпигеосинклиналиные верхнепалеозойские орогенные поднятия с гранитоидным магнетизмом	
	6. Зеравшанская	-	-	-	-	-	-		Тиньванская (ниже-среднепалеозойские) многоосициклинальные прогибы на дорйейском основании	Активизированное орогенное поднятие с верхнепалеозойским гранитоидным магнетизмом	
	7. Таласская	I	2	-	2	I	-		3	Каледонская многоосициклиналь	Орогенное верхнепалеозойское поднятие с гранитоидным магнетизмом
	7 ^в . Покемовая	2	-	-	2	I	-		-	Поднятый слой герцинского среднего массива с карбонатно-терригенным чехлом	Орогенное верхнепалеозойское поднятие с гранитоидным магнетизмом
	8. Саянская	-	4	-	-	I	-		2	Герцинский (верхнепалеозойский) Казань-Телькуламский хемизгеосинклиналиный прогиб на дорйейском основании	Эпигеосинклиналиная орогенная впадина с незначительным гранитоидным магнетизмом и интенсивным вулканизмом
Халькофильная	9. Кураминская	-	-	II	2I	-	-	3	Средний массив герциид с байкальским фундаментом, перекрытым вулканическим чехлом	Вулканические верхнепалеозойские впадины с интенсивным гранитоидным магнетизмом и вулканизмом	
	9 ^в . Четкыло-Каратауская	-	I	-	II	-	-	I	Средний массив герциид с каледонским фундаментом, перекрытым карбонатно-терригенным чехлом	Верхнепалеозойские орогенные поднятия с незначительным гранитоидным магнетизмом	
	9 ^д . Малокаратауская	-	I	-	2	-	-	-	Каледонская загэосинклиналиль	Активизированная верхнепалеозойская впадина с незначительным магнетизмом	
	10. Северо-Киргизская	2	I	I	I	7	-	-	Средний массив каледонид	Орогенные верхнепалеозойские прогибы с незначительным гранитоидным магнетизмом и интенсивным вулканизмом	
	11. Токмакская	I	I	-	I	4	-	-	Каледонская многоосициклиналь	Активизированные средне-верхнепалеозойские поднятия и впадины с гранитоидным магнетизмом и интенсивным вулканизмом	
Сидерофильно-халькофильная	12. Рудно-Алтайская	-	-	-	26	-	18	-	Монголо-Алтайская складчатая система на фундаменте переходного типа	Герцинский среднепалеозойский хемизгеосинклиналиный прогиб на каледонском основании	Орогенные верхнепалеозойские поднятия с интенсивным базальт-диабазитовым вулканизмом

¹ Типы висмутового оруденения: I - висмут-квасцериит-вольфрамитовый; II - висмут-пирротин-халькопиритовый; III - висмут-халькопирит-офелеритовый подтип висмут-полиметаллического типа; IV - висмут-геленитовый подтип висмут-полиметаллического типа; V - висмут-борнит-халькопиритовый; VI - висмут-колчеданый; VII - висмут-арсеносульфидный; VIII - висмут-арсенийный; IX - золото-висмутый

Висмут-касситерит-вольфрамитовый тип отмечается главным образом в пределах Центрально-Казахстанского региона, пространственно ассоциируя с ореолом верхнепалеозойского интрузивного магматизма, а также с региональным отрицательным гравитационным полем. Оруденением охвачены герцинские и более древние каледонские структуры, вовлеченные в процесс "отраженной" активизации. Для данного типа оруденения наиболее благоприятны каледонские или рифейские стабильные структуры - срединные массивы, активизированные во время верхнепалеозойской орогенической фазы в герцинских геосинклиналях. Данные структуры прорваны интрузиями гранитоидов верхнепалеозойского возраста. Вулканизм этого возраста здесь проявлен весьма слабо или отсутствует. В пределах подобных структур сосредоточен максимум точек с проявлением рассматриваемого типа оруденения. На втором месте стоят орогенные поднятия, охватившие герцинские миогеосинклинали. Как и в первом случае, в них проявлен магматизм лишь в интрузивной форме. Третье место занимает незначительно поднятые в верхнепалеозойское время участки каледонских миогеосинклиналей. Магматизм в них проявлен как в интрузивной, так и в эффузивной (незначительно) форме.

Висмут-пирротин-халькопиритовый тип распространен в основном в Южно-Тяньшаньской герцинской зоне, где он сосредоточен в орогенных поднятиях, наложенных на миогеосинклинали. Магматизм здесь проявлен весьма умеренно и лишь в интрузивной форме. На втором месте стоят Центрально-Казахстанские и Северо-Тяньшаньские каледонские миогеосинклинали, охваченные в верхнем палеозое процессом "отраженной" активизации, с которой и связано оруденение. Магматизм проявлен в интрузивной и незначительно в эффузивной форме. Примечательна пространственная связь данной минерализации с зонами глубинных разломов, разграничивающих региональные структуры.

Висмут-полиметаллический тип приурочен к каледонским и герцинским структурам, тяготея к зонам, испытывавшим в дорудное или рудное время интенсивный орогенный вулканизм. Наиболее благоприятны для оруденения стабильные зоны - срединные массивы герцинид, вовлеченные в умеренное орогенное воздымание. Исключение составляет Кураминская зона, где в орогенное время имело место интенсивное погружение срединного массива. Подчиненное положение имеют срединные массивы каледонид, вовлеченные в процесс "отраженной" активизации, сопровождающейся магматизмом, главным образом в эффузивной форме. Следует отметить, что висмут-халькопирит-сфалеритовый подтип проявляется исключительно в пределах Кураминского герцинского срединного массива, для которого характерно интенсивное погружение в верхнем палеозое, интенсивный орогенный вулканизм.

Висмут-борнит-халькопиритовый тип не имеет четкой приуроченности к какому-либо типу структур, сосредоточиваясь главным образом в пределах Центрально-Казахстанского района.

Висмут-колчеданный тип оруденения обнаруживает четкую приуроченность к Рудно-Алтайской герцинской хемизвгеосинклинали, где сосредото-

Таблица 2

Зависимость распределения минеральных типов висмутового оруденения от элементов тектонических структур геосинклинальных областей западной части Центрально-Азиатского пояса

Возраст	Типы тектонических структур ¹		Геохимические группы						
			Литофильная	Литофильно-халькофильная	Халькофильная			Халькофильно-сидерофильная	
	Дорудные	Синхронные вулканическому процессу	Количество рудопроизведений по минеральным типам висмутового оруденения ²						
I			II	III	IV	V	VI	VII	
			Bi, Sn, W, Mo	Bi, W, Cu	Bi, As, Au	Bi, Zn, Cu	Bi, Zn, Cu	Bi, Pb	Bi, Pb, Zn, Cu
Кале-дониды	Срединные массивы	Поднятия	I2	-	-	-	-	-	-
		Прогибы с вулканизмом	-	-	-	-	-	-	-
	Многосинклинали	Поднятия	2	I	-	-	I	I7	-
		Впадины	9	5	3	2	-	5	-
Эпигеосинклинали	Поднятия	-	-	-	-	-	-	-	
	Впадины	2	2	I	I	-	5	-	
Герци-ниды	Срединные массивы	Поднятия	3	I	I	I	-	28	-
		Прогибы с вулканизмом	-	-	3	-	II	2I	-
	Геосинклинали	Поднятия	I	4	-	I	-	5	2
		Впадины	-	-	-	-	-	-	-
	Многосинклинали (в т.ч. Саянская муфта)	Поднятия	I2	27	2I	3	-	6	-
		Впадины	-	-	-	2	-	I	-
		Поднятия	-	-	-	-	-	3	-
		Впадины	-	-	-	-	-	-	-
Хемивиссинклинали	Поднятия	-	-	-	-	-	26	18	
	Впадины	-	-	-	-	-	-	-	

¹ В области наделонской складчатости орогенные структуры, синхронные верхнепалеозойскому вулканическому процессу, относятся к типу дейтероорогенных; в области герцинской складчатости - к типу орогенных эпигеосинклинальных.

² Типы оруденения те же, что в табл. 1.

Таблица 3

Наиболее перспективные для висмутового оруденения структуры в западной части Центрально-Азиатского пояса

Возраст	Перспективные типы структур	Наиболее распространенный тип оруденения ¹	Количество рудопроизведений по типам висмутового оруденения						
			I	II	III	IV	V	VI	VII
Кале-дониды	Верхнепалеозойские дейтероорогенные структуры на средних массивах	I	I2	-	-	-	-	-	-
	а) поднятия		-	-	-	-	-	-	-
	б) впадины (с вулканизмом)	I7	2	I	I7	-	-	-	
	Верхнепалеозойские дейтероорогенные поднятия на многосинклиналях	I, II	9	5	-	5	2	-	3
Герци-ниды	Орогенные поднятия на средних массивах	I7	3	I	-	28	I	-	I
	Орогенные впадины с вулканизмом на средних массивах	III, IV	-	-	II	2I	-	-	3
	Орогенные поднятия на многосинклиналях	I, II, VII	I2	27	-	6	3	-	2I
	Орогенные поднятия на хемивиссинклиналях	IV, VI	-	-	-	26	-	-	18

¹ Типы оруденения те же, что в табл. 1.

чены все его проявления. Данная структура является регенерированным геосинклинальным прогибом, заложеным в области каледонид с корой промежуточного типа. Оруденение связано с орогенными поднятиями. Магматизм проявлен в интрузивной и эффузивной форме.

Висмут-арсеносульфидный тип оруденения парагенетически ассоциирует с висмут-пирротин-халькопиритовым типом и сосредоточен в Южно-Тяньшаньском герцинском поясе, располагаясь на орогенных поднятиях, наложенных на миогеосинклинали.

Рассматривая в целом региональную металлогеническую зональность западной части Центрально-Азиатского пояса, можно отметить намечающиеся концентрические мегазоны с центром в районе Центрального Казахстана (см. фиг. 2). Так, в Центрально-Казахстанской металлогенической мегазоне исключительно развиты литофильные и литофильно-халькофильные металлогенические зоны: Атасуйская, Лепсинская, Успенская, Токраусская, Саянская, где ведущее значение имеют висмут-касситерит-вольфрамитовый и висмут-пирротин-халькопиритовый типы висмутового оруденения. К юго-западу и югу от этой мегазоны располагается более халькофильная Южно-Казахстанская мегазона, где сосредоточены исключительно халькофильные металлогенические зоны с ведущим висмут-полиметаллическим типом висмутового оруденения: Кураминская, Чаткало-Каратаусская, Северо-Киргизская, Текелийская зоны. Еще южнее располагается Южно-Тяньшаньская мегазона, где сосредоточены литофильно-халькофильные металлогенические зоны. Здесь преобладают висмут-пирротин-халькопиритовый и висмут-арсеносульфидный типы оруденения - Алайская, Зеравшанская зоны. Наконец на самом востоке располагается Алтайская мегазона сидерофильно-халькофильного геохимического профиля, где развит исключительно висмут-колчеданный тип оруденения.

Отмеченная зональность, по-видимому, вызвана не особенностями строения отдельных региональных структур, а предопределена какими-то более общими свойствами коры, отражая, во-первых, ее геохимическую первичную неоднородность, и, во-вторых, разный тип строения. Так, Центрально-Казахстанская и Южно-Тяньшаньская мегазоны располагаются в пределах наиболее мощной коры континентального типа. Первичные геосинклинали складывались здесь на архей-протерозойском гранитно-метаморфическом слое. Геосинклинальный ниже-среднепалеозойский режим, как и рифей-протерозойский, характеризовался преимущественным развитием миогеосинклиналей и появлением уже на ранних этапах развития гранитоидных формаций.

Арсеносульфидный характер минерализации в Южно-Тяньшаньской мегазоне возможно вызван более мобильным тектоническим режимом развития данной области по сравнению с Центрально-Казахстанской, проявившимся в линейном расположении структур, наличии многочисленных глубинных разломов и пр. Не исключена и первичная геохимическая специализация данного участка коры, о чем говорилось выше.

Южно-Казахстанская, более халькофильная мегазона, хотя и располагается в пределах той же Казахстано-Тяньшаньской складчатой области

с корой континентального типа, но отличается от описанных выше районов большим развитием эвгеосинклинальных зон, т.е. менее мощным гранитно-метаморфическим слоем, существовавшим в верхнем палеозое перед эпохой рудообразования.

Наконец, Алтайская мегазона с наиболее фемическим типом минерализации располагается в пределах структур, заложенных на коре переходного типа. Детализация рассмотренных вопросов – предмет дальнейших исследований.

Суммируя данные, полученные в результате анализа закономерностей пространственного и временного размещения висмутового оруденения в западной части Центрально-Азиатского пояса, можно прийти к следующим выводам.

1. В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса основная металлогеническая эпоха, с которой связано висмутовое оруденение-верхнепалеозойская.

2. Висмутовая минерализация парагенетически связана с комплексами гранитоидов верхнего палеозоя, завершающих этап герцинского тектогенеза и нередко проникающих в раму герцинской области.

3. Висмутовая минерализация преимущественно развита в пределах складчатых областей, где первичные геосинклинали закладывались на коре континентального типа. В складчатых областях с корой переходного типа данная минерализация имеет подчиненное значение, а в складчатых областях с корой океанического типа – практически не проявлена.

4. Общей закономерностью является связь висмутового оруденения более литофильного типа с тектоническими структурами, испытывавшими активное воздымание перед эпохой магмо- и рудообразования. Необходимо, однако, отметить, что наиболее литофильные металлогенические зоны с редкометальными пегматитами, метасоматитами и гидротермалитами являются своего рода антагонистами металлогеническим зонам с висмутовой минерализацией.

5. Для висмутовой минерализации наиболее благоприятны синхронные оруденению орогенные поднятия, наложенные на дорудные структуры с умеренной мощностью гранитно-метаморфического слоя: срединные массивы, мигеосинклинали.

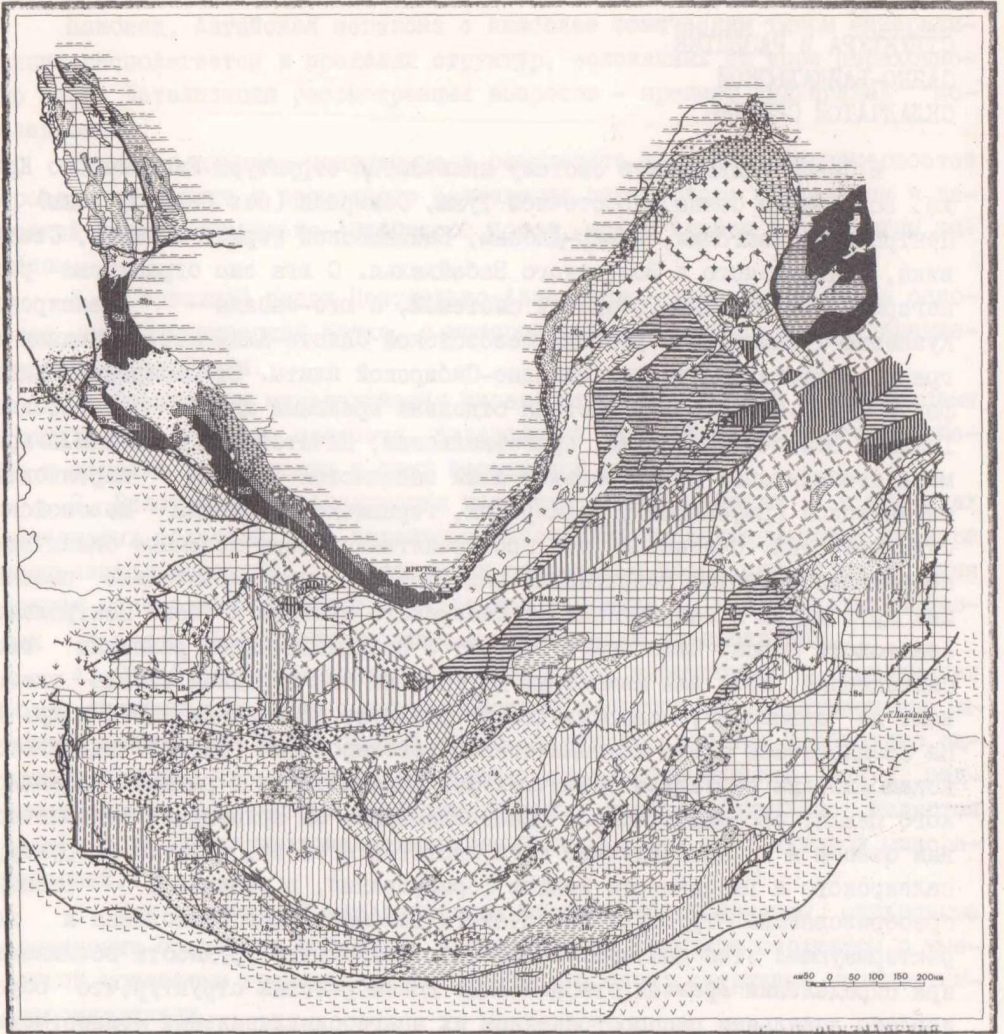
6. Для значительной части висмутовой минерализации (особенно для висмут-полиметаллического типа) большое значение имеет орогенный вулканизм (липаритовые формации), синхронный или предшествующий оруденению. С вулканическими орогенными структурами связаны Кураминская, Текелийская, Северо-Киргизская, Саякская, Рудно-Алтайская металлогенические зоны.

Б. С А Я Н О - Б А Й К А Л Ь С К А Я С К Л А Д Ч А Т А Я С И С Т Е М А

Е.Н.Алтухов

СТРУКТУРА И РАЗВИТИЕ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

В Саяно-Байкальскую систему включаются структуры Енисейского Края, Восточного Саяна и Восточной Тувы, Северной (без Озерной зоны) и Центральной Монголии, Хамар-Дабана, Байкальской горной области, Становика, Центрального и Восточного Забайкалья. С юга она ограничена раннегерцинской Зайсано-Гобийской системой, с юго-запада — салаирской Кузнецко-Тувинской, с востока-мезозойской Сихоте-Алинской; западная ее граница скрыта под чехлом Западно-Сибирской плиты. От Сибирской платформы Саяно-Байкальская система отделена краевыми швами — Татарским, Главным Восточно-Саянским, Прибайкальским, Ничатским и Становым. По времени стабилизации в Центральной Азии выделяются области карельской, байкальской (рифейской), салаирской, герцинской и иногда мезозойской складчатостей. Считается, что пространственно перечисленные складчатые сооружения образуют непрерывный ряд структур, последовательно сменяющих друг друга в направлении от Сибирского кратона к "оси" Центрально-Азиатского пояса. Чаще всего говорят о полициклическом развитии геосинклиналей, хотя для некоторых внутренних зон герцинид иногда указывают на "сквозное", моноциклическое развитие (Зоненшайн, 1972 и др.). На предлагаемой схеме тектонического районирования (фиг. I) выделяются докембрийские структуры различных фаз складчатости в рамках байкальского цикла, сформировавшиеся непосредственно за архейским тектоническим этапом и характеризующие этап прототектогенеза, а также структуры салаирского и герцинского этапов формирования, в различной степени преобразовавшие структуры складчатого докембрийского основания и характеризующие этап дейтеротектогенеза. Наибольшие трудности возникают при определении времени стабилизации докембрийских структур, что обусловлено локальным распространением их эпигеосинклинальных моласс. Между тем, геологические данные свидетельствуют о разновозрастности верхних границ геосинклинальных комплексов, участвующих в строении тех или иных структур. В этой связи, в случае отсутствия моласс, возраст стабилизации структур определяется условно по времени обособления остаточных геосинклинальных прогибов, которые относятся нами к раннеорогенным образованиям. Со временем обособления данных структур, как правило, совпадало массовое проявление синскладчатого магматизма, а также региональный метаморфизм, что косвенно указывает на начало орогенного этапа развития. В общем плане размещения различных зон байкалид намечается их закономерное омоложение при движении с севера на юг и с востока на запад. В зонах сопряжения Саяно-Байкальской системы с Сибирским кратоном



Фиг. I. Схема докембрийской тектоники Саяно-Байкальской складчатой системы. (Составил Е.Н. Алтухов).

Сибирская платформа: I - фундамент, 2 - плита. Саяно-Байкальская и краевая системы. Структуры, сформированные в процессе прототектогенеза (байкальская тектоническая эра). Доорогенные структуры с завершённым развитием: 3 - геосинклинальные прогибы; 4-5 - геосинклинальные поднятия (4 - остаточные, 5 - поздние); 6-7 - структуры с незавершённым развитием: 6 - геосинклинальные прогибы, 7 - геосинклинальные трюги; 8 - антиклинальные массивы, 9 - средние массивы (а - фундамент, б - чехол); 10 - перикратонная геосинклинальная зона; II - перикратонная геосинклинальная зона (а - блоки фундамента - краевые массивы, б - геосинклинальный комплекс); 12 - миеосинклинальная зона; 13 - перикратонное опускание. Протоорогенные: 14 - остаточные прогибы (а - в пределах геосинклинально-складчатых структур, б - в сингеосинклинальном чехле срединных массивов); 15 - краевой вулканический пояс; 16-17 - краевые прогибы, заложившиеся: 16 - в среднем рифе, 17 - в верхнем рифе; 18-20 - межгорные впадины и прогибы, заложившиеся: 18 - в нижнем рифе, 19 - среднем рифе, 20 - в верхнем рифе. Платформенные: 21 - чехол эпиперифейской платформы. Структуры, сформированные в процессе дейтеротектогенеза. Каледонская тектоническая эра: 22 - геосинклинальные прогибы; 23 - геосинклинальные трюги; 24 - внешние геосинклинальные прогибы; 25 - орогенные эпигеосинклинальные впадины, 26 - дейтероорогенные впадины и прогибы. Герцинская тектоническая эра: 27 - геосинклинальные прогибы; 28 - геосинклинальные трюги; 29 - внешние геосинклинальные прогибы; 30-31 - орогенные эпигеосинклинальные прогибы, впадины, вулканические пояса, заложившиеся: 30 - в нижней перми, 31 - в верхней перми (а), в перми без расчленения (б); 32-38 - дейтероорогенные впадины и прогибы, заложившиеся: 32 - в ордовике, 33 - в силуре, 34 - в нижнем девоне, 35 - в среднем девоне, 36 - в верхнем девоне, 37 - в нижнем карбоне, 38 - в среднем карбоне; 39 - предгорный прогиб, заложившийся в венде; 40 - кайнозойские впадины. Структуры обрамления Саяно-Байкальской системы: 41 - сахарские (а - автохтонные, б - аллохтонные), 42 - герцинские. Дивьюнктивы: 43 - краевые швы (а - ограничивающие дорифейский кратон, б - ограничивающие эпиперифейский континент); 44 - разломы между доорогенными структурами; 45 - разломы прочие.

Цифры на схеме обозначают названия доорогенных протерозойско-рифейских структур. Геосинклинальные прогибы: I - Протеросаянский, 2 - Скинский, 3 - Слюдянский, 4 - Орхонский, 5 - Мензиский, 6 - Дзагинский, 7 - Газимуро-Шилкинский, 8 - Амазаро-Нерчинский. Геосинклинальные трюги: 9 - Харальский, 10 - Енисейский, II - Ильчирский, 12 - Мульский, 13 - Шилкино-Ононский, 14 - Кунадейский. Геосинклинальные поднятия: 15 - Заангарское, 16 - Одурум-Шутхулайское, 17 - Хамар-Дабанское, 18 - Сангилен-Приаргунское (блоки: 18а - Сангиленский; 18б - Дзабаханский, 18в - Байдаринский, 18г - Среднеобийский, 18д - Керуленский, 18е - Приаргунский), 19 - Байкальское, 20 - Чуйско-Тонодско-Нечерское (20а - Чуйское, 20б - Тонодское, 20в - Нечерское), 21 - Малханское. Срединные массивы: 22 - Моклакан-Могочинский, 23 - Агинский, 24 - Баргузино-Витимский, 25 - Мульский, 26 - Гарганский, 27 - Кяхтинский. Геосинклинальные структуры краевой системы: 28 - Восточно-Енисейская миеосинклинальная зона, 29 - Присаянская геосинклинальная зона (краевые массивы или горст-антиклинальные поднятия: 29а - Шарьжалгайский, 29б - Бирюсинский, 29в - Кянский, 29г - Манский, 29д - Южно-Енисейский; грабен-синклинальные прогибы: 29е - Манский, 29ж - Бирюсинский, 29з - Урик-Тагульский, 29и - Ононский), 30 - Прибайкальская геосинклинальная зона.

выделяются структуры краевой системы.

Формирование структуры Саяно-Байкальской системы распадается на три крупнейших этапа - архейский, протерозойско-рифейский и фанерозойский. В течение архейского этапа сформировался континентальный блок - "кратон", границы которого достоверно не установлены.

Протерозойско-рифейский этап характеризовался преобразованием архейской коры в геосинклинальных условиях. К концу этого этапа сформировалась новая континентальная кора. От процессов геосинклинальной переработки сохранилась северная часть кратона, именуемая Сибирским кратоном.

Фанерозойский этап - этап трехкратной геосинклинальной регенерации в некоторых зонах Саяно-Байкальской системы, а также переработки других зон в дейтероорогенных условиях.

Считается общепризнанным своеобразие тектонических процессов раннедокембрийского времени, не повторявшихся в последующую геологическую историю Земли.

Об архейской тектонической истории в пределах рассматриваемой Саяно-Байкальской системы мало что известно. А.М.Смирнов и др. (1970), В.А. Шульдинер (1973) и другие приводят данные о существовании в архее крупных блоков с различной долей участия в их строении пород кислого и основного состава. Так, менее гранитизированные архейские образования ("курультино-гонамский" комплекс) распространены в восточной части системы - в Становой зоне, в Восточном Забайкалье (Моклаканский, Могочинский и другие выступы). Более гранитизированные блоки архейских пород известны в западных частях системы (Шарыжалгайский, Гарганский и др.).

Главным в тектоническом развитии Восточной Сибири в архее многие исследователи считают ослабление во времени вулканической деятельности, увеличение объема терригенного осадконакопления, расширение площадей относительных поднятий, нарастание тектонических контрастов (Смирнов и др., 1970 и др.).

Типы структур протерозойского (байкальского) этапа прототектогенеза

В начале протерозоя в геосинклинальное погружение вовлеклись лишь некоторые блоки фундамента Саяно-Байкальской системы, другие сохраняли стабильное положение, являясь областями размыва, и играли роль срединных или краевых массивов, к контурам которых приспособлялись сформировавшиеся геосинклинальные структуры.

Протерозойский этап распадается на ряд стадий, на рубежах которых в различных зонах Саяно-Байкальской системы фиксируется проявление тектоно-магматической активности, масштабы и интенсивность которой уменьшались во времени. Характерна для этого цикла тектонического развития резко проявленная асинхронность в возникновении и отмирании геосинкли-

нального и орогенного и возникновении платформенного режимов.

Геосинклинальные структуры. Выделяются собственно геосинклинальные прогибы, шовные геосинклинали или "троги", геантиклинальные поднятия, срединные массивы (фиг.2).

Геосинклинальные прогибы Саяно-Байкальской системы испытывали сквозное, реже прерывистое прогибание в течение всего или значительной части байкальского цикла, и процесс их формирования практически не зависел от фаз складчатости. Геантиклинальные поднятия, напротив, характеризовались сокращенным периодом развития, причем многие из них являются остаточными, конседиментационными (Волочкович и др., 1972); их обособление произошло в конце нижнего протерозоя, т.е. позже времени заложения первых геосинклинальных прогибов. Геосинклинальные "троги" развивались вдоль границ срединных массивов и геантиклиналей. К ним приурочены все наиболее крупные пояса ультрамафитов, а также щелочных пород.

В пределах рассматриваемой системы выделяются Амазаро-Нерчинский, Орхонский, Протеросаянский, Слюдянский, Газимуро-Шилкинский и Дзагинский геосинклинальные прогибы; Енисейский, Харальский, Ильчирский, Куналейский, Шилкинско-Ононский и Муйский геосинклинальные трюги; Заангарское, Одурум-Шутхулайское, Хамар-Дабанское, Малханское, Байкальское, Чуйско-Тонодско-Нечерское геантиклинальные поднятия, а также Сангилен-Приаргунская геантиклинальная зона; Муйский, Гарганский и др. срединные массивы. Строение формационных рядов этих структур отображено на фиг.3.

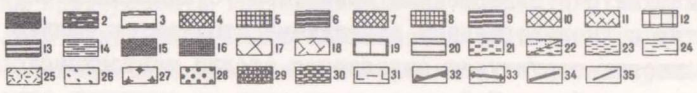
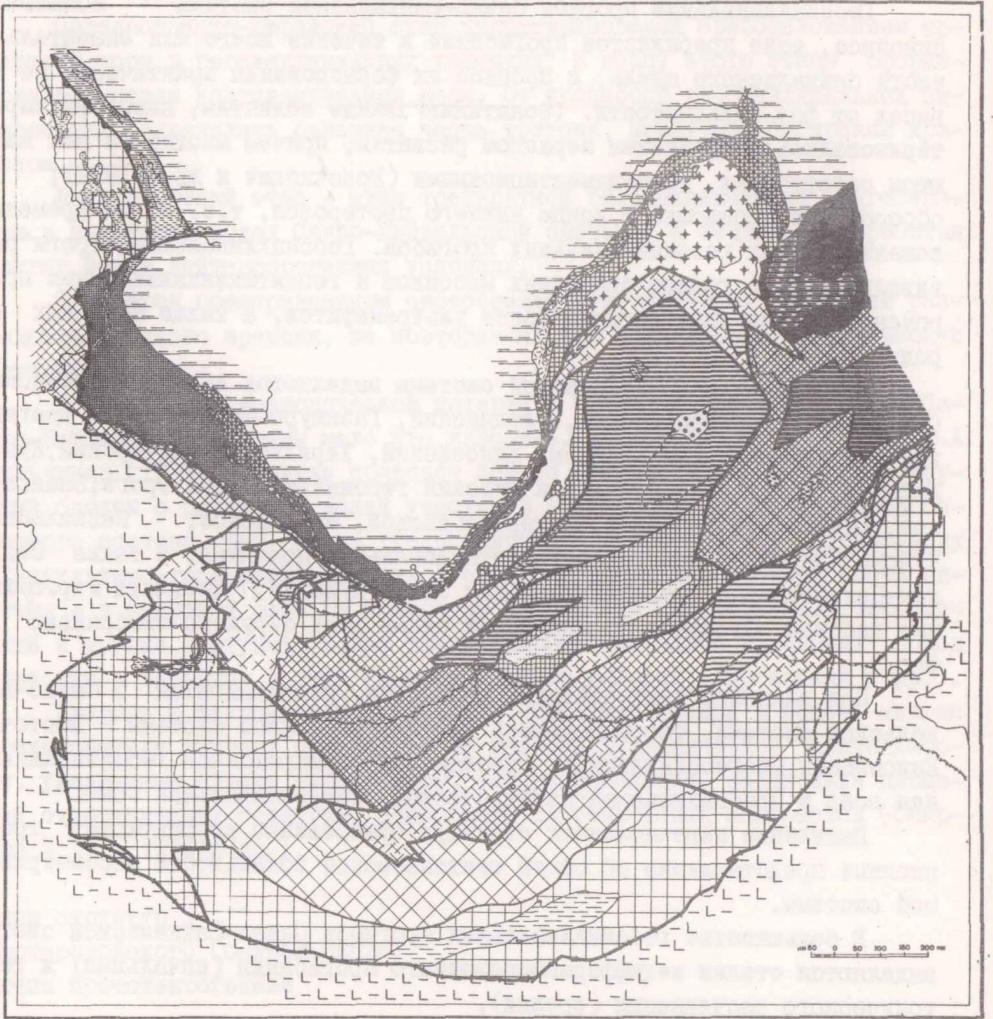
Под влиянием тектонических процессов, развивавшихся в Саяно-Байкальской системе, сформировались структуры краевой системы - Восточно-Енисейская миеосинклиналь, Присаянская перикратонная геантиклинальная зона и Прибайкальская перикратонная геосинклинальная зона.

Выявление перечисленных структур существенно корректирует традиционные представления об общей тектонической зональности рассматриваемой системы.

В большинстве геосинклинальных прогибов Саяно-Байкальской системы выделяются стадии недифференцированного прогибания (начальная) и тектонического расчленения (зрелая).

У структур с завершенным развитием устанавливаются обе стадии, у структур с "незавершенным развитием" отмечается только начальная стадия. Во многих структурах выделяется стадия тектонического покоя, что резко отличает Саяно-Байкальскую систему от типичных эвгеосинклиналей. Выделяются два основных интервала спада тектонической активности - в середине нижнего протерозоя и в среднем протерозое.

Среднепротерозойская стадия тектонического покоя имеет глобальное значение (Коржуев, 1973). Однако попытки рассматривать эту стадию в качестве квазиплатформенной представляются неудачными, так как данной стадии не предшествовала никакая-либо складчатость, характерная, как отмечают В.Е.Хайн и Ю.М.Шейнмань (1960) и др., для предплатформенной па-



Фиг.2. Схема тектоники Саяно-Байкальской системы в байкальском этапе (составил Е.Н. Алтухов)

Сибирская платформа: I - фундамент, 2 - перикратонное опускание, 3 - плита. Саяно-Байкальская и краевая системы. Структуры доорогенного этапа развития: 4-6 - область балтийской стабилизации (4 - геосинклинальные прогибы, 5 - геодантиклинальные поднятия, 6 - срединные массивы); 7-9 - область карельской стабилизации (7 - геосинклинальные прогибы, 8 - геодантиклинальные поднятия, 9 - срединные массивы); 10-13 - область альсонской стабилизации (10 - геосинклинальные прогибы, 11 - геосинклинальные трюги, 12 - геодантиклинальные поднятия и антиклинальные массивы, 13 - срединные массивы); 14 - миеосинклинальная зона, 15 - перикратонная геосинклинальная зона, 16 - перикратонная геодантиклинальная зона; 17 - 20 - область гринвильской стабилизации (17 - геосинклинальные прогибы, 18 - геосинклинальные трюги, 19 - геодантиклинальные поднятия, 20 - срединные массивы). Структуры орогенного этапа развития: 21-24 - остаточные геосинклинальные прогибы (21 - среднепротерозойские, 22 - нижнерифейские (а - в пределах геосинклинально-складчатых структур, б - в пределах сингеосинклинальных чехлов срединных массивов), 23 - средне- и средне-верхнерифейские, 24 - верхнерифейско-вендские), 25 - краевой вулканический пояс; 26-28 - межгорные (наложенные) впадины и прогибы, заложившиеся: 26 - в нижнем рифее, 27 - в среднем рифее, 28 - в верхнем рифее; 29-30 - краевые прогибы (29 - средне-верхнерифейские, 30 - верхнерифейские); 31 - структуры обрамления Саяно-Байкальской системы без расчленения; 32-35 - разломы (32 - краевой шов, ограничивающий Сибирскую платформу, 33 - краевой шов, ограничивающий рифейский континент, 34 - глубинные разломы, разграничивающие области разновозрастной стабилизации, 35 - разломы между региональными структурами).

узы. По этой же причине ошибочно относят к квазиplatformенной стадии развития нижнепротерозойскую эпоху накопления карбонатных толщ в структурных зонах юго-западного обрамления Сибирской платформы (дербинское время) и более справедливо, вероятно, нижнерифейскую эпоху формирования песчаников, кварцитов и высокоглиноземистых пород тепторгинской серии в пределах Чуйско-Тонодско-Нечерской зоны. Примечательно, что в стадии тектонического покоя пребывали лишь относительно небольшие по площади структуры, тогда как распространение платформенного режима следовало бы ожидать на гораздо больших пространствах.

Зоны, где стадия тектонического расчленения геосинклинали не проявлена, испытывали сквозное прогибание в течение всего геосинклинального этапа и соответственно характеризовались незавершенным развитием в байкальском цикле. Крупнейшей структурной единицей Саяно-Байкальской системы с таким незавершенным развитием в докембрии является Монголо-Амурская область (Амантов, Матросов, 1961).

Крупной геосинклиналью с незавершенным развитием является Харальско-Слюдянская.

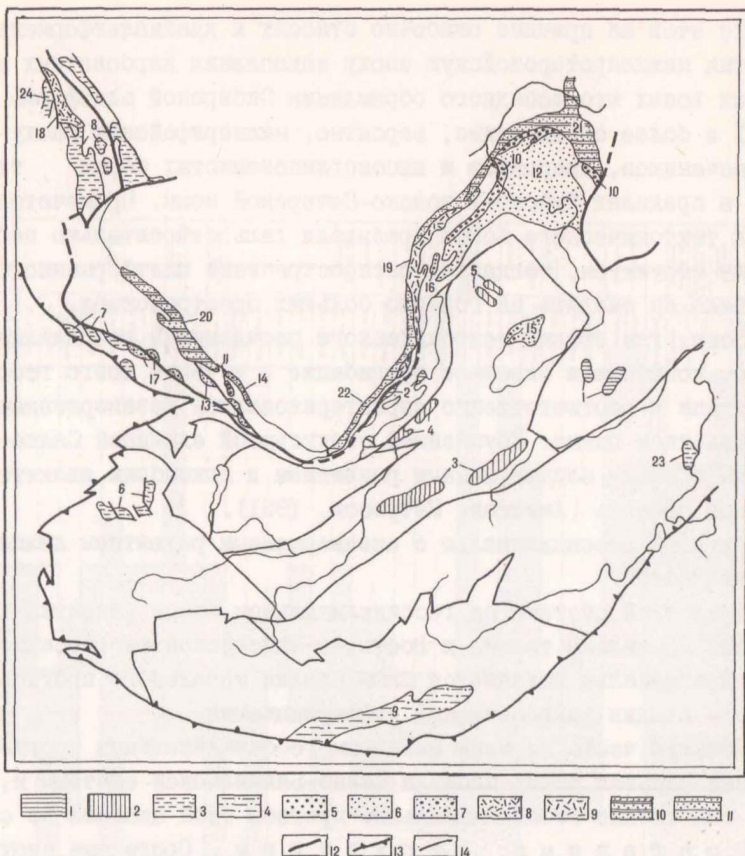
В краевой системе на геосинклинальном этапе развития четкая стадийность проявлена только в Восточно-Енисейской многогеосинклинальной зоне. В Прибайкалье выделяется лишь стадия начального прогибания, в Присаянье — стадия тектонической дифференциации.

Большую часть времени активным геосинклинальным прогибанием была охвачена меньшая часть площади Саяно-Байкальской системы и, следовательно, собственно геосинклинальные прогибы этой системе не свойственны.

Орогенные структуры. Орогенные структуры в Саяно-Байкальской системе представлены Северо-Байкальским краевым вулканическим поясом, Прибайкальским, Жуинско-Патомским и Присаянским краевыми прогибами и рядом прогибов и межгорных впадин (Бодайбинский, Ципа-Витимканский и др.). Их формационная характеристика приведена на фиг. 4. Все эти структуры отличаются резкой наложенностью на складчатое основание, локальным площадным распространением, глубоким типом складчатости, отсутствием или слабо выраженным метаморфизмом выполняющих их орогенных образований. Важной особенностью орогенного этапа развития системы является массовое проявление гранитообразования. В это время наиболее широким распространением пользуются раннеорогенные "синтектонические" и гнейсовидные гранитоиды.

В развитии и размещении орогенных структур на площади рассматриваемой системы выявляются временные, пространственные и структурные закономерности.

Временные закономерности выражаются в асинхронности распространения, отмирания и длительности проявления процессов орогенного структурообразования и магматизма в различных зонах системы. Несмотря на огромную длительность развития орогенных структур, принципиального изменения в характере орогенных формаций во времени не устанавливается. Тем не менее, в рамках орогенного этапа выявляется стадийность, подчер-



Фиг. 4. Схема размещения орогенных структур байкалид Саяно-Байкальской складчатой системы.

1-4 - остаточные прогибы (обособившиеся: I - в среднем протерозое, 2 - в нижнем рифее, 3 - в среднем рифее, 4 - в верхнем рифее), 5-7 - межгорные впадины и прогибы (заложившиеся: 5 - в нижнем рифее, 6 - в среднем рифее, 7 - в верхнем рифее), 8-9 - вулканические пояса (8 - внутренний, 9 - краевой), 10-11 - краевые прогибы (заложившиеся: 10 - в среднем рифее, 11 - в верхнем рифее), 12-13 - краевые швы (12 - отделяющие Сибирский кратон от Саяно-Байкальской системы, 13 - отделяющие Саяно-Байкальскую систему от Кузнецко-Тувинской и Зайсано-Гобийской систем), 14 - разломы между региональными структурами.

Цифры на схеме обозначают названия орогенных структур (условные контуры): I - Иргаинский прогиб, 2 - Зундугский прогиб, 3 - Катаевские прогибы, 4 - Дабатский прогиб, 5 - Янчуйский прогиб, 6 - Чажиртойский прогиб, 7 - Чатыгойские прогибы, 8 - Тунгуси́кие прогибы, 9 - Ордогский прогиб, 10 - Тенторгинский прогиб, 11 - Одайская впадина, 12 - Бадайбинский прогиб, 13 - Ермасохинский прогиб, 14 - Ингаинский прогиб, 15 - Ципа-Витимканский прогиб, 16 - Олокитский прогиб, 17 - Джуктырские прогибы, 18 - Глушихинский вулканический пояс, 19 - Северо-Байкальский вулканический пояс, 20 - Присаянский прогиб, 21 - Жуинско-Патомский прогиб, 22 - Прибайкальский прогиб, 23 - Кадаинский прогиб, 24 - Исаковский прогиб.

киваемая особенностями проявления магматизма. Выделяются две стадии: раннеорогенная и позднеорогенная. Структурным выражением раннеорогенной стадии явилось формирование остаточных геосинклинальных прогибов, а также заложение небольших межгорных впадин и краевого вулканического пояса. Распространение раннего орогенеза происходило с востока и севера в западном и южном направлении, на что указывает омоложение в этом направлении нижней возрастной границы формационных комплексов остаточных геосинклинальных прогибов от среднего протерозоя до венда, и сопровождалось внедрением больших объемов в основном синтетектонических гранитоидов. Это отличает Саяно-Байкальскую эпикратонную систему от иных "межкратонных" геосинклинальных систем, в которых раннеорогенная стадия не сопровождается внедрением бывших масс гранитоидов. Последние, как это показал А.А. Моссаковский, формируются в межкратонных системах в позднеорогенную стадию.

Раннеорогенная стадия сменяется во времени позднеорогенной. В это время формируются краевые и межгорные прогибы, краевой вулканический пояс, а также позднеорогенные гранитоиды. К началу позднеорогенной стадии в Присаянской зоне завершилось становление гранитоидов, на которых позднеорогенные образования залегают трансгрессивно. В других зонах Саяно-Байкальской системы в эту стадию продолжалось формирование гранитоидов, о чем свидетельствуют их активные контакты с позднеорогенными комплексами.

Раньше всего (в среднем рифее) орогенез начался в периферических структурах Саяно-Байкальской системы, распространившись позднее на более внутренние структуры, и полностью завершился в конце рифея или в венде. При этом одни структуры вовлекались в "активный" орогенез, другие - в "пассивный".

Стадийность орогенного развития проявлена преимущественно в пределах структур, испытавших заверенный цикл развития на собственно геосинклинальном этапе.

Соотношение позднего орогенеза и магматизма с ранним орогенезом и синкладчатым магматизмом в различных зонах Саяно-Байкальской и краевой систем не одинаковое. В Присаянье становление "синтетектонических" и орогенных гранитоидных комплексов сближено во времени. В Протеросаяне позднеорогенный магматизм отрывается от "синтетектонического" (саянский и дербынский комплексы). Подобный разрыв во времени наблюдается во всех остальных зонах западной части Саяно-Байкальской системы. В восточной и южной ее частях этот разрыв достигает максимальной величины, а сам орогенный магматизм "омолаживается" до верхнерифейского и, возможно, вендского возраста. В восточном направлении отмечается нарастание объема орогенного гранитоидного магматизма, что по-видимому, указывает на трансформацию региональной тектонической зональности с субширотной на субмеридиональную уже с рифейского времени.

Важно отметить, что орогенез и гранитообразование раньше всего начались в геосинклинальных зонах и затем распространялись на их обрамление.

Пространственные закономерности в размещении орогенных осадочных и магматических образований заключаются в том, что они распространены преимущественно на геосинклинальных структурах и в краевой системе. Вследствие этого выделяются структуры, вовлекавшиеся в активный орогенез и гранитообразование, и структуры, вовлекавшиеся в пассивный орогенез (фиг.5). К последним принадлежат сквозные геосинклинальные прогибы (кроме Муйского) и Дзвуханский блок Сангилен-Примаргунской геосинклинальной зоны. Учитывая парагенетическую связь между гранитообразованием и орогенезом, ряд структур Саяно-Байкальской системы, где по тем или иным причинам не установлены орогенные образования, но устанавливается широкое распространение орогенных гранитоидов, отнесены к типу структур, вовлекавшихся в активное гранитообразование и орогенез.

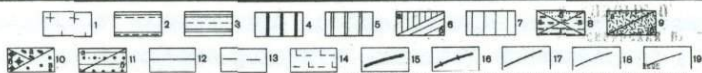
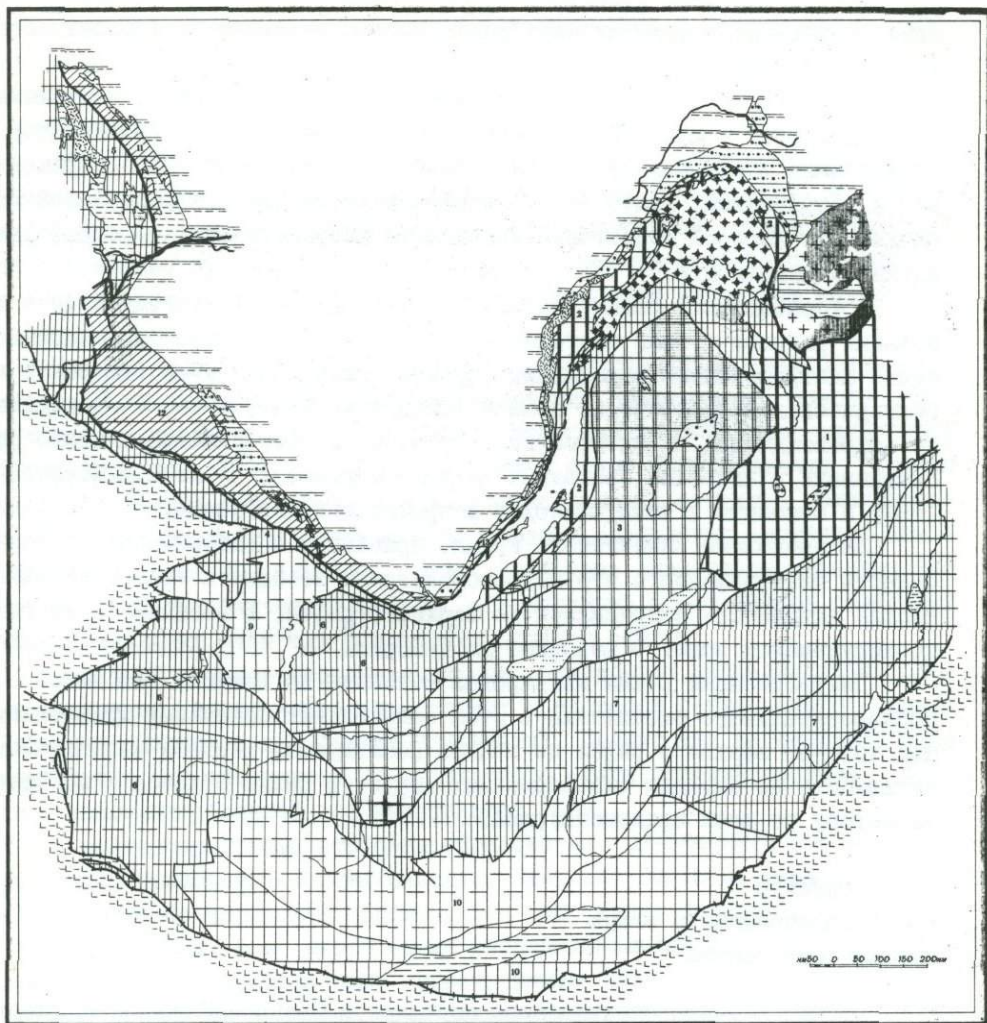
Примечательно, что разновозрастные остаточные геосинклинальные прогибы раннеорогенной стадии чаще всего выполнены карбонатными формациями. Структуры позднеорогенной стадии пространственно тяготеют к периферическим зонам Саяно-Байкальской системы и выполнены преимущественно терригенными комплексами.

Структурные закономерности размещения орогенных образований выражаются во взаимозависимости типов орогенных структур от структур основания. Так, краевой вулканический пояс приурочен в зоне Краевого шва Сибирской платформы; краевые Присаянский, Прибайкальский и Жуинско-Патомский прогибы развивались на окраинах перикратонных зон; межгорные впадины и прогибы приурочены к наиболее "кратонизированным" структурам складчатого основания - геосинклинальным зонам, срединным массивам, перикратонным зонам. Наиболее активно орогенез проявлялся на площади структур с заверренным развитием в геосинклинальном этапе. Причем, в зонах с наиболее гранитизированным субстратом раннеорогенная стадия обличена во времени с позднеорогенной, а в менее гранитизированных зонах позднеорогенная стадия отрывается во времени от раннеорогенной. "Сквозные" геосинклиналы, как правило, вовлекались в пассивный орогенез.

Кульминацией орогенного структурообразования явилась эпоха готского или эльсонского диастрофизма. Эпизельсонский орогенез оказался и наиболее длительным (от 1400 до 670 млн.лет). О главном значении этого орогенеза свидетельствует формирование в это время краевых прогибов и краевого вулканического пояса, а также последующее распространение платформенного чехла.

Эльсонские, гренвилльские, дельийские и байкальские орогенические процессы во внутренних зонах Саяно-Байкальской системы характеризовались меньшей активностью и не привели к консолидации коры в их пределах. В палеозое эти структуры явились ареной распространения дейтеротектогенеза.

Отсутствие единой орогенической эпохи в развитии Саяно-Байкальской системы свидетельствует о длительности и асинхронности процесса консолидации ее коры, а различный характер проявления орогенеза (активный, пассивный) указывает на различное качество этой консолидации.



Фиг. 5. Схема тектонического районирования докембрических структур Саяно-Байкальской системы по возрасту складчатости и типу разветви в орогенном плане (составил Е. Н. Алехин)

Сибирская платформа: I - фундамент, 2 - плита, 3 - перикратонное околочание. Саяно-Байкальская в краевой системе. Области огазливания: 4 - байкальская, 5 - карельская, 6 - альпийская (а - Саяно-Байкальская, б - краевая система), 7 - гренландская. Протоорогенные структуры: 8 - остаточно геосинклинальные прогибы, кроме обособления; а - средняя прогоровой, б - нижний рифей, в - средний рифей, г - верхний рифей; 9 - краевой хребтообособления; 10 - межгорные впадины, кроме впадения; а - средний рифей, б - нижний-средний рифей, в - верхний рифей; 11 - краевые прогибы, кроме впадения; а - средний рифей, б - верхний рифей. Тип орогенеза: 12 - активный, 13 - пассивный; 14 - структуры образования Саяно-Байкальской системы без разделения, 15 - краевые или, ограничивающие Сибирский щит, 16 - краевые или, ограничивающие рифейский континент, 17 - глубинные разломы, разграничивающие области разновозрастной стабилизации, 18 - региональные разломы, разграничивающие структурные зоны, 19 - прочие разломы.

Платформенные структуры. На складчатых сооружениях Енисейского Кряжа, Присяянья и Байкальской горной области широко распространены однотипные, в основном терригенные образования, тектоническая природа которых трактуется по-разному. Этим образованиям свойственны общность геосторической позиции, формационной характеристики, положения в формационных рядах частных структур и пространственного размещения.

Накопление данных комплексов началось после затухания тектонической активности и длительного демудационного периода, во время которого происходило формирование кор выветривания. Большая их часть принадлежит к терригенной, часто грубообломочной красноцветной молассовой формации, для которой характерны локальное распространение и резкая фациальная изменчивость.

В формационных рядах частных структур молассы располагаются в основании разреза и выше постепенно сменяются существенно карбонатными типично платформенными формациями. Процесс накопления этих отложений характеризовался практически полной амагматичностью, а его завершение не сопровождалось складчатостью и орогенезом. Эти комплексы можно рассматривать в качестве орогенных катаплатформенных (по Н.П.Хераскову, 1967) и относить к чехлу молодой эпирифейской платформы.

За пределами Енисейского кряжа, Присяянья и Байкальской горной области платформенного структурообразования не было и тектономагматическая активность сохранилась до верхнего рифея, а местами (в Дзагинско-Керуленской зоне) — вероятно до кембрия.

Платформенный режим мигрировал с запада на восток, что видно из последовательного омоложения в этом направлении базальных красноцветных толщ — от верхнего рифея до венда. Последующая тектономагматическая активность на площади платформенных структур резко отлична по своему характеру от всей предшествующей.

Типы структур рифей-палеозойского этапа дейтеротектогенеза

Процессы дейтеротектогенеза начались в Саяно-Байкальской системе примерно с середины верхнего рифея, синхронно с геосинклинальным процессом в сопредельной Кузнецко-Тувинской системе, и активно развивались в палеозое и мезозое. Формы проявления этих процессов принципиально сходны во всех этапах. Выделяются салаирские, герцинские и мезозойские регенерированные геосинклинали, внешние геосинклинальные прогибы, дейтероорогенные впадины, развитие которых сопровождалось становлением специфических интрузивных комплексов. Все структурообразование происходило на фоне блоковых перемещений древнего складчатого основания. Границами блоков служили зоны глубинных разломов, чаще всего древнего заложения. Главная особенность тектоники всех трех этапов дейтеротектогенеза — одновременное сосуществование различных типов структур, раз-

вивавшихся на гетерогенном и в разной степени консолидированном складчатом основании, что свидетельствует об отсутствии в каждом из этих этапов какой-либо единой структурной системы, например геосинклинальной.

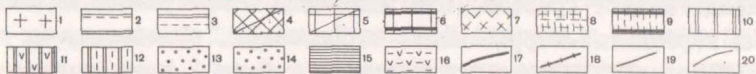
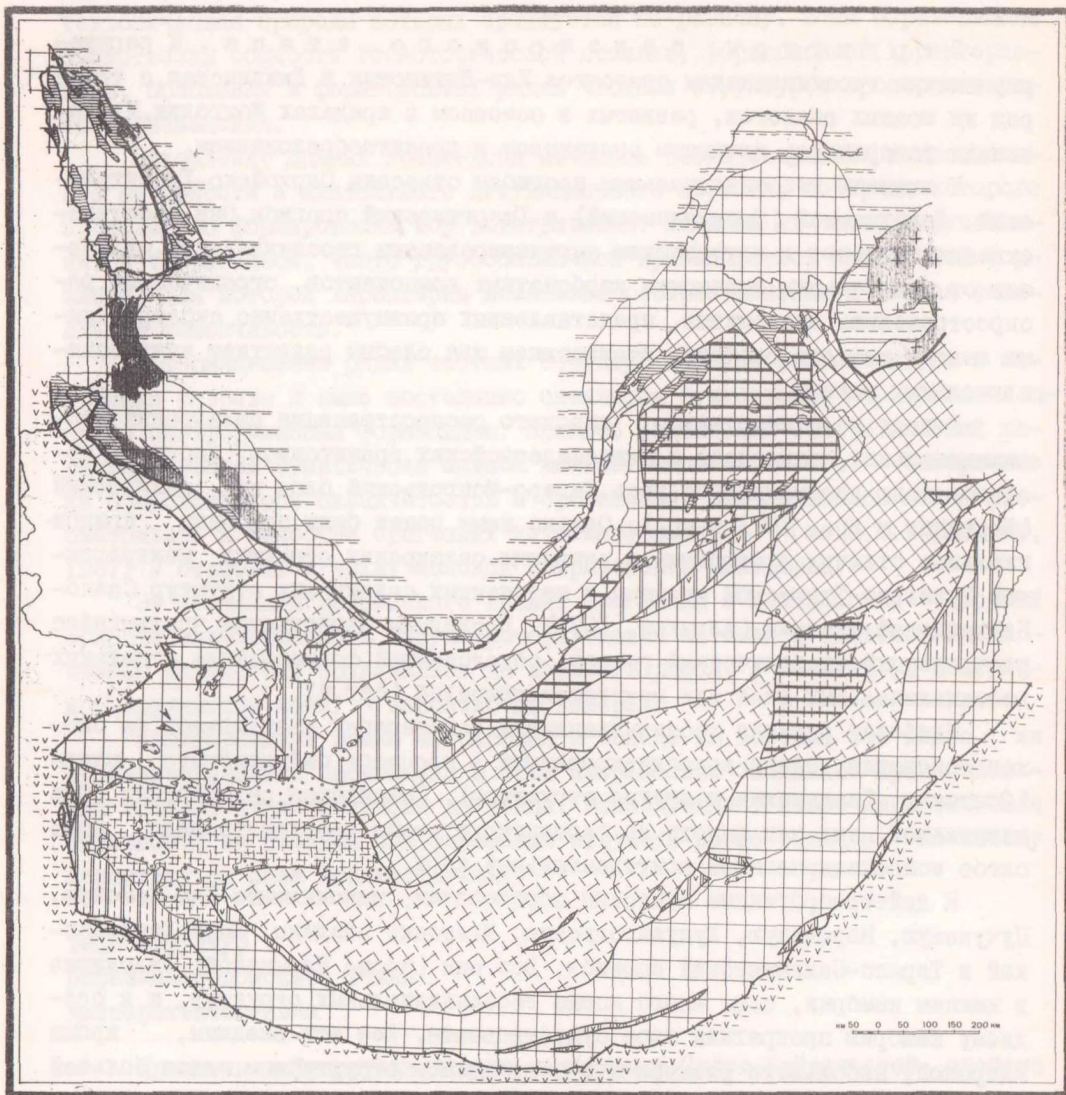
Структуры салаирского этапа. К регенерированным геосинклиналям относятся Уда-Витимская и Джидинская, а также ряд их шовных аналогов, развитых в основном в пределах Монголии. Их развитие завершилось активным орогенезом и гранитообразованием.

К внешним геосинклинальным прогибам отнесены Сархойско-Хубсугульский, Дзабханский (Цаганоломский) и Георгиевский прогибы. Они пространственно тяготеют к материнским регенерированным геосинклиналям, отличаясь от них большим значением карбонатных компонентов, ограниченным распространением вулканитов, представленных преимущественно субаэральными лавами кислого состава, отсутствием или слабым развитием эпигеосинклинальных моласс.

Исходя из относительно широкого распространения салаирских геосинклинальных комплексов и нижнепалеозойских гранитоидов, многие исследователи рассматривают весь Северо-Монгольский блок как салаирский (Дергунов и др., 1971 и др.). Однако нами ранее были показаны принципиальные отличия в строении и развитии салаирских структур межкратонной Кузнецко-Тувинской системы и наложенных салаирских структур Саяно-Байкальской системы (Алтухов, 1973). Последним свойственен чрезвычайно расчлененный тектонический рельеф, обусловивший формирование отдельных геосинклинальных ячеек или моногеосинклиналей (фиг.6).

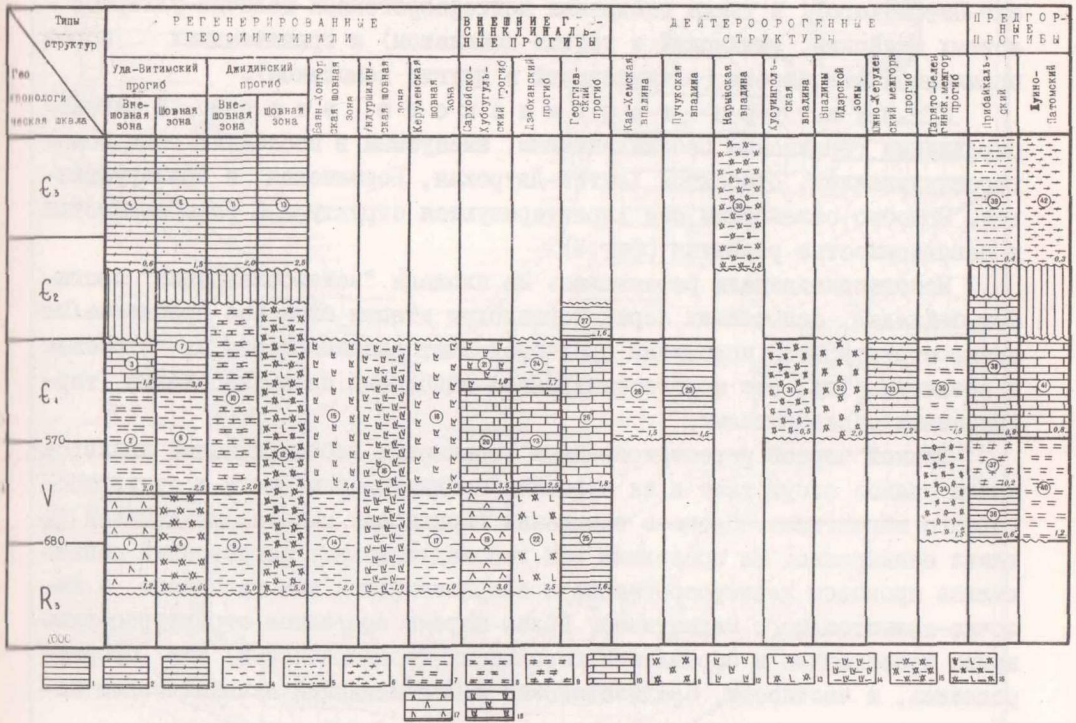
Наиболее активно геосинклинальные регенерации развивались на блоках основания, слабо консолидированных в процессе байкальского цикла (Окинская, Слюдянская и другие структуры). Салаирская регенерация была неактивной, так как вплоть до герцинского этапа просуществовали зоны слабо консолидированной континентальной коры.

К дейтероорогенным отнесены образования, выполняющие Каа-Хемскую, Пучукокую, Нарынскую, Хусумингольскую, Идэрские впадины, Южно-Керуленский и Тарято-Селенгинский прогибы. Все они (кроме Нарынской) заложены в нижнем кембрии, т.е. много позже геосинклинальных структур, и к среднему кембрию прекратили свое существование. Все эти впадины, кроме Идэрской, небольшого размера и в современном структурном плане большей частью представляют грабены. Они выполнены относительно маломощными комплексами карбонатно-терригенных, терригенных, вулканогенных и терригенно-вулканогенных моласс мощностью от 0,5 до 2,5 км, причем среди вулканитов преобладают субаэральные кислые и средние разности (фиг.7), а среди терригенных компонентов преобладают грубообломочные. Внутренние дислокации во всех этих впадинах крайне простые — это преимущественно брахиформные складки и моноклинали с пологими углами наклонов слоев. Лишь в центральной части Идэрской зоны отмечаются линейные дислокации; к этой же зоне приурочены небольшие тела гипербазитов в ассоциации с кремнисто-терригенными толщами (Зоненшайн, 1972). В среднем-верхнем



Фиг. 6. Схема тектоники Саяно-Байкальской системы в саяларском этапе (поздний рифей - верхний кембрий) (составил Е. Н. Ахтузов).

Структуры досяларского этапа формирования (байкальский континент), Сибирская платформа: 1 - фундамент, 2 - чехол, 3 - перикриновое опускание. Саяно-Байкальская и краевая системы: 4-6 - структуры, консолидированные в процессе байкальского цикла; 4 - геосинклинали; а - Саяно-Байкальской системы, б - краевой системы; 5 - геосинклинали; а - Саяно-Байкальской системы, б - краевой системы; 6 - средние массивы; 7-9 - структуры, возникшие в пассивной эвбайкальской орогенез и гранитообразование; 7 - геосинклинали, 8 - геосинклинали, 9 - средние массивы. Структуры саяларского этапа формирования: 10-12 - геосинклинали, 10 - геосинклинали, 11 - геосинклинали, 12 - шельфовые геосинклинали; 13 - орогенез эпигеосинклинали, 14 - дейтероорогенез, 15 - фрагменты платформенного чехла. **Структуры обрешетки:** 16 - саялариды без расчленения. **Дизъюнктивы:** 17 - краевые или, ограничивающие 17 - дорифейскую Сибирскую платформу, 18 - рифейский континент; 19 - региональные структуры; 20 - прочие разломы



Фиг. 7. Схема формационного расчленения салидарских образований Центральной Азии (составил Е.Н. Алтухов)

Формации: 1-3 терригенная (1 - песчано-сланцевая, 2 - красноцветная, 3 - пестроцветная), 4-6 - карбонатно-терригенная (4 - карбонатно-песчано-сланцевая, 5 - красноцветная, 6 - пестроцветная), 7-9 - терригенно-карбонатная (7 - песчано-сланцево-карбонатная, 8 - сероцветная, 9 - пестроцветная), 10 - карбонатная, 11-13 - вулканогенная (11 - среднего и кислого состава, 12 - среднего и основного состава, 13 - основного, среднего и кислого состава), 14-16 - терригенно-вулканогенная (14 - состав вулканитов средней и основной, 15 - состав вулканитов средней и кислой, 16 - состав вулканитов основной, средней и кислой), 17-18 - вулканогенно-терригенная (17 - состав вулканитов кислой, 18 - состав вулканитов основной и средней).

Цифры, набранные курсивом, обозначают средние мощности формаций. Цифры в кружочках обозначают названия серий, свит, подсвит, толл: 1 - нижнемиллицигенная подсистема, гатауровская свита, 2 - верхнемиллицигенная подсистема, 3 - курбийская свита, 4 - амбульская свита, 5-6 - олдиджидзская свита (5 - нижняя часть, 6 - верхняя часть), 7 - химгиджидзская свита, 8 - истанбийская свита, 9 - оронгодийская свита, 10 - бургалтинская свита, 11 - джидзская свита, 12 - хохртурская свита, 13 - джидзская, уленгическая и хурбийская свиты, 14 - карбонатно-терригенная толща, 15 - вулканогенная толща, 16 - шарпацкая свита, 17 - карбонатно-терригенная толща, 18 - вулканогенная толща, 19 - дархатская (сархская) серия, 20-21 - хубутулская (оюкская) серия (20 - доодурская, харманская, оюкская и хордудинская свиты, 21 - аматуингольская свита), 22 - дзасханская свита, 23 - цаганомская свита, 24 - бокичская свита, 25 - урунская свита, 26 - оыстринская свита, 27 - аятачинская свита, 28 - таминская свита, 29 - пучукская свита, 30 - кучумская и виханская свиты, 31 - хусунгольская свита, 32 - вулканогенная толща, 33 - терригенная толща, 34 - вулканогенно-терригенно-карбонатная толща, 35 - терригенно-карбонатная толща, 36 - кутурская (улановская) свита, 37 - аяканская свита, 38 - уюльская, бельская, сулайская и антарская свиты, 39 - верхолонская свита, 40 - жеринская, тинювская и нотуйская свиты, 41 - мачинская, бельская и булайская свиты, 42 - верхолонская свита.

кембри, вероятно, оформилась Наринская впадина, выполненная образованиями терригенно-вулканогенной (порфиритовой) формации мощностью 1,0-1,5 км (Алтухов, Лучицкая, 1962 и др.).

Тектоно-магматическая активность салаирского этапа развития проявилась также в формировании крупных сводовых поднятий в периферических частях Саяно-Байкальской и краевой систем. Это выразилось в заложении и развитии вендских предгорных прогибов (Прибайкальского и Дуинско-Патомского), а также внедрении дейтероорогенных щелочно-ультраосновных (кийский, земинский и другие комплексы) и гранитоидных пород повышенной щелочности (витимканский и другие комплексы).

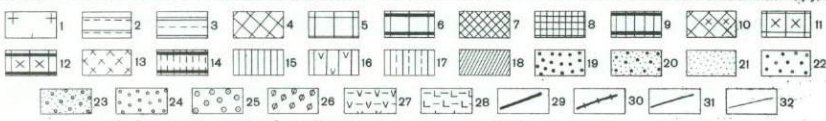
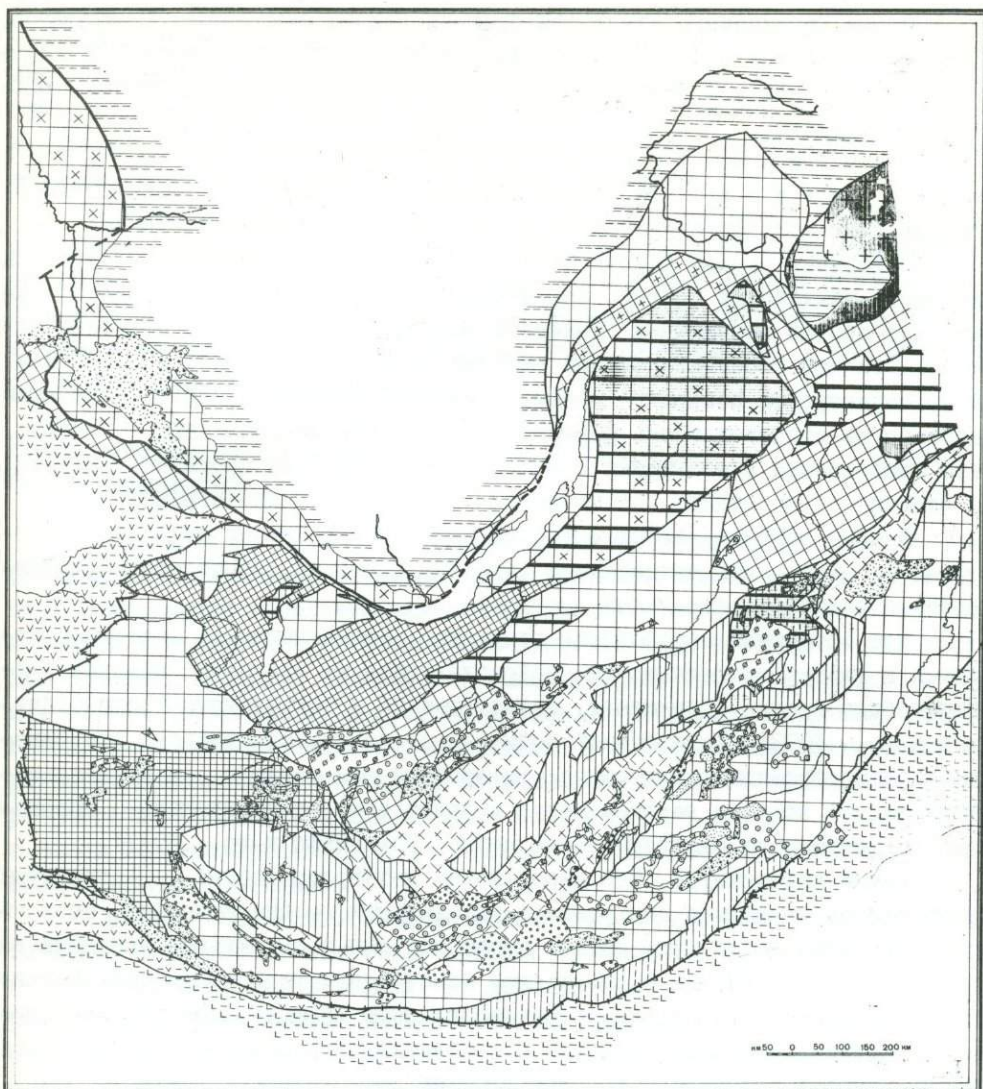
Структуры герцинского этапа. К регенерированным герцинским геосинклиналям, именуемым в последние годы моногеосинклиналями, относятся Хангай-Дaurская, Борзинская и Прикеруленская. Подобно салаирским, они характеризуются структурной разобщенностью и независимостью развития (фиг. 8).

Моногеосинклинали развивались на площади "зеленосланцевых" прогибов байкалид, испытывавших перед герцинским этапом блоковое дробление. Сходство структурного положения предопределяет сходные черты их строения и развития. Так, все моногеосинклинали выполнены преимущественно терригенными образованиями.

Важной чертой регенерированных герцинских геосинклиналей является почти полное отсутствие в их строении продуктов основного и ультраосновного магматизма. Процесс замыкания герцинских моногеосинклиналей протекал асинхронно. За пределами зон геосинклинальных регенераций развивались процессы дейтероорогенеза и сопряженного с ним щелочного и щелочно-гранитоидного магматизма. Более широко орогенное структурообразование происходило в обрамлении герцинских геосинклиналей, где сформировались, в частности, Предхэнтэйский и Селенгинский вулканические пояса.

Все дейтероорогенные структуры резко наложены на консолидированное основание, и их формированию предшествовал крупный континентальный перерыв. Орогенные образования представлены морскими и континентальными молассами. Первые накапливались преимущественно в среднепалеозойское время; в верхнепалеозойское время наряду с морскими получили распространение и континентальные молассы. Данные отложения смяты в брахиформные складки; в приразломных прогибах отмечаются линейные складки. Накопление орогенных образований на различных участках начиналось и заканчивалось в разное время. Период развития каждой из орогенных структур был коротким. Важной особенностью этих структур является их миграция по площади. Орогенные структуры обычно располагаются вблизи областей, затронутых герцинской геосинклинальной регенерацией, на блоках древнего фундамента, которые характеризовались геоантиклинальными тенденциями развития в байкальском этапе.

В процессе герцинского дейтеротектогенеза происходило дальнейшее наращивание и консолидация континентальной коры на месте "зеленосланцевых" прогибов байкалид - Куначейского, Мензинского и др. (см. фиг. 5).



Фиг. 8. Схема палеотектоники Саяно-Байкальской системы в герциноидном этапе (ордовики - ранний триас)
 (основания Е. Н. Азтухов)

Структуры догерциноидного этапа формирования (навалонский континент). Сибирская платформа: I - фундамент, 2 - чехол, 3 - перижиратовое орудокана. Саяно-Байкальская и кривая системы: 4-6 - структуры, консолидированные в процессе байкальского цикла (4 - геосинклинали, 5 - геосинклинали, 6 - срединные массивы); 7-9 - структуры саянских, переобработанные в процессе оаликоного цикла (7 - геосинклинали, 8 - геосинклинали, 9 - срединные массивы); 10-12 - структуры байкальские, в пределах которых проявился активный оалирский (эпиплатформный) дейтероорогенез (10 - геосинклинали, 11 - геосинклинали, 12 - срединные массивы); 13-14 - структуры байкальские, возмозлавшиеся до герциноидного этапа в пассивных оорогенез и гранитообразование (13 - геосинклинали, 14 - срединные массивы). **Структуры герциноидного этапа формирования:** 15-17 - геосинклинали (15 - геосинклинали, 16 - геосинклинали, 17 - внешние геосинклинали); 18-26 - дейтероорогенез, заложившиеся: 18 - в оордовике, 19 - в силуре, 20 - в нижнем девоне, 21 - в среднем девоне, 22 - в верхнем девоне, 23 - в нижнем карбоне, 24 - в среднем карбоне, 25 - в нижней перми, 26 - в верхней перми. **Структуры обрамления:** 27 - оалирский, 28 - герциноидный. Диванкиты, кривые швы, ограничивающие: 29 - дорифейскую Сибирскую платформу, 30 - рифейский континент; 31 - региональные структуры; 32 - прочие разломы

После герцинского этапа дейтеротектогенеза некоторые структуры Саяно-Байкальской системы сохранили потенциальную подвижность, и в триасе здесь зародились тектоно-магматические процессы мезозойского дейтеротектогенеза.

Главнейшие черты структур мезозойского этапа. За начало процессов мезозойского дейтеротектогенеза нами условно принимается рубеж среднего и верхнего триаса.

В верхнем триасе в зоне Монголо-Охотского шва развился крупный Ингодинно-Шилкинский прогиб, заполнявшийся граувакковой и граувакко-спилит-диабазовой формациями суммарной мощностью до 6,0 км. По отношению к материнской геосинклинальной системе этот прогиб является внешним, а по структурной позиции — шовным (Смирнов, Алтухов, 1972). Замыкание прогиба не сопровождалось формированием эпигеосинклинальных моласс, что свойственно аналогичным салаирским и герцинским прогибам. Однако, в отличие от последних, он является существенно вулканогенным.

К типу регенерированных геосинклинальных прогибов относится Восточно-Забайкальский нежнеурский флишомдный прогиб, испытавший складчатость и эпигеосинклинальный орогенез.

Все остальные мезозойские структуры рассматриваемой системы относятся к дейтероорогенным. Они подразделяются на межгорные впадины, рифтоподобные грабен-синклинали, вулканогенные и терригенные трюги (Алтухов и др., 1973). Мезозойский дейтероорогенез сопровождался становлением разнообразных гранитоидов. На крайнем юге системы, в Центрально-Монгольской зоне, в верхнем мелу (и палеогене) накапливались красные отложения платформенного чехла (Зоненшайн и др., 1971).

Важно подчеркнуть, что мезозойские дейтероорогенные структуры развивались не только синхронно с наложенными геосинклиналями, но и после отмирания последних; причем почти все они в структурно-историческом плане никак не связаны с замыканием мезозойских геосинклиналей. Развитие дейтероорогенных структур осуществлялось на фоне формирования крупных линейных сводовых поднятий и оживления сети разломов, значительная часть которых заложились в более древние геологические эпохи.

Для мезозойских структур Саяно-Байкальской системы свойственна меридиональная зональность, подробно описанная Л.П. Зоненшайном и др. (1971). Она выражается в распространении магматических мезозойских образований восточнее субмеридиональной зоны, примерно проходящей через озеро Косогол и именуемой Косогольским порогом; западнее этой зоны мезозойские орогенные структуры амагматичны. Как показала М.С. Нагибина (1963), по мере движения к Тихому океану происходит нарастание признаков "геосинклинальности" морских прогибов, а орогенные вулканогенно-осадочные комплексы становятся все более мощными.

Несмотря на реакую наложенность мезозойских структур на все более древние генеральные их простирания в целом подчинены структурам основания, т.е. имеют субширотную ориентировку. Это указывает на консерватизм движений и длительное сохранение активности крупнейшими разломами.

Мезозойские геосинклинальные регенерации развились на площади структур, характеризовавшихся квазикратонным состоянием (Газимуро-Шилкинский и Шилкинский геосинклинальные прогибы Файкалд). С этих позиций становится понятной приуроченность мезозойских гранитов к зонам "совмещенных" геосинклинальных прогибов, ибо эти зоны по- существу лишь в мезозое были впервые охвачены активным орогенезом.

На площади консолидированных до мезозойских структур развивалось повторное орогенное структурообразование, сопровождавшееся становлением щелочных и субщелочных гранитоидов. Поскольку к началу мезозоя "квазикратонные" зоны сохранились в Саяно-Байкальской системе локально и лишь в восточной ее части, масштабы геосинклинальных регенераций оказались крайне ограниченными.

Общие закономерности эволюции Саяно-Байкальской системы

Эволюция коры Саяно-Байкальской системы - длительный процесс, развившийся в перманентном наращивании континентальной коры, в соответствии с миграцией геосинклинального процесса и складчатости с востока и севера к западу и югу. В процессе эволюции коры необходимо различать два основных аспекта: оозидание и консолидацию, соответствующих в общем случае доорогенному и орогенному этапам развития. Поскольку Саяно-Байкальская система является эпикратонной, в геосинклинальном этапе ее развития проходило, очевидно, оозидание новой континентальной коры, разрастание ее мощности как за счет наращивания "снизу" (в основном в зонах геосинклиналей), так и "сверху" (в основном в "сквозных" геосинклинальных прогибах).

В рамках байкальского цикла выделяются четыре фазы тектоно-магматической активности, в течение которых проходила консолидация коры в различных структурных зонах. Из них активным орогенезом и гранитообразованием сопровождался лишь эльсонский диастрофизм, но тоже не повсеместно. Консолидация коры в процессе байкальского цикла завершилась в тех структурных зонах, которые пережили активный эльсонский орогенез. В остальных структурах процесс консолидации коры был оторван во времени от процесса ее формирования в байкальском цикле и происходил в итоге геосинклинальных регенераций и повторного гранитообразования в рамках салаирского, герцинского и мезозойского этапов дейтеротектогенеза, причем пространственно разновозрастные регенерации не совмещались. Нередко геосинклинальные регенерации сопровождалось растяжением блоков ранее сформированной континентальной коры. Образовавшиеся зоны шовных прогибов заполнялись, в частности, продуктами глубинного магматизма, иногда сходного с офиолитовыми сериями. Однако эти новообразованные "геогенные" щели вновь зарастали континентальной корой и совместно со всей зоной регенерации вовлекались в активный орогенез и гранитообразование. Это указывает на принципиальное сходство качеств фундамента под всей зоной, вовлеченной в регенерацию, независимо от форм ее выра-

жения. Поэтому нет оснований интерпретировать зоны распространения фанерозойских мантийных пород в Саяно-Байкальской системе как остатки палеоокеанов, ибо за пределами шовных зон и по обе стороны от новообразованных геосинклиналей часто видно однотипное древнее подложье. В целом процессе консолидации коры Саяно-Байкальской системы оказался растянутым во времени от рифея до мезозоя, что является, по-видимому, одной из причин бесперспективных дискуссий о каком-либо одном возрасте складчатости Саяно-Байкальской системы в целом или отдельных ее крупных частей. В этом плане, очевидно, необходимо различать по меньшей мере два показателя: время возникновения континентальных блоков (т.е. зарождения орогенеза) и время последнего гранитообразования, т.е. консолидации коры, причем в ряде случаев нет оснований говорить именно о последнем гранитообразовании и полной консолидации коры, так как платформенного режима на большей части Саяно-Байкальской системы не возникло.

При тектоническом районировании Саяно-Байкальской системы мы сочли целесообразным определить главную складчатость, создавшую тот структурный каркас, которому подчинялось все последующее тектоническое развитие. Это не одна, а четыре важнейших эпохи складчатости байкальского цикла, именовавшиеся нами ранее рифеидами (Алтухов и др., 1973), что в свете новых данных представляется неточным и может быть заменено термином "байкалиды", но не в изохронном, а собирательном смысловом содержании.

В рамках этапов дейтеротектогенезов параллельно с геосинклинальными регенерациями развивались качественно новые тектоно-магматические процессы, усложнившие и преобразовавшие ранее созданную континентальную кору, которые, по-видимому, наиболее соответствуют понятию о тектоно-магматической активизации. Структурным выражением этих процессов явились повторный орогенез, обновление и заложение сети глубинных и региональных разломов, а также линейментов, дейтероорогенный магматизм глубинного происхождения, рифтогенез.

В связи с асинхронностью формирования и консолидации коры различных зон Саяно-Байкальской системы представляется необходимым внести оговорку в понятие об акреции Северо-Азиатского кратона, ибо в течение всей послееархейской истории происходило не обрастание, а разрастание мощности его коры, хотя в байкальском цикле направление этого разрастания соответствовало направлению будущей акреции и, вероятно, предопределило последнюю в межкратонном пространстве.

А. И. Лучицкая,
В. В. Буддаков

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Формирование редкометалльных интрузивных магматических формаций происходило на протяжении всей истории развития структур Саяно-Байкальской складчатой системы - в байкальский, салаирский, герцинский и мезозойский этапы. Наиболее широко развиты байкальские протоорогенные редкометалльные гранитоидные формации, становлением которых сопровождалось замыкание байкальской геосинклинали системы. Более ограниченно развиты гранитоидные и щелочные формации, сформированные в салаирскую, герцинскую и мезозойскую эпохи дейтеротектогенеза.

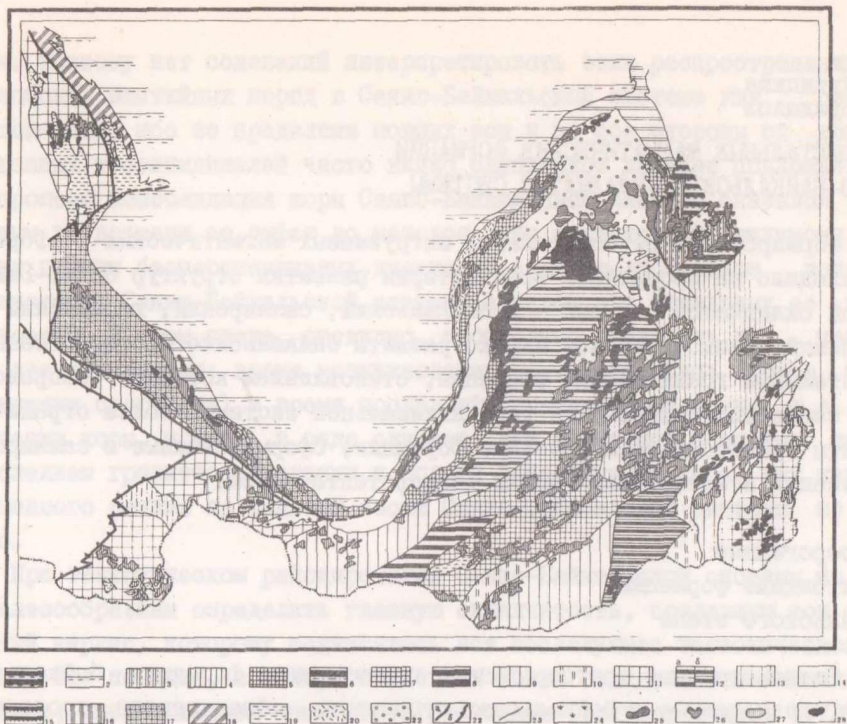
Протоорогенные гранитоидные формации байкальского этапа

Редкометалльные протоорогенные гранитоидные формации байкальского этапа, размещенные в байкальских структурах, обнаруживают пространственную связь с положительными структурами, геосинклинальными поднятиями, срединными массивами и др., а также со структурами краевой системы - перикратонными Присаянской и Прибайкальской зоной. Ведущую роль среди них играют рифейские редкометаллоносные гранитоидные формации. Менее широко развиты раннедокембрийские (нижнепротерозойские) формации (табл. I). Первые тяготеют в основном к структурам геосинклинального типа, вторые развиты преимущественно в прилегающих участках Сибирского кратона и частично являются "внегеосинклинальными".

К докембрийским редкометалльным формациям мы относим орогенные гранит-лейкогранитовую, гранодiorит-гранитовую и гранитовую нерасчлененные формации, парагенетическую связь с которыми обнаруживают поля редкометалльных пегматитов (фиг. I) и метасоматитов.

К раннедокембрийской редкометаллоносной гранитовой нерасчлененной формации (P_1) отнесены биотитовые и лейкократовые двуслюдяные граниты юго-западной окраины Алданского щита (субганский комплекс), формированием которых в верхней трети нижнего протерозоя сопровождалось замыкание специфических грабневых структур ("геосинклинальных трогов").

Гранитоиды формации, согласно последним данным В. А. Кудрявцева, Г. В. Бирюлькина, Р. Н. Ахметова (1973), представляют собой сложные полифазные образования, возникшие как в результате палингенно-метасоматических процессов (гнейсовидные граниты и гнейсо-граниты первой фазы), так и в результате кристаллизации перемещенного магматического расплава (массивные граниты). Среди последних выделены среднезернистые, порфировидные и порфиробластические биотитовые граниты (вторая фаза), слагающие крупный массив, приуроченный к Темулянит-Усть-Ханийскому разлому, и двуслюдяные граниты (третья фаза), слагающие мелкие тела, прорывающие



Фиг. 1. Схема размещения главнейших докембрийских орогенных редкометаллоносных магматических формаций в структурах южного обрамления Сибирской платформы. Составили Е.Н.Алтухов, В.В.Будяков, А.И.Лучицкая с использованием материалов ИМГРЭ, КГУ, ИГУ, БГУ, ЧГУ и др. организаций.

Сибирская платформа: I - фундамент; 2 - чехол; 3 - перикратонное опускание. Саяно-Байкальская и краевая системы: структуры доорогенного этапа развития Саяно-Байкальской системы: 4-6 - области балтийской стабилизации (4 - геосинклинальные прогибы, 5 - геосинклинальные поднятия, 6 - срединные массивы); 7-8 - область карельской стабилизации (7 - геосинклинальные поднятия, 8 - срединные массивы); 9-12 - область эльсонской стабилизации (9 - геосинклинальные прогибы, 10 - геосинклинальные трюги, 11 - геосинклинальные поднятия, 12 - срединные массивы; а - Баргузино-Витимский, б - Агянский); 13-15 - область гренвильской стабилизации (13 - геосинклинальные прогибы, 14 - геосинклинальные трюги, 15 - срединные массивы);

Структуры краевой системы: 16 - перикратонная геосинклинальная зона; 17 - перикратонная геосинклинальная зона; 18 - миггессинклинальная зона; структуры орогенного этапа развития: 19 - остаточные геосинклинальные прогибы; 20 - краевой вулканический пояс; 21 - краевые и межгорные прогибы и впадины; 22 - главнейшие дизъюнктивы: краевые швы (а - ограничивающие Сибирский кратон, б - ограничивающие рифейский континент); 23 - глубинные и региональные разломы, ограничивающие области разновозрастной стабилизации и отдельных структур; 24 - крупнейшие кайнозойские впадины. Орогенные гранитоидные редкометаллоносные формации: 25 - гранитовая (PR_1) нерасчлененная (включает гранит-лейкогранитовую редкометаллоносную формацию); 26 - гранодиорит-гранитовая (PR_2) нерасчлененная (включает гранит-лейкогранитовую редкометаллоносную формацию); 27 - гранитовая (PR_3) нерасчлененная (включает гранит-лейкогранитовую редкометаллоносную); 28 - гранит-лейкогранитовая (PR_3).

Т а б л и ц а I
Корреляционная схема докембрийских орогенных редкометаллоносных интрузивных комплексов Саяно-Байкальской складчатой системы

Возраст	Формационные типы	Доорогенные структуры						Орогенные структуры		
		Геоантиклинальные прогибы	Геоантиклинальные поднятия	Срединные массивы перекрытые платформы чехлом	Неперекрытые платформы чехлом	Перикратонная краевая система геоантиклинальные зоны	Геоантиклинальные зоны	Сибирский впадин перикратонное опускание	Краевой вулканический пояс	Краевые прогибы
Верхний протерозой (P ₂)	Гранодиорит-гранитовый (нерасчлененный)	-	Кыстарынский, Амадракский, Тельмамский	Тельмамский	-	-	Гунжский, Зеген-Гольский	-	-	-
	Гранитовый (нерасчлененный)	Дербинский, Мамско-Терехемский, Оронокий	Саянский, Эранинский, Татарско-аяхтинский (Каламинский)	-	Саянский	Приморский	Санский, Нижнеканский	-	-	Баргузинский
	Гранит-лейкогранитовый	Глушикино-Конкудерский, Согрен-Мамаканский, малые тела лейкогранитов	-	Конкудеро-мамаканский, малые тела лейкогранитов	-	Ирельский	Бирюсинский, Белогорский	-	Субганский	Абчадский
Нижний протерозой (P ₁)	Гранитовый (нерасчлененный)	-	-	-	-	-	Тараковский, Овотский	Субганский	-	-
	Гранит-лейкогранитовый	-	-	-	-	-	-	Ичатовский	-	-

среднезернистые биотитовые граниты. Каждая из указанных фаз гранитоидного магматизма сопровождалась жильными аплитовидными гранитами и микроклиновыми, микроклин-альбитовыми и альбит-сподуменовыми пегматитами. Литиевая специализация пегматитов, отличная от геохимической специализации рассматриваемой формации биотитовых и двуслюдяных гранитов, не позволяет однозначно решить вопрос о генетической связи их с данными гранитами. Поскольку связь эта является парагенетической, формация названа редкометальной условно. Возможна и формационная самостоятельность литиевых пегматитов, являющихся своеобразным выражением формации фтор-литиевых гранитов.

К раннедевонской гранит-лейкогранитовой редкометаллоносной формации (P_2) мы относим слюдяные гигантокристаллические (пегматоидные) граниты Ничатского комплекса юго-западной окраины Айданского шита, имеющие, по данным Л.Б.Белоножки (1973), абсолютный возраст 1700-2100 млн. лет. Геологические данные свидетельствуют о формировании ничатских гранитоидов до внедрения постскладчатых лополитообразных массивов чуйско-кодарского комплекса, но после формирования габброидов каларского комплекса. Характерна приуроченность гранитоидов формации к крупным глубинным разломам, ограничивавшим раннепротерозойские трюги. По Л.Б.Белоножке (1973), комплекс включает ряд массивов (Ничатский, Большеторский и др.) площадью до 1500 км², а также послонные тела с крутыми либо пологими контактами - в зависимости от характера залегания вмещающих пород. Массивы содержат большое количество оксидитов. В экзоконтактовом ореоле массивов роль гранитного материала в составе послонных инъекций по мере удаления от интрузивов сокращается, постепенно заменяясь согласными и полусогласными пегматитовыми жилами.

Наибольшим распространением среди пород формации пользуются крупно- и гигантозернистые биотитовые и мусковитовые граниты, реже встречаются мелкозернистые биотитовые, иногда гнейсовидные разновидности. Переход между всеми разновидностями постепенный. Породообразующими минералами пород являются микроклин (30-50%), олигоклаз (20-30%), кварц (25-35%), биотит и мусковит до 10%. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, монацит, турмалин, гранат, ортит, таяталит-колумбит, берилл, топаз.

Редкометалльную минерализацию формации Л.Б.Белоножка связывает с более поздним этапом развития по породам формации метасоматических процессов (микроклинизации и затем альбитизации), которым обязана своим формированием пестрая серия пород, отвечающих составу сиенитов, щелочных гранитов, альбититов, а также переходных разновидностей между ними и лейкократовыми гранитами главной фазы. В отличие от магматических разновидностей пород, характеризующихся выдержанным составом с малым разбросом основных петрогенных параметров, для пород метасоматической серии характерен крайне неоднородный состав и высокие дисперсии распределения компонентов.

Характерными геохимическими особенностями как магматических, так и метасоматических пород формации являются повышенные содержания в них

ниобия, тантала, редких земель, иттрия и циркония. Геохимические особенности пород метасоматической серии являются характерными для щелочно-гранитоидного формационного типа пород, а не лейкогранит-аляскито-вого типа, которому отвечают по составу породы магматической серии ничатского комплекса. Поэтому правомерно с нашей точки зрения и иное толкование метасоматического этапа их преобразования, возможно более оторванного во времени от формирования пород магматической серии и связанного с более поздним внедрением пород щелочногранитового состава, массивы которых известны в пределах рассматриваемой территории. Близкими по типу минерализации к метасоматически измененным породам являются также зоны приразломных щелочных метасоматитов, выделяемые в последнее время рядом исследователей по западной окраине Алданского шита, а также в зонах глубинных разломов в Западном и Северном Прибайкалье и других местах.

К позднедокембрийской нерасчлененной гранитовой формации (P₂) отнесены нами гранитоиды, пользующиеся широким распространением в пределах Заангарского, Сангиленского, Малханского, Приаргунского геоантиклинальных поднятий, в пределах перикратонной системы (Присаянье, Южно-Енисейский горст), Баргузино-Витимского срединного массива, в меньшей степени - Байкальского, Хамардабанского Чуйского-Тонодско-Нечерского геоантиклинальных поднятий и Протеросаянского, Окинского, Ильчирского и других геосинклинальных прогибов, где они, как правило, несут незначительную редкометальную минерализацию. Характерна дискордантная форма плутонов, значительная их дифференцированность и преобладающая массивная текстура слагающих пород, что отличает их от более ранних пегматит-гранитовых формаций, формирование которых характеризует начальную стадию орогенного этапа и происходит одновременно с периодом складкообразования и началом инверсии геосинклинального режима. Плутоны данной формации являются отчетливо постскладчатыми, трещинными. Формирование их связано с общей инверсией геосинклинального режима и развитием крупных разрывных нарушений, являющихся подводными каналами для их внедрения.

Массивы Заангарского геоантиклинального поднятия, включаемые нами в данную формацию (Чиримбинский, Гурахтинский, Ногатинский, Аяхтинский, Татарский) представляют собой крупные дискордантные батолитоподобные тела площадью от 100 до 150 км², сложенные преимущественно щелочноземельными гранитами. Характерна довольно изометричная, несколько вытянутая в субширотном направлении форма тел, определяемая приуроченностью к участкам пересечения крупных зон разломов субмеридионального и субширотного направлений. Наибольшее число массивов тяготеет к восточному Татарскому шву и оперяющим его разломам, ограничивающим с юга поперечное Енашимское поднятие (Е.И. Долгинов, 1964; Е.Н. Постельников, 1969). По объему данная формация здесь в значительной степени соответствует татарско-аяхтинскому комплексу (по мнению С.Г. Петрова, В.О. Вотаха, В.М. Кляровского), или каламинскому комплексу (по И.Б. Недумову) и

представляет собой полифазальный комплекс пород гранитоидного состава и сопровождающих их жильных образований, среди которых ведущая роль принадлежит пегматитам.

Изучением вещественного состава массивов данной формации в последнее время занимались М.В. Волобуев и др. (1967), С.Г.Петров и С.А.Решетова (1967), И.Л.Комов (1965), И.С.Туркин (1971) и др. Согласно их данным главную интрузивную фацию большинства массивов составляют биотитовые и биотит-амфиболовые граниты. Диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, адамелиты, иногда щелочные сиениты, нордмаркиты составляют краевые фации массивов и являются в большинстве случаев гибридными образованиями. Гранитные разности представлены, главным образом, массивными породами среднекристаллической, крупнокристаллической или порфировидной структуры. Гнейсовые фации отмечаются лишь вблизи контактов с вмещающими породами. Средний минеральный состав гранитов: кварц 22-38%, калиевый полевой шпат - 16-45%, плагиоклаз - 8-42%, биотит, роговая обманка - 6-14%, вторичные - мусковит, хлорит, эпидот до 5%, аксессуарные минералы - до 2%. Лейкократовые и двуслюдяные граниты образуют нередко самостоятельные штокообразные или жиллообразные тела небольших размеров (сотни метров - первые километры), размещенные в пределах более крупных массивов, сложенных биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами. Такие тела отмечаются в пределах Чиримбинского, Татарского и других массивов. Характерным отличием химизма их является повышенное содержание кремнезема и щелочей. Т.Я.Корневым, В.М.Даченко, А.В.Бозиним (1974) эти породы выделяются в особую группу грейзенизированных гранитов, содержащих флюорит, турмалин, шпинель, топаз и молибденит. Жильная серия их представлена аплитами, пегматитами (в том числе редкометалльными), кварц-полевошпатовыми и кварцевыми жилами с золотом, молибденом, шеелитом, касситеритом.

Близкими чертами строения, состава и химизма обладают массивы, размещенные в пределах других геантиклинальных поднятий Саяно-Байкальской системы, а также перикратонной краевой системы (в Присяянье и Южно-Енисейском горсте), где они включаются большинством исследователей в состав Нижнеканского и Саянского комплексов.

Сложное строение формации, пестрый набор слагающих ее массивы пород и их петрохимические и геохимические различия позволяют предполагать в дальнейшем возможность ее более подробного формационного расчленения. По своим петрохимическим и геохимическим особенностям наиболее близки к редкометалльным пегматитам описанные выше лейкократовые и двуслюдяные граниты, выделяемые некоторыми исследователями наряду с грейзенизированными гранитами, обогащенными фтором, в особую группу редкометалльно специализированных гранитов. Генетическая связь с ними редкометалльных пегматитов более очевидна.

Становление массивов саянского комплекса Присяянья по данным исследований последних лет (Г.Н.Абрамович и др., 1974) многофазно. В первую фазу выделяются гранитоиды повышенной основности (диориты, кварце-

вые диориты, гранодиориты). Ко второй фазе отнесены нормальные биотитовые граниты и мусковит-биотитовые граниты, широко представленные в Урикском, Тагнинском, Далдарминском, Окинском и других массивах. Ввиду ограниченного распространения пород первой фазы и преимущественного развития в краевых зонах массивов фации, мы склонны рассматривать их в качестве гибридных краевых фаций массивов данной фации.

Петрохимические особенности гранитов второй фазы устойчиво выдержаны на большой площади и определяют принадлежность их к породам переыщелоченным глиноземом и кремнекислотой и умеренно богатым щелочами с преобладанием калия в их составе. Характерны повышенные по отношению к кларковому содержанию рубидия, лития, цезия и свинца.

Среди акцессорных минералов гранитов второй фазы помимо обычных апатита, циркона, магнетита и непостоянно встречающихся ортита и ильменита, отмечаются гранат, турмалин, флюорит, колумбит.

Таким образом, характерными особенностями строения фации в целом является сложное строение входящих в ее состав интрузивов, трещинный постскладчатый характер большинства массивов, массивный структурный облик слагающих их пород, преимущественно гранитовый состав пород (биотитовые и лейкократовые граниты нормальной щелочности), существенная роль пегматитовых, в том числе и редкометалльных пегматитовых жил в составе экзоконтактных ореолов интрузивов.

Характерными чертами химизма гранитов являются повышенные по сравнению со средними типами гранитовых пород Р. Дели содержания кремнекислоты и щелочей, а также повышенное содержание в них редких элементов. Характерной чертой металлогении фации является повсеместно проявленная парагенетическая связь с ней разнообразных типов пегматитовых образований, как безрудных, слюдяных, так и микроклин-альбитовых, несущих комплексную редкометалльную акцессорную минерализацию.

Позднедокембрийская (верхнерифейская) гранит-лейкогранитовая фация (P_{R2}) объединяет многочисленные, преимущественно малые штокообразные тела лейкократовых, мусковитовых и двуслюдяных гранитов повышенной щелочности и кислотности, распространенные преимущественно в пределах структур геантиклинального типа развития Саяно-Байкальской складчатой системы. В состав данной фации входят также некоторые малоглубинные гипабиссальные тела лейкогранитов и гранит-порфиров, характеризующиеся небольшими размерами и приуроченностью к позднеорогенным разрывным нарушениям (см. фиг. I). Сюда включены нами гранитоидные образования глушихинского и согренского комплексов Енисейского Кряжа, бирсинского комплекса Восточного Саяна, а также многочисленные малые тела лейкократовых гранитов Сангиленского Малханского, Хамардабанского и Приаргунского геантиклинальных поднятий, сходные с ними по составу и строению гранитоиды баргузинского и конкудеро-мамаканского комплексов Баргузино-Витимского срединного массива.

В пределах Заангарского геантиклинального поднятия Енисейского Кряжа граниты данного типа были впервые выделены А. В. Лесгафтом под на-

званием согренского комплекса, затем С.П.Петровым и С.А.Решетовой (1967) под названием глушихинского комплекса субвулканических гранитов.

Массивы данной формации тяготеют здесь к Приенисейскому субмеридиональному шву и оперяющим его разломам, имеют слабо удлиненную или близкую к штокообразной форму и сложены по С.Г.Петрову и С.А.Решетовой (1967) лейкократовыми и биотитовыми гранитами и гранит-порфирами гипабиссального облика. Они имеют резко секущие контакты с вмещающими их отложениями тейской, сухопитской и тунгусикской серий, нередко с зонами закалки вдоль контактов. Для всех массивов характерно отсутствие признаков ассимиляции вмещающих пород, ультракислый состав и повышенная их глиноземистость и щелочность при преобладании калиевой составляющей, а также низкое содержание полевошатовой извести. В составе жильных тел, сопровождающих массивы формации, нередко представлены субвулканические породы - кварцевые порфиры, альбитофиры, гранит-порфиры, а также аплиты, пегматиты, мусковитовые граниты и кварцевые жилы. В ряде массивов (Лендахский, Согренский) существенную роль играют пегматоидные аляскитовые граниты, часто измененные процессами автотометасоматоза и грейзенизации. В составе аксессуарных минералов также как и для описанных ранее двуслюдяных лейкократовых гранитов, ассоциирующих с массивами гранитовой формации, характерны флюорит, топаз, фергусонит, молибденит, шеелит наряду с высокими содержаниями ильменита, циркона, апатита. Близость петрографических, петрохимических и минералого-геохимических особенностей **этих и других гранитов свидетельствует о возможной близости времени их формирования и возможности отнесения к одной формации.** К данной формации мы относим и граниты Белогорского массива Енисейского Кряжа, расположенного в пределах Южно-Енисейского горста (Канской глыбы) краевой перикратонной системы. Белогорский массив расположен в центральной части Канской глыбы, в бассейне р.Думихи, сложен породами гранитного состава близповерхностной фации - гранит-порфирами, аплитовидными гранитами, липаритоподобными породами повышенной щелочности - и характеризуется широким развитием процессов грейзенизации и альбитизации. С метасоматически измененными разностями данных гранитов связана редкометальная аксессуарная минерализация.

Дейтероорогенные редкометальные
формации салаирского, герцинского
и мезозойского этапов

Данные формации представлены породами различных по петрографическому составу и геохимической специализации гранитоидных и щелочных интрузивных комплексов. Различия петрографического набора пород, составляющих эти комплексы, их петрохимических и геохимических особенностей позволили выделить среди них гранитовую, аляскитовую, щелочногранитовую и другие гранитоидные формации и ряд нефелинсодержащих формаций, описание которых в рамках рассматриваемых возрастных этапов будет приведено ниже.

Характерной чертой структурного положения всех выделенных формаций является приуроченность к зонам разломов разной протяженности, ограничивающих различные типы байкальских структур фундамента, и более мелким разломам. Специфика дейтероорогенного магматизма выражена в размещении его за пределами синхронных геосинклинальных формаций, во вмещающих структурах рамы, независимо от их возраста, а иногда и в значительном удалении от разновозрастных геосинклиналей (мезозойские формации).

Дейтероорогенные редкометалльные формации салаирского и герцинского этапов формирования размещены на всей площади развития байкальских структур рассматриваемой складчатой области. Ареалы же распространения мезозойских редкометалльных формаций ограничиваются лишь территорией ее восточной окраины и приурочены к наиболее удаленным от края платформы внутренним ее частям. Они являются западным флангом мощных ареалов мезозойского магматизма, развитого к югу и востоку, в пределах Монголии и геосинклинальных областей, прилегающих к Тихоокеанскому побережью.

Редкометалльные гранитоидные формации салаирского и герцинского этапов формирования. Так же как и описанные выше протоорогенные формации байкальского этапа, данные формации пространственно тяготеют к структурам геоантиклинального типа развития. Они отличаются повышенной кислотностью и щелочностью и повышенным содержанием редких элементов от синхронных формаций, завершающих развитие регенерированных геосинклиналей соответствующего возраста, расположенных на площади Саяно-Байкальской складчатой области.

Эти формации представлены нерасчлененной салаирской гранит-граносиенитовой формацией, объединяющей нойбинский, витимканский "внегеосинклинальный" и другие комплексы Енисейского Кряжа, Восточного Саяна, Байкальской горной области и герцинской - гранит-граносиенитовой нерасчлененной формации. Последняя включает по всей вероятности гранит-аляскитовую и щелочногранитовую формации (сытхольский, бреньский, огнитский комплексы Восточной Тувы, Сангилена и Восточного Саяна), и возможно формацию фтор-литиевых гранитов (табл.2).

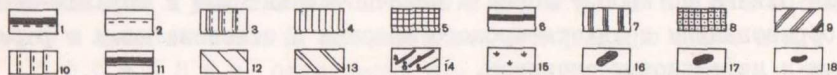
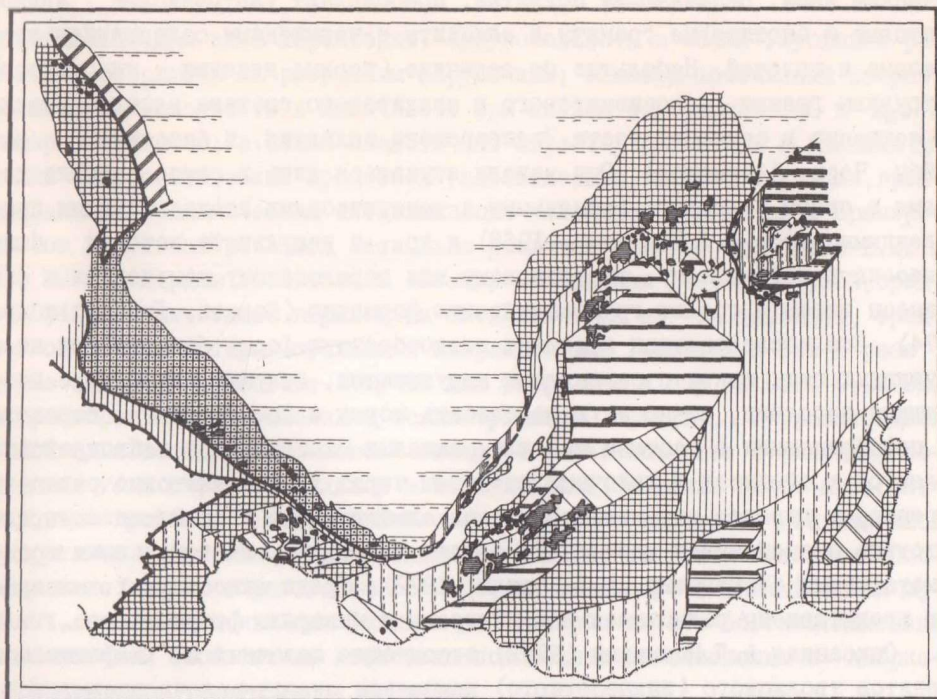
Салаирская нерасчлененная гранит-граносиенитовая формация имеет сложный полифацальный состав и представлена серией пород, включающей граносиениты, сиениты, щелочные граниты, щелочные сиениты. Интрузивы данной формации распространены по всей площади Саяно-Байкальской складчатой системы - на территории Байкальской горной области Западного Прибайкалья, Западного Забайкалья, Енисейского Кряжа и Восточного Саяна (фиг.2).

Среди гранитоидов Заангарского геоантиклинального поднятия Енисейского Кряжа, образующих мелкие штокообразные тела, приуроченные к разломам, которые ограничивают грабенообразные орогенные структуры венд-нижнепалеозойского возраста и тяготеют к крупным региональным текто-

Таблица 2

Корреляционная схема нижнепалеозойских (салаирских) и герцидских дейтероорогенных редкометаллоносных интрузивных комплексов Саяно-Байкальской складчатой системы

Возраст	Формационный тип	Структуры Саяно-Байкальской складчатой системы			Структуры перикратонных зон краевой системы	
		Геосинклинальные прогибы	Геоантиклинальные поднятия	Срединные массивы	Геосинклинальной	Геоантиклинальной
Средний- верхний палеозой	Гранитовый (нерасчлененный)	Амананский	-	-	-	-
	Аляскитовый	Джидинский (2 фаза)	Сютхольский	Зазинский	-	-
	Щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов	Сыннырский, Ботогольский	Сангиленский	-	-	Северинский
	Гранит-граносиенитовый (нерасчлененный)	Огнитский	Огнитский, Уядинский	-	-	Огнитский
Венд- нижний кембрий	Гранит-граносиенитовый (нерасчлененный)	Сархойский, Бугульминский	Нойбинский	Витимканский	-	Бугульминский
	Щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов	-	Среднетатарский, Уволжский (Захребетный), Витимканский	Витимканский	Тазеранский	-
	Щелочных ультраосновных пород	-	Кийский	-	-	Землянский



Фиг.2. Схема размещения главнейших нижнепалеозойских (салаирских) редкометаллоносных магматических формаций в структурах южного обрамления Сибирской платформы. Составили Е.А.Алтухов и А.И.Луцицкая с использованием материалов ИМГРЭ, КГУ, ИГУ, БГУ, ЧГУ и других организаций

Структуры досалаирского этапа формирования: Сибирская платформа: I - фундамент, 2 - чехол, 3 - перикратонное опускание. Саяно-Байкальская и краевая системы: 4-9 - структуры, консолидированные в процессе байкальского цикла (4 - геосинклинальные прогибы, 5 - геоантиклинальные поднятия, 6 - срединные массивы, 7 - перикратонная геосинклинальная зона, 8 - перикратонная геоантиклинальная зона, 9 - миогеосинклинальная зона); 10-11 - структуры байкалид, вовлекавшиеся в пассивный эпибайкальский орогенез и гранитообразование: (10 - геосинклинальные прогибы, 11 - срединные массивы).

Структуры салаирского этапа формирования: 12 - регенерированные геосинклинальные прогибы, 13 - внешние геосинклинальные прогибы.

14 - главнейшие дизъюнктивы. Краевые швы: а - ограничивающие Сибирскую платформу, б - ограничивающие рифейский континент; в - региональные разломы, разделяющие отдельные структуры, 15 - кайнозойские впадины.

Редкометаллоносные формации: 16 - гранит-граносиенитовая нерасчлененная (включает редкометаллоносные аляскитовую и щелочно-гранитовую формации); 17 - щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов; 18 - щелочных ультраосновных пород.

ническим швам, окаймляющим поднятие, преобладают ультракислые лейко-кратовые и биотитовые граниты и аляскиты с повышенным содержанием кремнезема и щелочей. Небольшие по величине (первые десятки километров) интрузивы гранит-граносиенитового и сиенитового состава развиты преимущественно в северной части Заангарского поднятия, в бассейнах рек Нойбы, Чары, Алманакана. Они начали изучаться лишь в самое последнее время в связи с геолого-съёмочными и тематическими исследованиями, проведенными здесь А.Д.Ножкиным (1968) и др., в результате которых были отнесены к нойбинскому, тырадинскому или вороговскому комплексам и объединены затем в гранит-граносиенитовую формацию (Корнев, Даценко и др., 1974). Все исследователи отмечают штокообразную форму большинства интрузивных тел, связь с разрывными нарушениями, секущие контакты с вмещающими породами, повышенную щелочность пород и постепенные переходы от преобладающих в составе тел ультракислых биотитовых и лейкократовых гранитов к сиенитам и щелочным сиенитам через граносиенитовые разности. Характерно широкое развитие процессов альбитизации и грейзенизации, присутствие амазонитовых разностей и обогащенность их редкоземельными и редкометалльными элементами (А.Д.Ножкин, 1972). Среди акцессорных минералов представлены редкоземельные минералы и минералы фтора и бора.

Описанная А.Д.Ножкиным (1972) ассоциация щелочных и нефелиновых сиенитов уволжского (захребетного) комплекса сиенит-щелочносиенитовой формации близка по набору пород к щелочно-сиенитовым и нефелин-сиенитовым образованиям среднетатарского массива и отнесена нами к формации щелочных и нефелиновых сиенитов.

Гранитоиды бугульминского комплекса¹, рассматриваемые в составе граносиенитовой формации, условно салаирского возраста, размещены на площади Присянской перикратонной геосинклиналиной зоны и прилегающих частях Саяно-Байкальской складчатой области. Согласно данным А.Е.Воронцова (1972) они представлены лейкократовыми порфиroidными мелко- и среднезернистыми граносиенитами с высоким содержанием кремнезема и щелочей при преобладании калия и повышенном против кларка содержании редких элементов.

В составе поздних фаз интрузивов бугульминского комплекса, размещенных во внутренних частях Восточного Саяна (Окинский геосинклиналь - ный прогиб), в последнее время выявлены и разновидности, близкие гранитам формации фтор-литиевых гранитов (О.К.Кожевников и др., 1975). Они состоят из мелких (с площадью выходов до 0,5 км²) штокообразных тел и дайки мелкозернистых лейкократовых гранитов, близких по составу гранитам более ранних фаз формирования комплекса и характеризуются повышенными содержаниями фтора, олова и др. редких элементов.

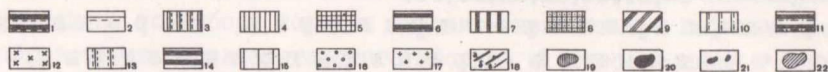
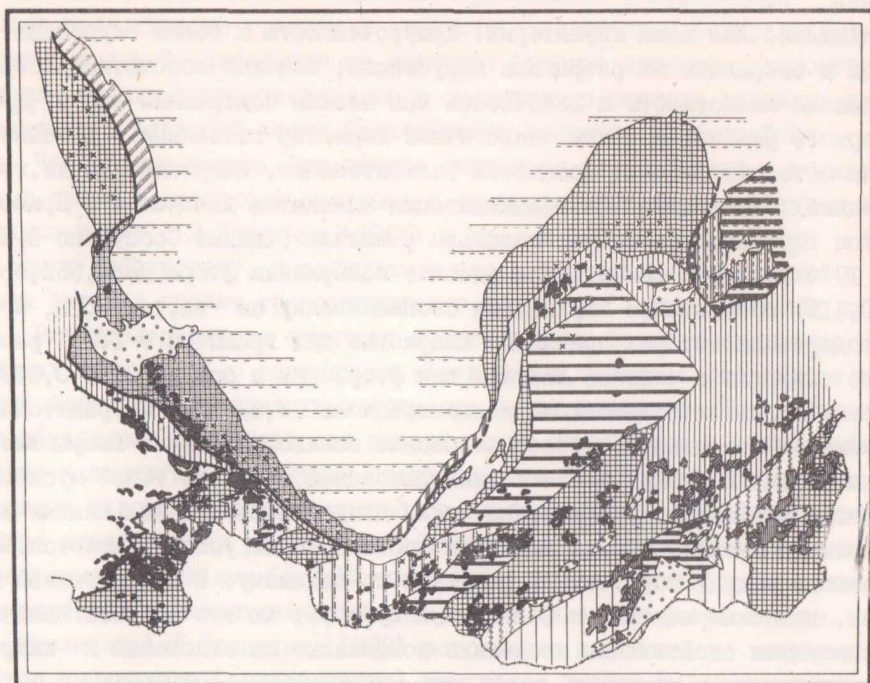
Близкие гранитам бугульминского комплекса петрохимические и геохимические особенности свойственны и гранитоидам витимканского комплекса и отождествляемым с ними большинством исследователей гранитоидам

¹ Имеются данные в пользу отнесения комплекса к герцинскому этапу.

Прибайкалья. Для всех характерны: приуроченность к зонам глубинных разломов и оперяющим их разрывным нарушениям; близкий абсолютный возраст; повышенная кислотность и щелочность при низком содержании CaO и MgO и суммарного железа; а также аналогичный характер связанных с данными гранитами метасоматических процессов (альбитизации, микроклинизации, грейзенизации). Геохимическая специализация аляскитов Даванской и Приморской зон глубинных разломов несколько различна (данные Собаченко В.Н. и др., 1974). Первым свойственны высокие содержания фтора (до 0,55%, среднее 0,41%) и отчетливо выраженная специализация на Nb , Ta , Sn , TR , средние содержания которых превышают кларковые для гранитов в 1,5–3 раза; вторые содержат в составе летучих как фтор, так и бор (0,0034–0,0039%) и характеризуются повышенными концентрациями W , Sn , Bi . С гранитоидами Прибайкалья ассоциируют метасоматические полевошпатовые и кварцполевошпатовые тела с редкометальной минерализацией, а также топаз–мусковит–кварцевые грейзены. Генетическая связь данных образований с какими-либо конкретными магматическими породами достоверно не устанавливается. Возникновение данных образований связано, по-видимому, с воздействием глубинных, возможно мантийных флюидов на субстрат любого состава. Щелочным метасоматитам свойственны несколько повышенные по отношению к кларковым содержания Ta , Nb , Be , TR , Zn , Mo , Pb .

Ареалы распространения герцинской нерасчлененной гранит–граносиенитовой формации охватывают еще более значительные площади Саяно–Байкальской складчатой системы, по сравнению с салаирской, и несколько смещены относительно нее к югу и востоку, охватывая структуры Восточного Саяна, Тувы, Хамардабана, Западного и Восточного Забайкалья (фиг.3).

Формация включает различные по величине и форме интрузивные тела, входящие в состав сютхольского, брельского и огнитского комплексов. Гранитоидные образования сютхольского и брельского комплексов представлены лейкократовыми гранитами повышенной щелочности с преобладанием калия по отношению к натрию и высоким содержанием кремнезема (по данным М.М.Шенкмана, 1962; А.С.Павленко и др., 1974) и могут быть отнесены к аляскитовой редкометальной формации. Гранитоидные образования огнитского комплекса, распространенные в Присаянье и Протеросаяне, согласно данным И.П.Кобеляцкого, А.Л.Додина, Ю.Е.Диброва, Ф.Б.Волколакова, А.И.Сулоева, Л.Н.Морозова и многих других, отличаются большим разнообразием (биотитовые и биотит–мусковитовые микроклиновые граниты и граносиениты, аляскиты, субщелочные лейкократовые граниты, щелочные граниты, нефелиновые и щелочные сиениты) и, по-видимому, включают образование как аляскитовой, так и щелочногранитовой формаций. Характерными чертами их химизма являются повышенные глиноземистость, кислотность и щелочность (при преобладании натрия в альбитизированных разностях) и несколько повышенные содержания редкоземельных элементов. Щелочногранитовые, щелочносиенитовые и нефелин–сиенитовые образования выделены нами в самостоятельную формацию щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых



Фиг.3. Схема размещения главнейших средне-верхнепалеозойских (герцинских) редкометаллоносных магматических формаций в структурах южного обрамления Сибирской платформы. Составили Е.Н.Алтухов и А.И.Лучицкая с использованием материалов ИМГРЭ, КГУ, ИГУ, БГУ, ЧГУ и других организаций

Структуры догерцинского этапа формирования: Сибирская платформа: I - фундамент, 2 - чехол, 3 - перикратонное опускание. Саяно-Байкальская и краевые системы: 4-9 - структуры байкалит, консолидированные в процессе байкальского цикла (4 - геосинклинальные прогибы, 5 - геантиклинальные поднятия, 6 - срединные массивы, 7 - перикратонная геосинклинальная зона, 8 - перикратонная геантиклинальная зона, 9 - мезогеосинклинальная зона); 10-11 - структуры байкалит, переработанные в процессе салаирского тектогенеза (10 - геосинклинальные прогибы, 11 - срединные массивы); 12 - структуры байкалит, вовлекавшиеся в активный салаирский (эпиплатформенный) дейтероорогенез; 13-14 - структуры байкалит, вовлекавшиеся до герцинского этапа в пассивный орогенез и гранитообразование (13 - геосинклинальные прогибы, 14 - срединные массивы).

Структуры герцинского этапа формирования: 15 - геосинклинальные прогибы, 16 - орогенные структуры, 17 - кайнозойские впадины, 18 - главнейшие дизъюнктивы: краевые швы (а - ограничивающие дорифейскую Сибирскую платформу, б - ограничивающие рифейский континент), в - региональные разломы, ограничивающие отдельные структуры.

Редкометаллоносные формации: 19 - гранитовая, нерасчлененная (включает редкометаллоносную аляскитовую); 20 - аляскитовая; 21 - щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов; 22 - гранит-граносиенитовая нерасчлененная (включает редкометаллоносные щелочно-гранитовую, щелочно-сиенитовую, нефелин-сиенитовую формации).

сиенитов, описание которой приводится ниже при описании нефелинсодержащих формаций (см. фиг. 3).

К герцинской гранитовой нерасчлененной формации (включающей редкометалльную аляскитовую) отнесены преимущественно дискордантные, трещинные, сложно дифференцированные интрузивы Забайкалья, распространенные на территории Хамардабанского, Приаргунского геосинклинальных поднятий и сопряженных с ними геосинклинальных прогибов, а также частично на территории Баргузино-Витимского срединного массива (см. фиг. 3). Поздние фазы многих из них представлены лейкократовыми и субщелочными гранитами. Возраст интрузивов формации варьирует от среднего до верхнего палеозоя.

По своим геохимическим и петрохимическим особенностям интрузивы данной формации отличаются от одновозрастных геосинклинальных гранит-гранодиоритовых формаций регенерированных герцинских прогибов (кыринский и др. комплексы) более высокими содержаниями кремнезема и щелочей и ряда литофильных редких элементов. Размещение гранитоидов контролируется крупными региональными разломами, пересекающими как собственно геосинклинальную зону (даурский прогиб), так и ее раму. Процессы альбитизации, микроклинизации и грейзенизации широко развиты в связи с гранитоидами данной формации часто в тех участках гранитоидных тел, где с ними ассоциируют пегматитовые поля (бассейн р. Бытыра и др.).

Редкометалльные нефелинсодержащие щелочные формации салаирского и герцинского этапов магматической активности характеризуются незначительным развитием по сравнению с гранитоидными, но разнообразным фаціальным обликом. Формационное расчленение нефелинсодержащих комплексов проведено при участии Е. П. Осокина на основе представлений о формационном расчленении щелочных пород Л. С. Бородина и др. (1970), учитывающих как генетическое родство щелочных и ассоциирующих с ними известково-щелочных пород, так и геохимическую специфику щелочных пород и их генезис.

Интрузивы нефелинсодержащих формаций образуют малые по размерам тела, штокообразной, реже дайкообразной формы и характеризуются пространственной и генетической связью с гранитоидными и габброидными образованиями.

Согласно упомянутым выше построениям Л. С. Бородина и др. (1970) и других исследователей, все разнообразие ассоциаций рассматриваемых нефелинсодержащих щелочных пород может быть сведено к щелочно-ультраосновному, щелочно-габброидному, палингенному нефелинсиенитовому и близкому к последнему щелочно-гранитоидному формационным типам. Щелочные породы двух первых типов ассоциируют с нормальными габброидами и ультрабазитами, третьего и четвертого типов — с гранитоидами.

К салаирским принадлежат нефелинсодержащие щелочные породы татарского и кийского комплексов Енисейского Кряжа, зиминского комплекса Восточного Саяна и витимканского комплекса Байкальской горной области. Верхняя возрастная граница двух первых комплексов определяется наличи-

ем гальки их пород в конгломератах эвенкийской свиты среднего-верхнего кембрия (Корнев, Даценко, Бозин, 1974). Этому не противоречат и некоторые данные абсолютного возраста интрузивов: татарского 550 млн. лет (Кляровский, 1962), кийского 450-460 млн. лет (данные ВСЕГЕИ) и зиминского 600 млн. лет (данные Л.Н. Овчинникова и др., 1974) комплексов.

К герцинским относятся многочисленные массивы нефелинсодержащих щелочных пород ботогольского (Восточный Саян), восточно-тувинского, сангиленского и дахунуурского (Тува), синиырского, акитского, сакунского и сайженского (Байкальская горная область) комплексов.

К салаирскому палингенному нефелинсиенитовому формационному типу мы относим щелочные массивы татарского и витимканского комплексов Енисейского Кряжа и Байкальской горной области.

Массивы татарского комплекса размещены в южной части Заангарского геосинклинального поднятия и контролируются системой постскладчатых разломов северо-западного простирания. Они сложены кварцсодержащими эгирин-рибекитовыми сиенитами, нордмаркитами, пуласкитами и нефелиновыми сиенитами. В эндоконтактных зонах отдельных массивов широко проявлены процессы альбитизации, сопровождающиеся пирохлоровой минерализацией. Близкий набор пород свойственен и щелочным образованиям витимканского комплекса. По данным Р.М. Яшиной (1974), ассоциация щелочных пород витимканского комплекса Байкальской горной области отнесена к миаскитсиенитовой формации (Pz₁₋₂).

К салаирскому щелочно-ультраосновному формационному типу принадлежат массивы кийского и зиминского комплексов Восточного Саяна и Енисейского Кряжа. Они сложены близкими по составу щелочно-ультраосновными породами, ассоциирующими с гипербазитами нормальной щелочности. В Кийском массиве преобладают уртиты, мельтейгиты, якупирангиты при подчиненной роли нефелиновых сиенитов и лейкократовых сиенит-порфиров. В массивах зиминского комплекса наиболее широко представлены пироксениты, ийолит-мельтейгиты и нефелиновые сиениты. Породы обоих комплексов сопровождаются карбонатизацией, в том числе и карбонатитами. Структурный контроль в размещении массивов щелочно-ультраосновных пород выражается в их приуроченности к зонам краевых швов юго-западного ограничения Сибирского кратона.

К палингенной нефелин-сиенитовой формации герцинского этапа относятся интрузивы ботогольского, восточно-тувинского, сангиленского, синиырского, акитского и сакунского комплексов Восточного Саяна, Тувы, Байкальской горной области. К этому формационному типу близки и субщелочные, и щелочные гранитоиды (огнитского, танзекского комплексов Восточного Саяна и Тувы с интенсивно проявленными процессами послемагматического метасоматоза с редкометальной минерализацией. В ботогольском комплексе наиболее широко представлены ювиты, нефелиновые и щелочные сиениты, абс. возраст ботогольского массива 460-520 млн. лет (Костюк, Базарова, 1966). В массивах восточно-тувинского комплекса преобладают нефелиновые и щелочные сиениты, граносиениты, аляскиты; подчиненное

значение имеют щелочные граниты. Абсолютный возраст пород комплекса — 400–500 млн. лет (Коваленко, Поплитов, 1970). Аналогичный породный спектр характерен для массивов сангиленского комплекса. Нефелиновым сиенитам сыннырского комплекса свойственна калиевая специфика (вплоть до образования кальсилитовых псевдолойцитов-сынныритов). Близким составом характеризуются и нефелиновые сиениты сакунского комплекса. Для пород обоих комплексов характерно низкое содержание редких элементов, что резко отличает их от пород акитского комплекса. Последнему свойственны повышенные содержания редких элементов и проявления редкометалльной акцессорной минерализации.

Магматические образования дахунурского и сайженского комплексов герцинского этапа формирования отнесены к щелочно-габброидному формационному типу, поскольку в их составе преобладают нормальные и щелочные габброиды, ийолиты и нефелиновые сиениты. Согласно данным Л.С. Бородина, Е.Д. Осокина и др. (1970), этот формационный тип является практически нередкометаллоносным. Поэтому на прилагаемой схеме (см. фиг. 3) он не показан.

Массивы пород дахунурского комплекса сложены нефелиновыми сиенитами и двитами, а также породами ийолит-уртитовой группы в ассоциации с габброидами. Их абсолютный возраст 350–410 млн. лет. (Яшина, 1974). Главнейшими разновидностями пород сайженского комплекса являются габбропироксениты, габброиды, ийолит-уртиты-мельтейгиты и нефелиновые сиениты. Формационное расчленение щелочных пород дахунурского и сайженского комплексов произведено Р.М. Яшиной (1974) более подробно. Щелочные породы дахунурского комплекса выделены ею в ийолит-фойяит-сиенитовую формацию (D_I), а щелочногабброидные образования сайженского комплекса — в габбропироксенит-ийолит-фойяитовую формацию (Pz_3). Такое расчленение как по составу, так и возрасту находится в соответствии с тектонической зональностью герцинского цикла.

Редкометалльные формации мезозойского этапа формирования

Данные формации объединяют главным образом многочисленные малые интрузивные тела преимущественно лейкогранитового и щелочногранитового состава, принадлежащие различным интрузивным комплексам (гуджирскому, асакан-шумиловскому, оленгуйскому, харалгинскому, кукульбейскому, малокуналейскому и другим).

Распространение редкометалльных формаций ограничивается в основном территорией восточной части рассматриваемой складчатой области (Западным и Восточным Забайкальем), явившейся областью мезозойской тектономагматической активизации, которую можно рассматривать как отзвук интенсивных тектонических процессов этого возраста в Тихоокеанском подвижном поясе. Надежных геологических данных о возрасте редкометаллоносных интрузивов данного этапа формирования западнее и севернее Забай-

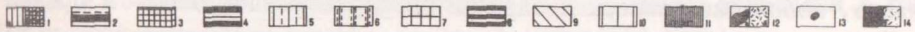
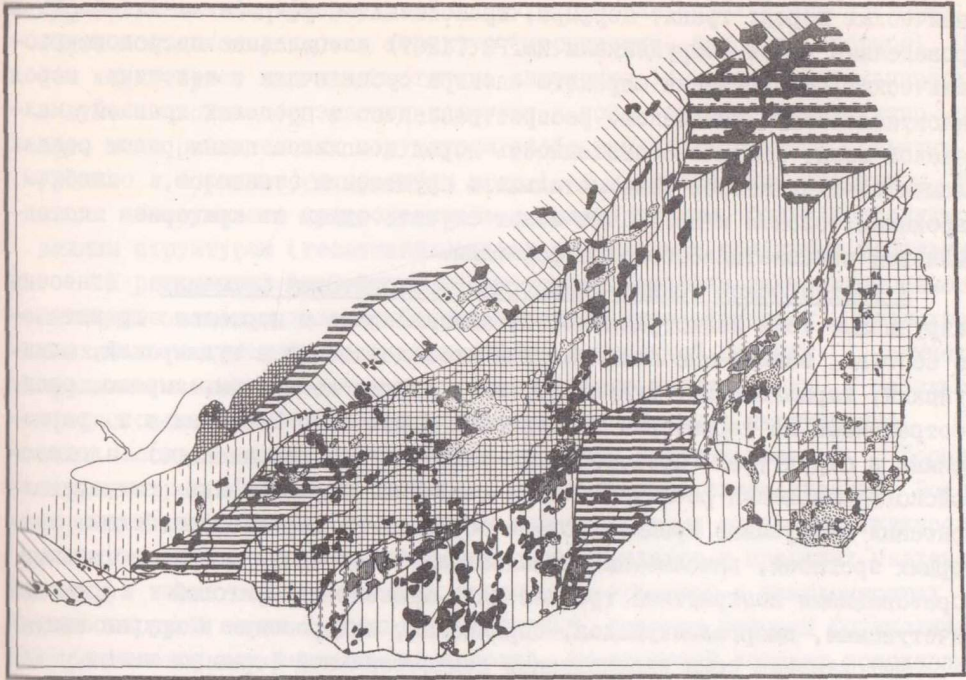
калья нет, хотя ряд исследователей (Зилов, 1961; Семинский, 1966; Шафеев, 1970 и Малых, 1974) относят к мезозойскому тектономагматическому этапу формирования отдельные редкометаллоносные интрузивы Восточного Саяна, Байкальской горной области и Хамардабана (интрузивы самсальского, биту-джилинского и др. комплексов). Характерна приуроченность мезозойских редкометалльных формаций к разновозрастным и разнородным по своему строению структурам домезозойского фундамента: геосинклинальным поднятиям, геосинклинальным прогибам, срединным массивам и др., но с преимущественным развитием формаций определенной типа в пределах определенных структурных элементов (фиг. 4).

Согласно имеющимся в настоящее время геологическим данным и многочисленным определениям абсолютного возраста, формирование мезозойских редкометаллоносных формаций происходило в верхнетриасово-нижнеюрское и средне-верхнеюрское время.

К верхнетриасово-нижнеюрскому времени относится формирование редкометалльной щелочногранитовой формации, объединяющей малые интрузивные тела щелочногранитового состава, включаемые большинством исследователей магматизма Забайкалья в малокуналейский и нерчуганский комплексы пород известково-щелочного и щелочного ряда — от биотит-роговообманковых граносиенитов до щелочных гранитов и сиенитов с многочисленными жильными и субвулканическими проявлениями: граносиенит-порфирами, сиенит-порфирами и щелочными аплитами, реже гранит-порфирами и другими промежуточными разновидностями, связанными между собой постепенными взаимопереходами. Близко одновременны (возможно более ранние) этим интрузивным проявлениям комагматичные и вулканические образования контрастной трахи-базальт-андезит-липаритовой формации (боргойская, цаганхунтейская, удуркуйская и другие свиты), выполняющие верхнетриасовые наложенные впадины.

Некоторые исследователи (Комаров, 1972) относят к малокуналейскому комплексу лишь собственно редкометаллоносные щелочногранитовые образования и их субвулканические аналоги, что нам представляется справедливым. Однако на прилагаемой мелкомасштабной схеме (фиг. 4) для рассматриваемой территории выделить собственно щелочногранитовые интрузивы пока еще невозможно. Обоснованием верхнетриасово-нижнеюрского возраста щелочногранитовой формации является прорывание щелочными гранитами осадочно-эффузивных отложений пермо-триасового возраста в районе р. Тамир и Малый Куналей и в окрестностях пос. Олентуй (Козубова, 1964) и других местах и наличие гальки этих гранитоидов в конгломератах верхнеюрско-нижнемелового возраста. Ареал распространения интрузивов формации ограничивается, главным образом, рамками наиболее древних структурных зон балтийской и карельской стабилизации. Формированию формации предшествовало образование поздне-триасовых прогибов Западного и Восточного Забайкалья, с замыканием которых и связано ее становление.

В составе собственно щелочногранитовых массивов большинством исследователей выделяется следующий набор интрузивных пород: щелочные си-



Фиг.4. Схема размещения мезозойских редкометаллоносных формаций в структурах Забайкалья. Составили В.В.Булдаков, А.И.Лучицкая, Е.Н.Алтухов с использованием материалов Читинского геологического управления

Структуры домезозойского основания: I-2 зона балтийской стабилизации (а - геосинклинальные прогибы, б - геантиклинальные поднятия, 2 - срединные массивы); 3-4 зона карельской стабилизации (3 - геантиклинальные поднятия, 4 - срединные массивы); 5-8 - зона эльсонской стабилизации (5 - геосинклинальные прогибы, 6 - шовные прогибы, 7 - геантиклинальные поднятия, 8 - срединные массивы); 9-10 - палеозойских геосинклинальных регенераций (9 - салаириды, 10 - герциниды).

Редкометаллоносные формации: II - древние гранитоиды, частично мобилизованные в мезозое, гранит-лейкогранитовой формации (борцовочный комплекс); I2-а - верхнеурская гранит-лейкогранит-аляскитовая формация (гуджирский, асакан-шумиловский, оленгуйский, харалгинский, кукулубейский, ботовский комплексы) и б - комагматичные им субвулканические и вулканические образования; I3 - верхнеурская формация фтор-литиевых гранитов (этыкийский комплекс); I4-а - верхнетриассово-нижнеурская щелочногранитовая формация (малокуналейский и нерчуганский комплексы) и б - комагматичные им субвулканические и вулканические образования.

Примечание: орогенные структуры и структуры мезозойского этапа на схеме не показаны.

енины, щелочные кварцевые сиениты, нордмаркиты, щелочные граниты, в ограниченном количестве — лейкократовые граниты и граносиениты, и субвулканических пород: гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и сиенит-порфиры. Проведенные ранее сотрудниками ИМГРЭ (1969) специальные петролого-геохимические исследования широкого спектра субщелочных и щелочных пород малокуналеийского комплекса, распространенного в пределах древней малханской зоны, выявили обогащенность пород комплекса целым рядом редких элементов-индикаторов редкометалльного оруденения (танталом, ниобием, цирконием, оловом и др.), что может служить одним из критериев потенциальной редкометаллоносности формации.

К верхнеурской гранит-лейкогранит-аляскитовой формации отнесены интрузивные тела лейкогранитового, аляскитового и нормально гранитового состава, включаемые большинством исследователей в Гуджирский, оленгуйский, харалгинский, кукульбайский и другие комплексы, широко распространенные на территории Западного и Восточного Забайкалья и размещенные в структурах (протерозойско-рифейского и герцинского) докембрийского основания различного типа развития. Формированию редкометаллоносных интрузивов предшествовало образование верхнемезозойских межгорных прогибов, заполненных вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями контрастной трахибазальт-андезит-липаритовой формации (ичетуйская, джаргалантуйская, бырчинская, шадоронская и другие свиты).

Интрузивные тела верхнеурской редкометалльной формации имеют, как правило, небольшие размеры и сложены преимущественно мелко- и среднезернистыми лейкократовыми гранитами, реже биотитовыми гранитами и граносиенитами. Характер залегания и морфологии тел формации указывают на малую глубинность их формирования с широким развитием приповерхностных субвулканических интрузивов. Близкими по времени формирования и частично комагматичными им являются вулканогенные и субвулканические образования упомянутой выше контрастной формации, с полями распространения кислых дифференциатов которой ассоциируют цезиеносные стекла (Кременецкий и др., 1973). Для лейкогранитов и аляскитов формации характерны высокие содержания калишпата (микроклина и микроклипертита), составляющего до 60% объема пород, высокое содержание кварца (35-40%) и кислый состав плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз), достигающего по количеству — 15% объема пород, а также широкое развитие постмагматических изменений — альбитизации, мусковитизации, микроклинизации, окварцевания. По химизму это породы класса нормальных и пересыщенных кремнекислотой пород и группы богатых щелочами пород с преимущественным преобладанием калия над натрием.

Как показали специальные исследования по изучению распределения элементов-примесей — индикаторов редкометалльного оруденения, повышенные содержания их свойственны породам, наиболее интенсивно измененным метасоматически, тяготеющим к апикальным зонам интрузивов и участкам пегматоидного строения.

Наиболее широкие ареалы распространения гранитоидов формации рас-

полагаются южнее и восточнее Малхано-Олекминской зоны древней консолидации, в пределах протерозойско-рифейских мензинско-хуналейской, газимуро-шилкинской, приаргунской и других зон альсонской стабилизации и более молодых герцинских структур (борзинский, даурский прогибы). Причем характерно, что комагматичные интрузивы формации, субвулканические и вулканические образования тяготеют к зонам сочленения структур разного типа развития или структурам слабо консолидированным (окраины даурского и борзинского прогибов и др.), а малоглубинные интрузивы формации обнаруживают приуроченность к докембрийским, более консолидированным структурам (геоантиклинальным поднятиям и срединным массивам).

К рассматриваемой формации мы условно относим пегматитоносные гранитоидные массивы докембрийских мензинско-хуналейского и газимурско-шилкинского геосинклинальных прогибов и западной окраины агинского срединного массива, которые, возможно, были мобилизованы в результате процессов палингенеза в мезозойское время. Поздние интрузивные фазы этих массивов обнаруживают близкие породам рассматриваемой формации черты петрографического состава и геохимической специализации. Возраст формации определяется прорыванием лейкократовыми гранитами гуджирского комплекса гранитоидов малохуналейского комплекса в пределах малханской зоны, а также наличием гальки гуджирских гранитов в конгломератах гусиноозерской серии Западного Забайкалья, возраст которой фаунистически определяется как верхнеюрско-меловой. Аналогичный возраст устанавливается и по наличию гальки гранитоидов харалгинского комплекса в конгломератах букукунской свиты (J_3-Cr_1) (даурская зона).

К редкометальной формации фтор-литиевых гранитов отнесены наиболее кислые, пересыщенные кремнекислотой и богатые щелочами лейкократовые, часто амазонитовые граниты, слагающие мелкие массивы, относимые большинством исследователей к кукульбейскому комплексу лейкогранит-аляскитовой формации. Многие исследователи склонны считать граниты данной формации поздними дифференциатами лейкократовых гранитов аляскитовой формации.

Характерной особенностью минерального состава гранитов формации является присутствие среди темноцветных породообразующих минералов литиевых слюд и высокие количества фторсодержащих и редкометальных акцессорных минералов. В геохимическом отношении породам формации свойственны повышенные по отношению к кларковому фону содержания фтора, редких щелочей, тантала и ниобия, в меньшей степени олова, молибдена. В настоящее время массивы формации известны лишь в пределах агинского срединного массива и периферических зонах герцинского борзинского прогиба.

ВЫВОДЫ

Анализ размещения описанных выше продуктивных редкометаллоносных формаций в пределах рассматриваемой складчатой системы показал, что редкометальные гранитоидные докембрийские протоорогенные формации и свя-

занные с ними поля редкометальных пегматитов приурочены к структурам геосинклинального типа и в целом носят ареальный характер; дейтероорогенные салаирские и герцинские гранитоидные и щелочные формации контролируются глубинными и оперяющими их разломами и соответственно локализируются в линейных зонах. Характерно, что наиболее продуктивные из дейтероорогенных формаций размещены в структурах, консолидированных в процессе байкальского цикла, и прежде всего в геосинклиналях, вовлеченных в активный эпибайкальский орогенез и гранитообразование. Для мезозойских дейтероорогенных редкометаллоносных формаций выявилась закономерная приуроченность более глубинных щелочногранитоидных формаций к структурам наиболее древней консолидации (Малханское геосинклинальное поднятие, Моклокано-Могочинский срединный массив и др.).

Е. Н. Алтухов,
В. В. Буддаков,
А. И. Лучицкая

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗОН ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Анализ связи формирования структур рассматриваемой складчатой системы со становлением развитых в ее пределах редкометаллоносных магматических формаций показал, что формирование последних происходило в процессе раннедокембрийского (архей-нижнепротерозойского), байкальского, салаирского, герцинского и мезозойского тектоно-магматических циклов, которым соответствуют пять одноименных металлогенических эпох. Поскольку становление материнских редкометальных магматических формаций происходило как в протоорогенный, так и дейтероорогенный этапы развития рассматриваемой складчатой системы, процесс формирования редкометальной минерализации в целом носил полициклический характер, хотя от цикла к циклу типы магматических формаций и связанной с ними редкометальной минерализации качественно менялись (см. фигуру).

Так как устанавливается избирательная приуроченность наиболее перспективных магматических формаций (как протоорогенных, так и дейтероорогенных) к палеоструктурам преимущественно геосинклинального типа развития (Алтухов, Смирнов, Буддаков, 1971), почти все редкометальные металлогенические зоны совпадают с контурами протерозойско-рифейских структур Саяно-Байкальской складчатой системы, подобного типа развития.

Следует отметить, что подобный анализ редкометальной металлогении рассматриваемой складчатой системы проведен впервые, так как все имеющиеся в этом плане более ранние исследования посвящены, как правило, либо общим вопросам металлогении, либо носят узкий специализированный характер.

Наиболее древняя, раннедокембрийская (архей-нижнепротерозойская) металлогеническая зона выделяется в пределах западной окраины Алданс-

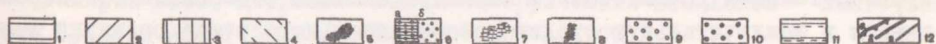
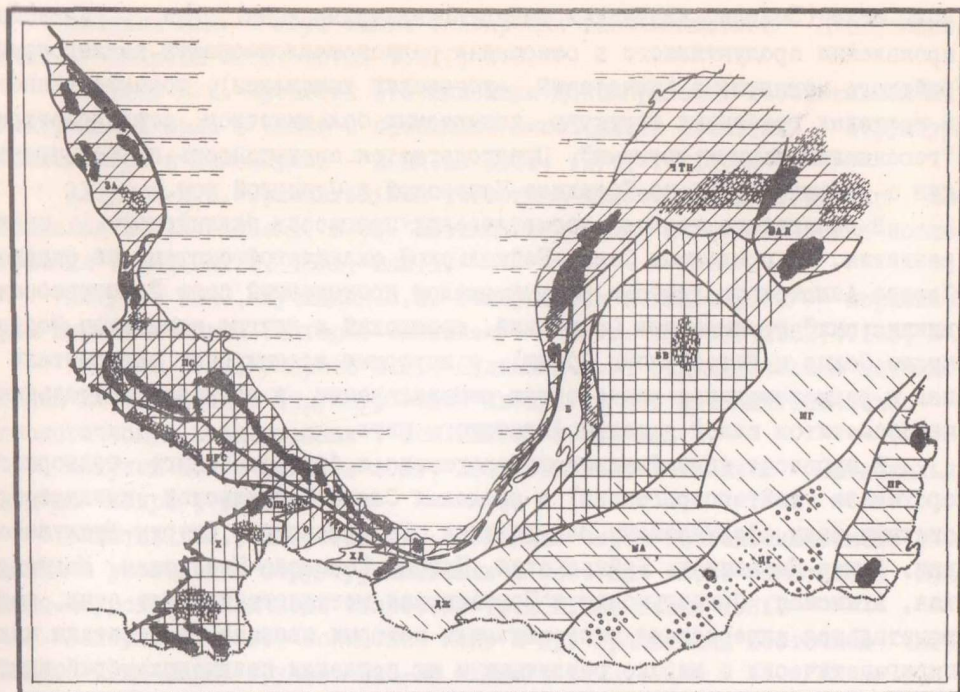


Схема размещения редкометалльных металлогенических зон в структурах южного обрамления Сибирской платформы. Составили Е.Н.Алтухов, А.И.Лучицкая, В.В.Булдаков с использованием материалов ИМГРЭ, КГУ, ИГУ, БГУ, ЧГУ и других организаций, 1975

Редкометалльные металлогенические зоны, сформированные в тектонические эпохи: 1 - байкальскую, 2 - салаирскую, 3 - герцинскую, 4 - мезозойскую. Поля распространения преобладающих типов редкометалльной минерализации: 5 - поля развития редкометалльных пегматитов, связанных с протерогенными редкометал - доносными гранитовой и лейкогранитовой формациями, 6 - поля развития метасоматически измененных аляскитовых гранитов, метасоматитов и пегматитов с редкометалльной (Ta, Si, Be, Cs) акцессорной минерализацией (а - домезозойские, б - мезозойские), 7 - поля развития щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов и метасоматитов с редкометалльной (Ta, Nb, TR) акцессорной минерализацией, 8 - поля развития щелочно-ультраосновных пород и связанных с ними карбонатитов с редкометалльной (Ta, Nb, TR) акцессорной минерализацией, 9 - поля развития вулканоплутонической липарит-гранит-лейкогранит-аляскитовой формации с редкометалльной сульфидно-касситеритовой минерализацией, 10 - поля развития фтор-литиевых гранитов с редкометалльной (Ta, Be, Sn, Li) акцессорной минерализацией, 11 - платформенный чехол, 12 - главные дизъюнктивы: крестные швы (а - ограничивающие Сибирскую платформу, б - рифейский континент), в- региональные разломы. Индексы на схеме обозначают названия металлогенических зон: С - Сангиленская, Х - Харальская, Ош - Олурум-Шутхулайская, Прс - Протеросаянская, Пс - Присянская, За-Заангарская, Б - Байкальская, ЧТН - Чуйско-Тонодско-Нечерская, ВВ - Баргузино-Витимская, МА - Малханская, Пр - Приаргунская, ЗАЛ - Западно-Алданская, ДЖ - Джидинская, ИГ - Моклокано-Могочинская, ЦЗ - Центрально-Забайкальская (Мензенско-Куналейская, Агинская, Шилкинская, Даурская и Борзинская подзоны).

кого щита (Западно-Алданская металлогеническая зона), где известны проявления продуктивного в отношении редкометаллоносности раннедокембрийского магматизма (ничатский, субганский комплексы), локализованного в пределах грабенных структур, называемых большинством исследователей "геосинклинальными трогами". Предполагается синхронность их формирования с развитием Чуйско-Тонодско-Нечерской и Становой зон.

В результате тектоно-магматических процессов балтийского этапа развития, за пределами Саяно-Байкальской складчатой системы, на окраине Северо-Азиатского кратона сформировался протяженный пояс "окологеосинклинальных" гранитоидов (онотский, таракский и другие комплексы Восточного Саяна и Енисейского Кряжа), с которыми ассоциирует редкометалловая и редкоземельная аксессуарная минерализация, и зоны редкометалльных метасоматитов южной окраины Алданского щита.

В процессе эпибайкальского орогенеза и более позднего, повторного орогенеза (дейтероорогенеза) в пределах Саяно-Байкальской складчатой системы были сформированы Заангарская, Сангиленская, Одурум-Шутхулайская, Хамар-Дабанская, Байкальская, Чуйско-Тонодско-Нечерская, Малханская, Агинская, Приаргунская и Присаянская металлогенические зоны, редкометалловая аксессуарная минерализация которых связана генетически или парагенетически с широко развитыми в их пределах позднедокембрийскими протоорогенными гранитовыми и лейкогранитовыми формациями, сформировавшимися в заключительную стадию геосинклинального этапа развития протерозойско-рифейских структур рассматриваемой складчатой системы. В Присаянской, Заангарской, Сангиленской, Малханской, Агинской металлогенических зонах формирование редкометалловой минерализации происходило и в более поздние (салаирскую, герцинскую и мезозойскую) эпохи дейтероорогенеза, в связи с останковением дейтероорогенных редкометалльных гранитоидных формаций.

Таким образом, структуры геоантиклинального типа развития (геоантиклинальные поднятия, срединный массив и др.) контролировали размещение редкометалловой минерализации на протяжении всей истории их развития, вплоть до мезозоя.

В отличие от докембрийской редкометалловой минерализации, связанной в основном с редкометалловыми пегматитами, редкометалловая минерализация более поздних металлогенических эпох характеризовалась большим разнообразием генетических типов, что связано с большим разнообразием сформированных в эпохи повторного орогенеза редкометаллоносных магматических формаций.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович Г.П. и др. Карта магматических формаций северо-восточной части Восточного Саяна. В сб. "Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири", 1974.

Азимов П.Т. К распределению Rb, Cs, Li и те. в породах Актауского гранитоидного массива (Западный Узбекистан). - Узб. геол. журнал, 1970, №2.

Алтухов Е.Н. О двух типах салаирских геосинклиналей Центральной Азии. - Докл. АН СССР, 1973, т.210, № 5.

Алтухов Е.Н. Процессы стабилизации докембрийских геосинклиналей Центральной Азии в связи с проблемой биполярного развития структуры земной коры в докембрии. - Докл. АН СССР, 1974, т.219, № 6.

Алтухов Е.Н. Сравнительная тектоника домезозойских структур Забайкалья и Прибайкалья. В сб. "Металлогенические и геологические исследования". Изд. ИМГРЭ, 1971, вып. I.

Алтухов Е.Н., Лучицкая А.И. Кембрийские конгломераты верховьев рек Шурмак и Нарын (нагорье Сангилен). - Докл. АН СССР, 1962, т.146, № 2.

Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д., Буддаков В.В. Редкометалльная металлогения докембрийских структур Южной Сибири. В сб. "Металлогенические и геологические исследования", изд. ИМГРЭ, 1971, вып. I.

Алтухов Е.Н., Смирнов А.Д., Леонтьев Л.Н. Тектоника Забайкалья. Изд-во "Недра", 1973.

Амантов В.А., Матросов П.С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. Тр. ВСЕГЕИ, т.58, 1961.

Байбулатов Э.Б., Боконбаев К.Д. и др. Гранитоиды восточной части Южного Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во "ИЛИМ", 1973.

Бакиров А.С., Добрецов Н.Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. Фрунзе, Изд-во "ИЛИМ", 1972.

Бакиров А.С., Киселев В.В., Королев В.Г. Геологическое строение и возраст Уланского интрузивного комплекса. Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. I, Фрунзе, 1961.

Белоножко Л.Б. Граниты докембрийских геосинклинальных трогов и их рудоносность (хребты Кодар и Удокан). В сб. "Металлогенические и геологические исследования". Изд. ИМГРЭ, 1973, вып. 4.

Белькова Л.Н., Огнев В.Н. Особенности регионального метаморфизма докембрия Средней Азии. - Вест. ЛГУ, № 24, сер. геол.-геогр., 1968, вып. 4.

Бескин С.М., Казарин В.И., Ларин В.Н., Леонтьев А.Н. О выделении самостоятельного кергетас-эспинского интрузивного комплекса щелочных гранитов в Шингизе-Тарбагатае. - Докл. АН СССР, 1971, т.198, № 4.

Бескин С.М., Марин Ю.Б. Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин. - Зап. Всес. Мин. об-ва, 101, 2, 1972.

Бескин С.М., Марин Ю.Б. Типы редкометалльных месторождений гранитовых формаций. - Зап. Всес. Мин. об-ва, 102, 3, 1973.

Беус А.А., Северов Э.А., Ситнин А.А., Субботин К.Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Беус А.А., Беренгилова В.В., Грабовский Л.И., Кочемасов Г.Г., Леонтьева Л.А., Ситнин А.А. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов (на примере гантала). Изд-во "Недра", М., 1968.

Благодравов В.А., Зайцев Н.С. Джидинская зона ранних каледонид Монголии. - Геотектоника, 1972, № 6.

Благодравов В.А. и др. Средний палеозой Северо-Восточной Монголии. - Сов. геология, 1973, № 8.

Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. Изд-во "Наука", 1967.
Боголепов К.В. О двух типах орогенеза. - Геология и геофизика, 1968, № 8.

Бородин Л.С. и др. К проблеме формаций щелочных пород и их редкометального оруденения. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1970, № 3.

Бородин Л.С. О коровых и ювенильных ассоциациях элементов. В сб. "Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов". Иркутск, 1971, ч.2.

Бородин Л.С. Проблемы формаций щелочных пород. В сб. "Проблемы магматических формаций". Изд-во "Наука", 1974.

Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. Изд-во "Недра", 1973.

Буртман В.С. О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. - Изв. АН СССР, сер.геол., 1968, № 9.

Буртман В.С. Таласо-ферганский сдвиг (Тянь-Шань). Тр.Геол. ин-та АН СССР, сер.геол., вып.104, 1964.

Виноградов П.Д., Довжиков А.Е., Огнев В.Н. Тянь-Шаньская складчатая область. В кн. "Геологическое строение СССР", т.3, Госгеолтехиздат, 1958.

Волочкович К.Л. Главные тектонические факторы, определяющие размещение металлогенических зон в палеозоидах Алтая и Южного Тянь-Шаня. В сб. "Научные собрания", изд.ИМГРЭ, вып.5, М., 1971.

Волочкович К.Л. Тектоническое положение Калба-Нарымской металлогенической зоны редкометальных пегматитов и гидротермалитов. В сб. "Новые данные по геологии, геохимии и генезису пегматитов", Изд-во "Наука", 1965.

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. О типизации геоантиклинальных поднятий в связи с металлогеническим районированием (на примере Алтая и Восточного Казахстана). В сб. "Металлогенические и геологические исследования", Изд. ИМГРЭ, 1971, вып.1.

Волочкович К.Л. и др. Опыт типизации геоантиклиналей Урало-Монгольского пояса. - Гестектоника, 1972, № 3.

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

Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. Изд-во "Наука", 1964.

Воронцов А.Е. Нижнепалеозойские гранитоиды бугульминского интрузивного комплекса и их главные геохимические особенности. В сб. "Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточного Саяна", 1972.

Вотах В.О. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы". Изд-во "Наука", 1968.

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.

Геология Монгольской Народной республики, т. I, II, Изд-во "Недра", 1973.

Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, тт. I, II, IV. Изд-во "Наука", Каз. ССР, Алма-Ата, 1967, 1968.

Геология СССР, т. XXIII. Изд-во "Недра", 1972.

Геология СССР, т. XXV. Изд-во "Недра", 1972.

Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. т. III. Изд-во "Наука", М., 1967.

Гинзбург А. И., Горжевский Д. И. К вопросу о связи редкометалльных пегматитов и некоторых типов рудных жил. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 6.

Гинзбург А. И., Караева З. Г. Критерии связи месторождений редких элементов с магматизмом. - Сб. "Магматизм и рудообразование", Изд-во "Наука", М., 1974, 25-43.

Главнейшие провинции и формации щелочных пород. Под редакцией Бородина Л. С. Изд-во "Наука", М., 1974.

Головин Е. М. Тектоно-магматические процессы Памиро-Тянь-Шаня. Ташкент, 1974.

Гоньшакова В. И. Щелочно-ультрасосновные - щелочно-базальтоидные формации и минералогия древних платформ. В сб. "Магматизм и рудообразование". Изд-во "Наука", М., 1974.

Гордиенко И. В. и др. "Палеозойские магматические формации Саяно-Байкальской горной области". В сб. "Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири", 1974.

Далимов Т. Н., Кустарникова А. А., Ярмухамедов А. Р., Кадыров М. Х., Араров В. А., Рахманов К., Шарипов Т. Т. Вулканогенные формации Узбекистана. Изд. "ФАН" Узб. ССР, Ташкент, 1971.

Дворкин-Самарский. Гранитоидные формации Саяно-Байкальской складчатой области. В сб. "Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири", 1974.

Дергунов А. Б. и др. Герциниды Монголии и проблема палеотетиса. В кн. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". Изд-во "Наука", 1971.

Джамалетдинов Н. К. К распределению редких щелочных элементов в гранитоидных комплексах Лолабулак-Кетменчинской зоны (Западный Узбекистан). - Узб. геол. журнал, 1967, № 5.

Дикенштейн Г. Х., Кравченко К. Н. (редакторы). Некоторые черты тектоники запада Средней Азии. ВНИГНИ, Москва, 1970.

Довжиков А. Е., Зубцов С. И., Аргутина Т. А. Тянь-Шаньская складчатая система. В кн. "Геологическое строение СССР", т. 2. Тектоника. Изд-во "Недра", 1968.

Долгинов Е.И. Роль поперечных тектонических зон в строении Заангарской части Енисейского Кряжа. В кн. "Вопросы геологии Енисейского кряжа". Изд-во МГУ, 1964.

Залашкова Н.Е., Минеев Д.А., Ксупов Н.Б. Сравнительная характеристика редкометалльных рибекит-полевошпатовых метасоматитов Забайкалья и Казахстана. В сб. "Особенности распределения редких элементов в изверженных горных породах", Изд.ИМПРЭ, М., 1970, 16-32.

Зайцев Н.С. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области. В кн. "Идеи академика В.А.Обручева о геологическом развитии Северной и Центральной Азии". М. Изд-во "Наука", 1963.

Зайцев Н.С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн. "Складчатые области Евразии." Изд-во "Наука", 1964.

Зайцев Н.С., Благоднаров В.А., Бямба Ж. Формационная характеристика раннекаледонских структур северной Монголии. - Булл.МОИП, отд.геол. 1974, № 4.

Зайцев Ю.А. Докимбрийские складчатости комплекса основания палеозойд Казахстана. В сб. "Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР". Тезисы докладов Всесоюз. тектонич. комитета. Москва, 1972.

Захаров А.А., Кожевников О.В., Кухринкова Н.В. Палеозойские гранитоидные формации юго-восточной части Восточного Саяна и их рудоносность. В сб. "Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири". 1974.

Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналиях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. Изд-во "Недра", 1972.

Зоненшайн Л.П., Маркова Н.Г., Нагибина М.С. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии. - Геотектоника, № 4, 1971.

Иванов В.В. О геохимической группировке рудных месторождений. Докл. АН СССР, 1967, т.164, № 4.

Ифантопуло Т.Н. Минералого-геохимические особенности щелочных пород Центрального Туркестано-Алая. Изд-во "Недра", 1975.

Киселев В.В., Королев В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Изд-во "ИЛИМ", Фрунзе, 1972.

Клитин К.А., Постельников Е.С. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири. - Геотектоника, 1966, № 6.

Коваленко В.И. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии. Изд-во "Наука", М., 1971.

Коваленко В.И., Пополитов Э.И. Петрология и геохимия редких элементов в щелочных гранитоидных породах Северо-Восточной Тувы. Изд-во "Наука", 1970.

Кожевников О.К. и др. Литий-фтористые граниты в Восточном Саяне. Докл. АН СССР, 1975, т.220, № 4.

Козирев В.В., Ежков Ю.В., Левченко И.В., Шувалов В.В., Проценко В.Ф., Чубаева С.Ш., Нечаев А.В. Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Среднего Тянь-Шаня (на примере Чаткальской и Кураминской подзон). Ташкент, "ФАН", 1972.

Комаров Ю.В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Изд-во "Наука", 1. 72.

Конев А.А. Щелочные формации Саяно-Байкальской горной области. Сб. "Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири", 1974.

Коптев-Дворников В.С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центр.Казахстана). - Изв. АН СССР, сер.геол., 1952, № 4.

Коржув С.С. Морфоструктура кристаллических щитов и проблема древних пенеппенов. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1973, № 2.

Корнев Т.Я., Даденко В.М., Бозин А.В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Изд-во "Недра", 1974.

Костяк В.П., Базарова Т.Ю. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. Изд-во "Наука", 1966.

Косыгин Ю.А. и др. Основные черты тектоники докембрия континентов. Сб. "Геология докембрия", 24 сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема I. Изд-во "Наука", 1972.

Красильников Б.Н., Алтухов Е.Н., Волочкович К.Л., Смирнов А.Д. Домезозойские тектонические структуры южной части Урало-Монгольского пояса. В кн. "Проблемы общей и региональной геологии". Изд-во "Наука", Новосибирск, 1971.

Красильников Б.Н., Алтухов Е.Н., Волочкович К.Л., Смирнов А.Д. Природа догеосинклинального фундамента и ее значение для геосинклинального процесса. "Тектоника". Докл.сов.геологов на XXIV сессии МГК. Изд-во "Наука", 1972.

Кременецкий А.А., Лебедева Л.И., Солодов Н.А. Цезиеносность вулканогенных образований СССР. - Геохимия, 1973, № 4.

Кудрявцев В.А., Бирюлькин Г.В., Ахметов Р.Н. Гранитоиды субганского комплекса Алданского щита. В сб. "Новости геологии Якутии", вып.3. Якутск, 1973.

Кузнецов А.А., Лесков С.А. К магматической конвергенции аляскистов. Докл.АН СССР, 1975, т.221, № 3.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Изд-во "Недра", 1964.

Кузнецов Ю.А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации. - Геология и геофизика, 1970, № 9.

Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. - Геология и геофизика, 1967, № 10.

Кузьменко М.В., Калита А.П., Мелентьев Г.Б., Недумов И.Б., Филиппова Ю.И. Геохимическая специализация и вопросы классификации редкометалльных гранитных пегматитов. Сб. "Пегматитовые редкометалльные месторождения", изд.ИМГРЭ, 1971, вып. I.

Кухтиков М.М. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. В кн. "Тектоника Памира и Тянь-Шаня". Изд-во "Недра", 1964.

Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Изд-во "ДОНИШ". Душанбе, 1968.

Лавицкий О.Д., Аристов В.В., Константинов Р.М., Станкеев Е.А. Эт-кинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья. Тр. ИГЕМ, вып. 100, Изд-во АН СССР, 1963.

Леонтьев А.Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. Изд-во "Недра", 1969.

Леонтьев А.Н., Бескин С.М., Казарин В.И., Ларин В.Н. О геологической позиции редкометалльных щелочных гранитов Чингиза-Тарбагатай в связи с обоснованием их магматического генезиса. В кн. "Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации". Изд-во "Недра", М., 1972.

Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. Изд-во "Наука", 1975.

Макаров В.И., Трифонов В.Г., Шукин Ю.Н. Отражение глубинной структуры складчатых областей на космических снимках. - Геотектоника, 1974, № 3.

Макаричев Г.И. Тектоническое районирование Тянь-Шаня и разломы. - Геотектоника, 1970, № 4.

Макаричев Г.И., Куренков С.А. Палеозойский серпентинитовый меланж нанской полосы (Южный Тянь-Шань). Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, т. 69, № 4.

Малых В.С. О мезозойской активизации байкальской складчатой области. Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 1.

Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. В сб. "Первый международный геохимический конгресс", т. 3, кн. I, 1972.

Мелентьев Г.Б., Айдзердзис Д.Я., Чебаненко В.В. Редкометалльно-керамические пегматиты бериллиевого ряда и перспективы их комплексной эксплуатации. В сб. "Пегматитовые редкометалльные месторождения", М., изд. ИМГРЭ, 1971, вып. 3.

Меннер В.В., Штрейс Н.А. О тектонических аспектах геохронологической шкалы. В кн. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". Изд-во "Наука", 1971.

Металлогения Тянь-Шаня. Тезисы докладов к 5-му Всесоюзному металлогеническому совещанию, июнь, 1968. Изд-во "ИЛИМ", 1968.

Минералогия щелочных массивов. Изд-во "Наука", М., 1974.

Минцер Э.Ф., Нечелюстов Г.Н., Хоханов А.И. Систематика висмутового оруденения в постмагматических месторождениях. - Сов. геология, 1975, № 4.

Миргабитов Р. О возрасте Акча-Шавасского интрузива (Чаткальский хр.). Сб. "Магматизм, вопросы минералогии и геохимии Чаткало-Кураминского региона", вып. 7, Изд-во "ФАН", Ташкент, 1971.

Муратов М.В., Хаин В.Е. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве. В кн. "Орогенные пояса", 23 сессия МГК. Доклады сов. геологов, Изд-во "Наука", 1968.

Мушкин И.В. Щелочно-базальтоидная формация активизированных орогенных областей на примере Тянь-Шаня. - Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 5.

Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963.

Невский В.А., Туровский С.Д. и др. Пример гипогенной зональности и оруденения на редкометалльно-полиметаллическом месторождении. В кн. "Зональность гидротермальных рудных месторождений", т. I, М., 1974.

Никитина Л.П. и др. Разновозрастные процессы омоложения в докембрийских породах Восточного Саяна. В кн. "Геология и геохронология докембрия". Труды лабор. геологии докембрия, 1964, вып. I9.

Ножкин А.Д. Интрузивный магматизм и некоторые черты металлогении северо-восточной части Енисейского кряжа. В кн. "Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области", Тр. СНИИГИМС, вып. 70, 1968.

Ножкин А.Д. Сиенит-щелочносиенитовая ассоциация северной части Енисейского кряжа. - Геология и геофизика, 1972, № II.

Павленко А.С. и др. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. Изд-во "Наука", 1974.

Павловский Е.В. Гранитообразование и тектоника. - Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 5.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В. Океаны и геосинклиальный процесс. Докл. АН СССР, т. 196, № 3, 1971.

Петров С.Г., Решетова С.А. Геология и петрография татарско-аяхтинского и глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа. В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири". Изд-во "Наука", 1967 (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 112).

Поршняков Г.С. Герциниды Алтая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд-во ЛГУ, 1973.

Портнягин Э.А., Гнутенко Н.А., Ковальчук И.А., Куземко В.Н., Павлов В.Н. Каменноугольный вулканизм и некоторые проблемы тектоники Гиссара (Южный Тянь-Шань). - Бюлл. МОИП, 1973, № 2.

Постельников Е.С. Байкальский орогенез. Изд-во "Наука", 1973.

Постельников Е.С. Верхнерифейские орогенные образования на северо-востоке Енисейского кряжа. - Геотектоника, 1971, № 4.

Пуцаровский Ю.М. Резонансно-тектонические структуры. - Геотектоника, 1969, № I.

Резвой Д.П. К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня. - Бюлл. МОИП, 1972, № I.

Резвой Д.П. К систематике тектонических элементов Тянь-Шаня в палеозое, мезозой-палеогене и антропогене. Геол. сб. Львов г/общ., № II, 1968.

Резвой Д.П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд. Львов. гос. ун-та, 1959.

Сабдушев Ш.Ш., Усманов Р.Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Зап. Узбекистан). - Геотектоника, 1971, № 5.

Сапожников В.Г. Геохимические особенности даек гранит-порфировко-льцевых структур южной части Токрауского синклинория (Центральный Казахстан). - Изв.АН СССР, сер.геол., 1972, № 10.

Синайский С.А., Дорошенко Н.И., Буров В.Г. Оловоносность советской части Тянь-Шаня. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. IX. Изд-во "Наука", 1970.

Синицин Н.М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960.

Славин В.И. О длительно развивающихся прогибах в альпийской геосинклинальной области. - Сов. геология, 1964, № 6.

Смирнов А.Д. и др. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. Изд-во "Наука", 1967.

Смирнов А.Д., Алтухов Е.Н. О мезозойской тектонике Забайкалья. В сб. "Металлогенетические и геологические исследования", изд. ИМПРЭ, 1972, вып. 2.

Смирнов А.М., Шульдинер В.И., Фалькин Е.М. Архей юго-востока Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах. В кн. "Тектоника Сибири", т. 3, Изд-во "Наука", 1970.

Собаченко В.Н. и др. Геолого-геохимическая характеристика гранитоидов Даванской и Приморской зон глубинных разломов Прибайкалья. - Геохимия, 1974, № 2.

Солодов Н.А. Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. Изд-во АН СССР, М., 1962.

Солодов Н.А. Научные основы перспективной оценки редкометалльных гранитных пегматитов. Изд-во "Наука", М., 1968.

Спомир Ю.Н. Редкие щелочи в гранитоидах Центральной Калбы. Геохимические исследования. М., Изд. ИМПРЭ, 1970, вып. I.

Ставров О.Д., Знаменский Б.Б. Распределение редких щелочей и элементов-минерализаторов (В, Р) в гранитоидах Калбинского массива (В. Казахстан). - Геохимия, 1961, № 12.

Тихомирова Н.И. О механизме образования редкометалльных пегматитов в связи с процессами региональной гранитизации. Сб. "Метасоматизм и рудообразование". Краткие тезисы к конфер. Л., 1972.

Тихомиров Н.И., Казин Ю.В., Козубова Л.А. и др. Интрузивные комплексы Забайкалья, их размещение в структурных зонах и их металлогенетическое значение. Сб. "Магматические формации", 1964.

Тугаринов А.И., Коваленко В.И. Геохимия гранитоидов Нигерии. Изд-во "Наука", М., 1973.

Туркин И.С. Особенности докембрийских гранитоидов Заангарской части Енисейского кряжа. В кн. "Гранитоидные массивы Сибири и их оруденение". Изд-во "Наука", 1971.

Урунбаев К.У., Ярмухамедов А.Р., Шарипов Т.Т., Кадыров М.Х. Распределение редких щелочей и таллия в вулканогенных образованиях Кураминской подзоны (Западный Тянь-Шань). - Узб. геол. журнал, 1967, № 5.

Урунбаев К.У. О геохимическом фоне редких щелочей в гранитоидах

юго-западных отрогов Чаткальского хребта (Западный Тянь-Шань). "Геология, минералогия и геохимия рудных райсов Узбекистана", вып.21, 1970. Изд-во "ФАН".

Хайруллин Б.Г. и др. О возрасте субщелочных пород Актепинского интрузива (Кураминский хр.). В сб. "Магматизм, вопросы минералогии и геохимии Чаткальско-Кураминского региона", вып.7, Изд-во "ФАН", Ташкент, 1971.

Хамрабаев И.Х., Урунбаев К.У., Рабинович А.В., Неумеечева Н.Е., Ульмасова М. К распределению щелочей и таллия в породах и минералах гранитоидных массивов Западного Узбекистана и центральной части Чаткало-Кураминских гор. - Узб.геол.журнал, 1963, № 3.

Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов. Изд-во "ФАН", 1969.

Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии земной коры. Изд-во АН СССР, 1963.

Херасков Н.П. Тектоника и формации. Изд-во "Наука", 1967.

Хаин В.Е., Шейнманн Ю.М. Сто лет учения о геосинклиналях. Сов.геология, 1960, № 11.

Шафеев А.А. Докембрий юго-западного Прибайкалья и Хамар-дабана. Изд-во "Наука", 1970.

Шейнманн Ю.М. Об условиях образования магм. - Физика Земли, 1970, № 5.

Шенкман Я.Д. Докембрийские интрузии нагорья Сангилен (Вост.Тува). Геология и геофизика, 1962, № 1.

Шмулевич А.Д., Бабаев К.Л., Палей Л.З., Отрощенко В.Д., Вировец В.В., Буров В.Г., Гобелко А.Б., Зиман Р.В., Исадуллаев 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", IX. Изд-во "Наука", 1971.

Штрейс Н.А. Проблемы связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. В кн. "Вулканизм и тектогенез". Тр.сов.геол.к XXIII сессии МГК. Изд-во "Наука", 1968.

Шульдинер В.А. Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Изд-во "Наука", 1973.

Шульц С.С.Мл. Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. Изд-во "Недра", М., 1972.

Щерба Г.Н. Колонна преобразования земной коры. Алма-Ата, 1975.

Щерба Г.Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Изд. АН Каз.ССР, Алма-Ата, 1960.

Щерба Г.Н. и др. Геология и редкометалльное оруденение Южного Казахстана. Изд-во "Наука", Алма-Ата, 1968.

Яншин А.Л. Проблема срединных массивов, Бюлл.МОИП, т.40(5), отд.геол. 1965.

Яшина Р.М. О формационном анализе щелочных пород длительно развивавшейся складчатой области. В сб. "Актуальные вопросы современной петрографии". Изд-во "Наука", 1974.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
Часть I. Основные типы геологических объектов, контролирующие редкометалльные металлогенические зоны, связанные с гранитоидными формациями	6
Основные типы региональных структур, выделяемых на специализированных тектонических картах, и анализ их связей с металлогенией. К.Л. Волочкович	6
Основные типы потенциально редкометалльных гранитовых формаций мира. С.М. Бескин	19
Часть II. Примеры структур и магматических формаций, контролирующих редкометалльные зоны в Центрально-Азиатском поясе	40
А. Палеозойская складчатая система Тянь-Шаня и Казахстана	40
Структура и развитие Тянь-Шаня. К.Л. Волочкович	40
Редкометалльные магматические формации Тянь-Шаня. В.И. Павлова	74
Редкометалльная металлогеническая зональность Тянь-Шаня. К.Л. Волочкович	86
Закономерности размещения гранитоидов с различной концентрацией редких щелочных металлов (Li, Rb, Cs) в палеозойских структурах Тянь-Шаня и Восточного Казахстана. Н.И. Тихомирова, К.Л. Волочкович	98
Основные региональные закономерности размещения висмутового оруденения в палеозойских структурах Тянь-Шаня и Казахстана. В.И. Хоханов, К.Л. Волочкович, Э.Ф. Минцер, Г.Н. Нечелюстов	107
Б. Саяно-Байкальская складчатая система	117
Структура и развитие Саяно-Байкальской складчатой системы. Е.Н. Алтухов	117
Редкометалльные магматические формации Саяно-Байкальской складчатой системы. А.И. Лучицкая, В.В. Булдаков	138
Общие закономерности размещения редкометалльных металлогенических зон южного обрамления Сибирской платформы. Е.Н. Алтухов, В.В. Булдаков, А.И. Лучицкая	161
Литература	162

УДК 551.24+553.078

Основные типы региональных структур, выделяемых на специализированных тектонических картах, и анализ их связей с металлогенезом. Волочкович К.Л. Сб. "Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса". Изд. ИМГЭ, 1975, стр. 6-18.

УДК 553.061.2.078

Основные типы потенциально редкометалльных гранитовых формаций мира. Бескин С.М. Сб. "Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса". Изд. ИМГЭ, 1975, стр. 1-39.

УДК 551.24(575)

Структура и развитие Тянь-Шаня. Волочкович К.Л. Сб. "Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса". Изд. ИМГЭ, 1975, стр. 40-74.

УДК 553.061.2(575)

Редкометалльные магматические формации Тянь-Шаня. Павилова В.И. Сб. "Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса". Изд. ИМГЭ, 1975, стр. 74-86.

УДК 553.078(575)

Редкометалльная металлогеническая зональность Тянь-Шаня. Волочкович К.Л. Сб. "Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса". Изд. ИМГЭ, 1975, стр. 86-98.

УДК 553.061.2(574/5.4)

Закономерности размещения гранитоидов с различной концентрацией редких щелочных металлов Li, Rb, Cs в палеозойских структурах Тянь-Шаня и Восточного Казахстана. Тихомирова Н.И., Волочкович К.Л. Сб. "Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса". Изд. ИМГЭ, 1975, стр. 98-107.

УДК 553.498.078(574/5)

Основные региональные закономерности размещения висмутового оруденения в палеозойских структурах Тянь-Шаня и Казахстана. Хоханов В.И., Волочкович К.Л., Минцер Э.Ф., Нечальстов Г.Н. Сб. "Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса". Изд. ИМГЭ, 1975, стр. 107-116.

УДК 551.24(571.51/.52)

Структура и развитие Саяно-Байкальской складчатой системы. Алтухов Е.Н. Сб. "Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса". Изд. ИМГЭ, 1975, стр. 117-138.

УДК 553.061.2(571.51/52)

Редкометалльные магматические формации Саяно-Байкальской складчатой системы. Лучицкая А.И., Буддаков В.В. Сб. "Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса". Изд. ИМГЭ, 1975, стр. 138-161.

УДК 553.078(571.51/52)

Общие закономерности размещения редкометалльных металлогенических зон южного обрамления Сибирской платформы. Алтухов Е.Н., Буддаков В.В., Лучицкая А.И. Сб. "Типизация структур и магматических формаций при металлогеническом районировании на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса". Изд. ИМГЭ, 1975, стр. 161-162.

98 коп.

2243